

**ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1981

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია  
ალ. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი  
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 72

კავკასიონის  
სამხრეთი უბრის იურული და  
სარკული ნაღებების ლითოლოგია

გამომცემლობა „მეცნიერება“  
თბილისი  
1981

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ  
Труды, новая серия, вып. 72

ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

17931



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕНИЕРЕБА»  
ТБИЛИСИ  
1981

554(С41)  
26.323(24)  
552.5:551.762(234.91)  
Л646

Сборник работ содержит материалы по различным вопросам литологии и палеовулканологии нижней и средней юры Южного склона Большого Кавказа.

Приводятся новые данные, уточняющие разрезы ниже- и среднеюрских отложений и их общая петрографо-минералогическая характеристика; особенности первичных текстур осадочных пород, имеющих важное значение для выяснения генезиса этих отложений, характера среды и механизма образования. Рассматривается вопрос источника обломочного материала раннеюрского бассейна. Особое место уделяется району Дарьяльского ущелья. Дается критический анализ представлений и выводов, касающихся взаимоотношений гранитоидов этого ущелья и окружающих их осадочных толщ.

Охарактеризована геологическая позиция, состав, внутреннее строение и взаимоотношения вулканогенных (спилит-кератофировой и спилит-диабазовой) формаций, связанных с ниже- и среднеюрскими геосинклинальными отложениями; воссоздается общая картина изменчивости по латерали и вертикали; приводится сопоставление с аналогичными образованиями других районов Б.Кавказа. Проявление в разных структурах вулканитов различного состава связывается с неоднородностью строения коры.

В результате литологического исследования верхнеюрско-мелового флиша Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзон Южного склона Б.Кавказа охарактеризованы основные типы пород, намечены источники питания верхнеюрско-меловых отложений, выделен стадийно-генетический ряд катагенетических образований, составлены фациальные схемы для отдельных периодов отложения верхнеюрско-мелового флиша. Приводятся также данные по литологии верхнеюрских отложений Западной Абхазии, южной Окрибы и Рачи.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Редактор Н.И. Схиртладзе

Л 20305  
И 4607(06)-81 17-81



Издательство "Мецниереба", 1981

Г.А. Чжхрадзе

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В результате проведенных исследований ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа уточнены мощности указанных образований, их петрографическая характеристика и минералого-химический состав. Должное внимание уделено первичным текстурным осадочных пород, имеющим важное значение для выяснения генезиса этих пород, характера среды и механизма образования осадка. Наблюдения над текстурными особенностями осадочных пород на площади распространения лейас-ааленских отложений показали одновременное возникновение эпизодических суспензионных потоков, давших турбидиты. Наряду с турбидитами устанавливается наличие отложений пастообразных и песчаных потоков, чередующихся между собой и с бассейновыми глинистыми осадками.

Значительное место отведено рассмотрению вопроса об источнике обломочного материала нижеюрского бассейна, особенно для участка Дарьяльского ущелья. Дается критический анализ фактического материала и выводов предыдущих исследователей о возрасте гранитоидов и окаймляющих их осадочных толщ. Устанавливается наличие метаконгломератов с галькой кварцита на границе гранитоидов Дарьяльского массива с осадочной толщей и отсутствие гранитной гальки в базальной части кистинской свиты.

### Типы разрезов и их сопоставление

Детальное литологическое описание многочисленных разрезов ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа (рис. 1) приводятся в фондовых материалах и в ряде печатных трудов (Чжхрадзе, 1979; Беридзе, 1970 и др.). В настоящей работе кратко описываются несколько опорных разрезов, уточненных новыми наблюдениями, а также схематическое сопоставление различных их типов между собой и с разрезом одновозрастных образований Дагестана.

Разрез в ущ. р. Ингури (в южном крыле  
Верхнесванетского антиклинория)

Вдоль шоссе на правом берегу р. Ингури переход от серебристых филлитов дизской серии в глинистые сланцы лейаса за-

маскирован тектоническими движениями. Здесь отсутствует базальный конгломерат, но на левом склоне ущелья, приблизительно на 800 м от уровня реки на феллитизированных черных сланцах дизской серии залегает базальный слой лейаса (рис.2-1).

1. Конгломерат, состоящий из окатанного материала подстилающих сланцев, кварца и роговиков,вверх постепенно переходит в песчаники 20-25 м

2. Толща аспидных сланцев. В нижней части сланцы содержат больше органического вещества, чем в верхней 650 м.

Эта аспидно-сланцевая толща с севера надвинута на пачку песчано-глинистых пород мощностью около 70 м.

Эту песчаниковую пачку мы раньше относили к среднему лейасу (Чихрадзе, 1979), однако по литологическим признакам, а также по структурному положению она скорее всего является частью сорской свиты верхнего лейаса.

3. Глинистые сланцы 80 м (в книге 1979 г. мощность этих сланцев ошибочно указана 800 м).

4. Массивные (2-4 м) песчаники с пачками глинистых сланцев 300 м

5. Регулярное чередование песчаников и глинистых сланцев 350 м

6. Глинистые сланцы и алевролиты с прослоями серых песчаников 320 м

7. Кварцитовидные (окварцованные и биотитизированные) песчаники (1-2 м) и пачки окварцованных глинистых сланцев (1-3 м) в нижней части толщи, а в верхней - песчаники рыхлые, содержат большое количество углистого вещества, глинистые сланцы имеют скорлуповатое выветривание 400 м.

В толще залегает диоритовый интрузив.

8. Песчаники и глинистые сланцы с карбонатными конкрециями 150 м

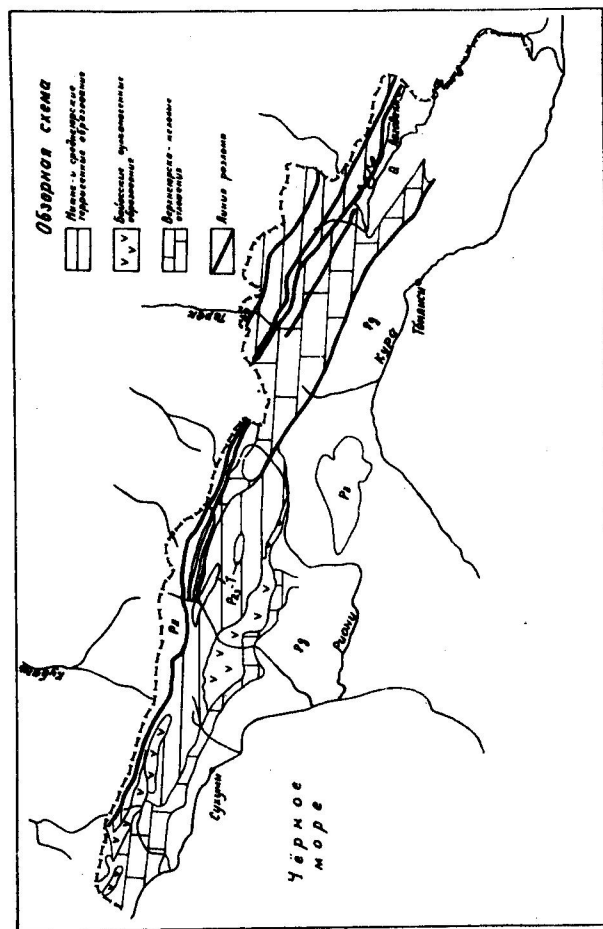
9. Архиллиты с конкрециями и линзами известняка 75 м

10. Порфиритовая свита байоса

Описанный разрез трехчленный: 1) базальные образования (нижний лейас), 2) толща аспидных сланцев (средний лейас) и 3) песчаниково-глинисто-сланцевая толща - сорская свита (тоар-ааленского возраста) (Джанелидзе, 1946). Последняя перекрывается порфиритовой свитой байоса (о текстуре пород см.ниже).

Такой тип разреза ниже- и среднеюрских отложений характерен для южной части геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

В северном крыле Верхнесванетского антиклинория разрез ниже-



среднеюрских отложений несколько отличается от описанного. Здесь развиты базальные образования, состоящие из обломочного материала подстилающих осадочных пород с примесью значительного количества пирокластики, залегающие на разных горизонтах дизской серии.

Выше следует мощная толща аспидных сланцев, в верхней части которой песчаники слагают пачку мощностью 20–25 м. Остальная часть мощной сорской песчаниково-сланцевой свиты, развитой в южном крыле Верхнесванетского антиклинория, как было отмечено еще И.Р.Кахадзе (1947), замещена глинистой фацией. Эти отложения здесь, вероятно, являются стратиграфическим эквивалентом байосской вулканогенной толщи.

Такой разрез, где отсутствует как байосская порфирировая свита, так и тоар-ааленская песчаниково-сланцевая свита (или последняя представлена пачкой песчаников мощностью два десятка метров), характерен для северной периферии дизской кордильеры (рис. 2-II).

Третий тип разреза ниже- и среднеюрских отложений выявляется по южному склону Главного Кавказского хребта от ущ.р.Накра до Мамисонского перевала и в других местах развития нижеюрских отложений на кристаллическом основании. Этот тип разреза близок к разрезу от дизской серии (к северу) до флишевого синклинория, но отличается тем, что базальные образования по южному борту Главного Кавказского хребта состоят из материала размыта гранитоидов и кристаллических сланцев, а в районе дизской кордильеры – из материала осадочных пород.

В нижней части разрезов третьего типа (как и второго) присутствуют туфобрекчии (южный склон р.Мазер), покровы лав (Чалаат), туфы (верховья Риони) и др.

В области восточного погружения Главного Кавказского хребта, в районе ущ.р.Терек имеется интересный разрез ниже- и среднеюрских отложений, несколько отличающийся от вышеотмеченных.

Следует отметить, что в ущ.р.Терек нет типичного базального конгломерата, залегающего на гранитоидах и состоящего из обломков гранитоидов. Это обстоятельство вызвало различное толкование взаимоотношений гранитоидов Дарьяльского ущелья и окаймляющих их осадочных толщ. Приведем краткое описание разреза интересующих нас отложений (рис. 2-III).

Дарьяльский и Гвелетский гранитоидные массивы тектонически контактируют с окружающими их осадочными образованиями. Только на северной периферии Дарьяльского массива можно наблюдать "неуловимый" переход от гранитов в осадочные породы. В остальных местах с гранитами по разлому соприкасаются андалузитовые графитистые сланцы,

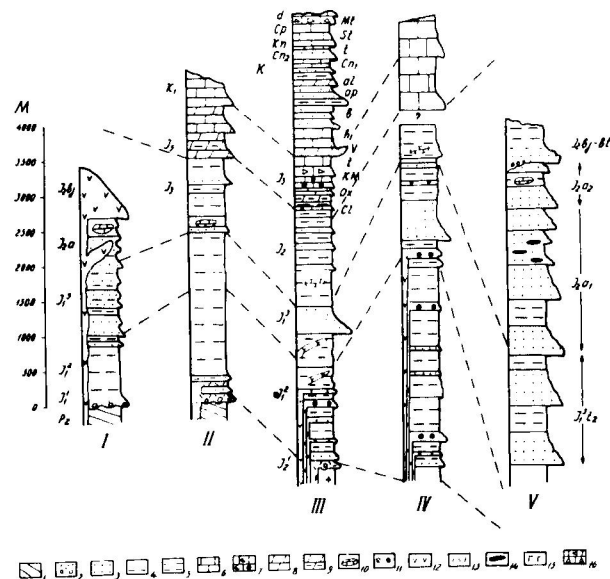


Рис. 2. Литологические колонки юрских и меловых отложений Южного склона Большого Кавказа. I – в ущ. р.Ингури, к югу от дизской серии; II – к северу от дизской серии; III – в бас. прр.Терек и Арагви; IV – суммарная колонка в Кахети; V – то же Южного Дагестана.

I – доюрские осадочные породы, 2 – конгломераты, гравелиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – глинистые сланцы, 6 – известняки, 7 – оолитовые известняки, 8 – мергели, 9 – карбонатные глинистые сланцы, 10 – карбонатные конкреции, 11 – шаровые лавы, 12 – диабазы и порфириды, 13 – пирокластика спилит-диабазовых пород, 14 – линзы угля.

кварциты кистинской свиты, либо гравитовды и осадочная толща отделены друг от друга диабазовыми телами.

#### Разрез в ущ.р.Терек

Гвелетские гранитовды с севера надвинуты на отложения кистинской свиты. Поэтому разрез последних здесь сокращен.

1. Кварциты, кварцевые гравелиты, графитистые песчано-алевритистые аспидные сланцы мощностью 90 м

2. Аспидные сланцы с силлами диабаз-порфиритов, с редкими прослоями песчаников, с потоками варисолитовых шаровых лав спилитов, альбитовых порфиритов в верхней части 600 м

3. Глинистые сланцы с редкими прослоями кварцево-аркозовых песчаников с потоками спилитовых диабаз-порфиритов 300 м  
Вулканические образования составляют не менее половины разреза.

Эта толща с севера надвинута на толщу аспидных сланцев, падающих на  $N 200^{\circ}$ ,  $\angle 70^{\circ}$  (в ущ.р.Сакецети).

4. Аспидные сланцы с дайками спилитовых диабаз-порфиритов (у с.Гергети и на левом берегу р.Черки и в Бешенной балке). Отдельные дайки носят четкие следы кливажа 500 м

5. Песчаниково-глинисто-сланцевая толща 400 м

6. Глинистые сланцы с мегаконкрециями известняка с примесью железистого карбоната 350 м

7. Песчаниково-глинисто-сланцевая толща 80 м

8. Глинистые сланцы с веретенообразными мелкими конкрециями 200 м

9. Песчаниково-глинисто-сланцевая толща. Песчаники массивные (до 3,10 м) с овальными гieroглифами на подошвах 80 м

10. Глинисто-сланцевая толща с отдельными пачками (5 - 8 м) карбонатных песчаников с длинными гieroглифами на нижних поверхностях слоев 320 м

II. Глинистые сланцы с прослоями карбонатных песчаников, песчаных известняков и мергелей 350 м.

Как видно из описания, разрез ниже- и среднеюрских отложений и здесь трехчленный (третий член - песчаниково-глинисто-сланцевая толща более сложная, чем в Ингуском разрезе): 1) базальные образования, называемые здесь кистинской свитой - нижний и, частично, средний лейас, 2) аспидно-сланцево-вулканогенная свита (циклаурская свита; Ренгартен, 1932, 1937) - средний лейас, 3) песчаниково-глинисто-сланцевая толща (казбегская свита В.П.Ренгартена). Выше этой толщи выделяются: а) глинисто-сланцевая толща с мегаконкрециями известняков с примесью железистого карбоната, б) толща глинистых сланцев с

песчаниками, группирующимися в пачки 5-15 м, в) песчаниково-глинисто-сланцевая толща, песчаники карбонатные, встречаются линзы мергеля. Эта толща выделена также И.Г.Вашакидзе (1972).

Перечисленные толщи, постепенно сменяя друг друга, заполняют интервал от верхнего яруса до бата включительно (гудушаурская и бурсачирская свиты В.П.Ренгартена).

Восточнее бассейна р.Терек ниже- и среднеюрские отложения продолжают непрерывно через Восточную Грузию на территорию Дагестана и Азербайджана, но подошва их нигде не обнажается.

Базальная формация нижней юры вскрыта эрозией в верховьях р.Авзани и в ущ.р.Стори. Там линзы конгломератов и гравелитов имеют вид внутриформационных образований. Они залегают в осадочных толщах, из которых подстилающие слои могут быть доюрского возраста (хр.Сперова) (Мельников и др., 1973).

Базальные образования переходят в толщу аспидных сланцев, которая на территории Казбегско-Лагодехской зоны местами содержит большое количество силлов диабаз-порфиритов и покровов шаровых лав (Кашетинский диабазовый пояс; Варданянц, 1940).

Аспидно-сланцевая толща с вулканическими образованиями (аналог циклаурской свиты Казбегского района) в вертикальном разрезе замещается песчаниково-глинисто-сланцевой толщей - дуруджская свита (рис.2-IV). В этой толще и выше предполагается наличие тоар-среднеюрских отложений.

Суммарный разрез в восточной части Казбегско-Лагодехской зоны (по данным М.П.Пруидзе и нашим наблюдениям).

1. Толща, сложенная чередованием разномасштабных песчаников и феллитизированных глинистых сланцев. В толще встречаются лавовые потоки кератофиров 300 м<sup>х</sup>)

2. Толща глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и амфиболитов. В нижней части толщи залегают массивные и шаровые лавы базальтоидных пород 700 м

3. Толща глинистых сланцев с редкими прослоями тонкослоистых песчаников 700 м

4. Толща глинистых сланцев с отдельными пакетами тонкослоистых песчаников и глинистых сланцев. Встречаются шаровые лавы спилитов 1000 м.

В северном направлении песчанность толщи увеличивается, и отмечается покровы андезитов-базальтов и кератофиров. В толще много даек диабазовых пород 700 м

х) Здесь и ниже указаны видимые мощности.

5. Толща глинистых сланцев с пачками тонкослоистых алевритов и мелкозернистых песчаников. Местами содержит потоки шаровых лав базальтовых пород 400 м

6. Толща массивных и толстослоистых песчаников с пачками и прослоями глинистых сланцев; дуруджская свита 600 м

7. Толща алевритистых глинистых сланцев с прослоями алевритов и мелкозернистых песчаников. Местами содержатся конкреции сидерита. Встречаются покровы спилитовых лав, имеющие локальное распространение 560 м

8. Толща глинистых сланцев с прослоями песчаников; конкрециеносная толща 450 м.

Как видно из описания разреза, самые низы его не вскрыты эрозией. Обнажена верхняя часть базальной пачки и выше – толща глинистых сланцев (аспидных сланцев) с вулканическими покровами, силлами и дайками диабазовых и кератофировых (в незначительном количестве) пород и, затем, песчаниково-глинисто-сланцевый комплекс отложений. Следовательно, разрез в этом районе имеет тоже трехчленное строение.

Из Кахети ниже- и среднеюрские отложения продолжают на север, северо- и юго-восток. В юго-восточном направлении они постепенно погружаются под более молодые отложения. На северном и северо-восточном их продолжении (на территории Дагестана) широко развиты тоар-среднеюрские отложения, и для выяснения палеогеографических вопросов целесообразно ознакомиться с основными стратиграфо-литологическими данными этих образований.

Ниже приводятся данные по тоар-среднеюрским терригенным отложениям Южного Дагестана из работ И.А.Коникова (1956, 1959), Н.Н.Ростовцева (1948), В.Т.Фролова (1965), Д.Д.Мазанова (1969), Ч.М.Халифа-Заде (1972) и других исследователей Северо-Восточного Кавказа, а также по нашим наблюдениям, по ущ.р.Аргун.

В Дагестане верхнетоарские отложения (свита ири) представлены двумя крупными ритмичными комплексами. Первый из них состоит из нижней – песчаниковой (450 м) и верхней – глинистой (400 м) толщ; второй – из нижней – песчаниковой (500 м) и верхней – глинистой (200 м) толщ. Такое деление верхнетоарских отложений выдерживается от р.Кара-Койсу до р.Аргун. Мощность этих отложений в районе р.Кара-Койсу составляет 1200–1600 м, а в западном направлении уменьшается до 900–1100 м.

Нижнеааленские отложения также имеют ритмичное строение. Они составляют карахскую свиту, которая делится на три подсвиты: нижнюю (А) – песчаную 400 м, Б – глинисто-песчаную 350–500 м; среднюю

подсвиту (В) – песчаную 350–600 м и (Г) – глинисто-песчаную, наиболее угленосную 400–600 м и верхнюю подсвиту (Д) – песчаную 350–400 м.

Мощность отложений этой свиты – карахской, в районе р.Кара-Койсу 2250 м, а на западе, в ущелье р.Аварское Койсу уменьшается до 1000 м, в бассейнах рр.Шоро Аргун и Чанты Аргун – 700 м, но к востоку, в хребте Сурфуял – 3000–3500 м.

Верхнеааленские отложения (хивская свита) представлены снизу вверх толщами: 1) грубого, часто ритмичного чередования массивных песчаников (5–20 м) с алевритито-глинистыми пачками с тонкими прослоями песчаников 300 м, 2) глинистой, с крупными кальцитовыми конкрециями (сидеритовая свита Дробышева), мощность 200 м и 3) грубого чередования алевритовых песчаников (2–15 м) и глинисто-алевроитовых пачек (10–50 м), мощность 150 м.

Общая мощность отложений всех трех свит – ири, карахской и хивской, образовавшихся в течение позднего тоара-позднего аалена, изменяется от 3640 до 8300 м.

В нижебайосских отложениях выделяют две толщи: нижнюю – песчано-глинистую с линзовидными пластами песчаников, алевритов и известняков и верхнюю – алевритисто-глинистую. Они характеризуются быстрой фациальной изменчивостью, особенно нижняя толща.

К западу от р.Андийское Койсу размывта верхняя часть верхнего аалена и в низах байоса залегают конгломераты, пласты криноидных известняков, мощность 200–400 м, а восточнее (в Южном Дагестане) переход из верхнего аалена в нижний байос постепенный и мощности отложений больше – от 400 до 1600 м.

Сопоставление литологических колонок разновозрастных (верхне-тоар-среднеюрских) отложений Южного склона Большого Кавказа и Южного Дагестана показывает, что эти отложения резко отличаются друг от друга по мощности, песчаности, угленосности и другим фациальным признакам.

Песчаность сравниваемых отложений в Дагестане в 4–5 раз выше, мощность в 3–4 раза больше. Ааленские отложения Дагестана содержат значительное количество углей, тогда как в ааленских отложениях Южного склона Большого Кавказа их практически нет. Следует отметить еще одну особенность, связанную с угленосностью осадков – обогатенность сидеритовыми конкрециями ааленских отложений Дагестана и ничтожное их содержание в спилитовых отложениях Южного склона Большого Кавказа.

Факт постепенного перехода тоар-среднеюрских песчаных отложений Южного Дагестана с севера на юг в более пелитовую самурскую

фазию, затем снова замещение песчаными осадками в сторону Главного Кавказского хребта, как явствует из многочисленных работ, посвященных этому району (Фролов, 1965; Коников, 1956, 1959 и др.), а также распределение granulометрического спектра обломочного материала в кахетинской части бассейна и всей геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, подтверждают наличие подводного Палеокавказского хребта. К тому же этот хребет настолько возвышался между южным (Кახетинским) и северным (Дагестанским) прогибами, что последние развились почти как самостоятельные бассейны. Как видно из литологических колонок, в верхнетюар-среднетюрских отложениях выделяются по крайней мере четыре мегаритма, а в разрезах Южного склона Большого Кавказа - только один. Других ритмов, соответствующих по рангу дагестанским, нет.

В истории геологического развития Дагестана выделяют три основных этапа: лейасовый (без позднего тюара), когда происходит заложение и незначительное расширение прогиба; поздне-тюарско-ааленский - зарождение внутренней зоны поднятия (рис.3) и байос-батский - проявление этого поднятия в качестве внутреннего источника сноса, разрастание его, разделение бассейна на два самостоятельных прогиба, частичное замыкание и регрессия.

Эту схему следует уточнить. Неизвестно, что произошло в раннем лейасе - заложение прогиба или углубление и расширение существующего. Если заложение, то на каком ложе, каков был тектонический план и рельеф основания?

Если раннелейасовая структура Южного Дагестана унаследовала структурный план позднепалеозойско-триасового периода, что вполне вероятно, то тогда следует предполагать углубление и расширение прогиба, а не зарождение его. В последствии же - развитие внутренней зоны поднятия, зародившейся в доюрское время, и проявление его как источника интракlastического материала и т.д.

#### Литологическая характеристика пород

Конгломераты и гравелиты распространены в основном в базальной пачке нижней юры, встречаясь в верхнем лейасе, однако это линзы внутриформационных конгломератов, образовавшихся за счет размыва подстилающих, почти синхронных отложений в основном глинистых сланцев.

Нижнелейасовые конгломераты обычно олигомиктовые, их состав зависит от состава подстилающих пород. Конгломераты, развитые на южном борту Главного Кавказского хребта, состоят из обломочного материала гранитоидов и кристаллических сланцев. Конгломераты же, развитые

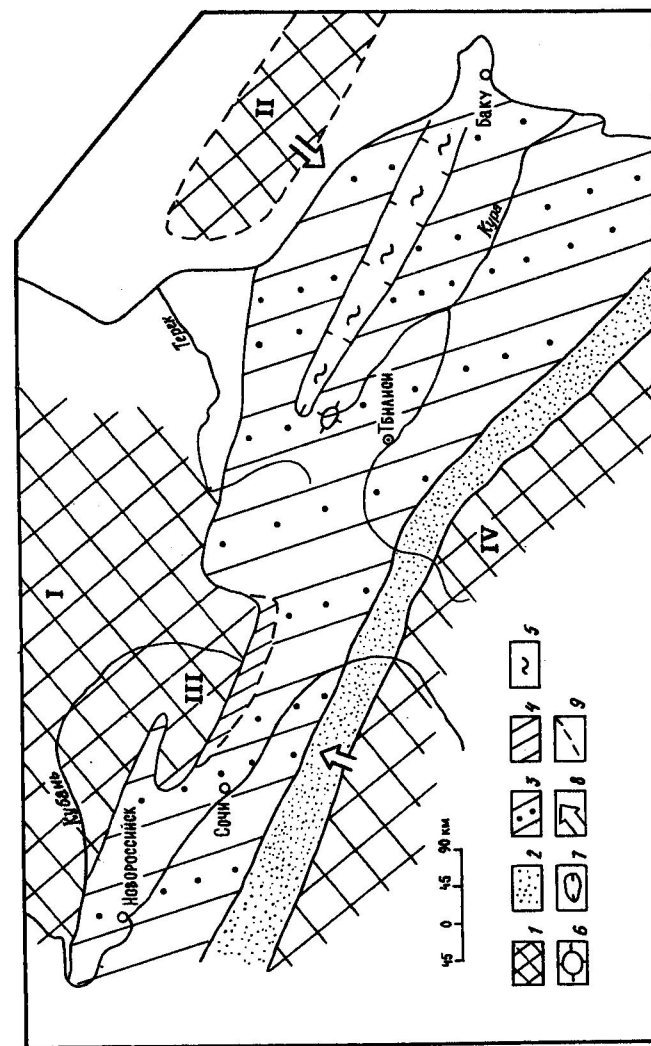


Рис.3. Фациально-палеогеографическая схема позднего тюара-аалена.  
 I - суша; II - Среднекаспийская, III - Главного Кавказского хребта, IV - Закавказского среднего моря; 2 - мелководноморские песчано-глинистые осадки, местами с галечниками; 3 - песчано-алевропелитовые отложения местами с конкрециями сидерита, кремня и др.; 4 - мелководноморские алевропелитовые осадки; 5 - глубоководноморские алевропелитовые отложения (Самурская фация); 6 - подводные возвышенности; 7 - подводные прогибы; 8 - направление сноса; 9 - границы различных типов пород.



вокруг дизской кордильеры, состоят из обломочного материала осадочных пород дизской серии. Местами наблюдаются мономиктовые кварцевые мелкогалечные конгломераты, залегающие в виде маломощных линз в нижней части базальной пачки или местами в верхней части - в зоне перехода конгломератов вверх, в песчаники. В конгломератах местами присутствуют обломки вулканических пород, редко слагающих пачки мощностью в несколько метров.

Обломочный материал в конгломератах в целом хорошо окатан. Но местами окатанность слабая. Цемент конгломератов серицит-кварцевый, кальцитовый, серицит-хлоритовый.

Глибовые конгломераты, с глыбами гранитоидов до 2 м, встречены в трогее ледника Твибери. В других местах Южного склона диаметр гальки редко превышает 0,3 м.

Песчаники и алевролиты составляют значительную часть нижне- и среднеюрских отложений, особенно в верхней - тоар-среднеюрской части разреза.

Преобладают олигомиктовые - плагиоклазово-кварцевые разновидности. Кварцевые песчаники и кварциты встречаются в базальной пачке и имеют локальное распространение, местами слагают массивные слои мощностью 2-5 м (в кистинской и сванетской свитах).

Локально распространены седиментокластические и аркозовые песчаники. Первые встречаются в районе дизской кордильеры, а вторые - в верховьях р.Алазани и в трогее ледника Твибери. Плагиоклазово-кварцевые (аркозово-кварцевые без калишпата) песчаники распространены по всему разрезу от базальной пачки и выше. Но в сланцевой толще они встречаются в виде отдельных прослоев и, начиная с тоарского века, составляют местами половину объема разреза.

Песчаники в основном состоят из зерен гранитного и метаморфического кварца и кислого плагиоклаза. Присутствуют также листочки серицита, изредка биотита, зерна эффузивного кварца, роговиковых пород и темно-серых глинистых сланцев. Материал не окатан или окатан слабо. Цементом для песчаников служит кварц, серицит, гидрослюдисто-серицитовая и гидрослюдисто-хлоритовая, пелито-органическая масса (в верхней части разреза). Кальцит и железистый карбонат являются преобладающим цементом тоар-среднеюрских песчаников. Тип цементации контактовый, поровый, базальный, реже - кристаллизационный.

Алевролиты распространены меньше песчаников. По составу обломочного материала они аналогичны песчаникам, но отличаются от них большим содержанием цемента, обычно представленного пелито-гидрослюдистой массой. Это отличие отражается и на химическом составе. В алевролитах количество  $SiO_2$  меньше, а  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $H_2O$

выше, чем в песчаниках, табл. I (Чихрадзе, 1979).

Глинистые сланцы - самый распространенный тип пород в юрских отложениях Южного склона (особенно в среднем лейасе). Встречаются все разновидности: феллитизированные, местами графитистые серицитовые в низах разреза, аспидные серицитово-гидрослюдистые в средней и гидрослюдистые, местами со смешаннослойными образованиями в верхней части разреза.

Основными породообразующими минералами глинистых сланцев являются диоктаэдрическая гидрослюда-мусковитового типа, кварц и хлорит, в значительном количестве присутствует альбит. Почти всегда содержится  $CoFe$  0,5-2% и более, пирит, турмалин и другие акцессорные минералы. Химический состав изохимически измененных глинистых сланцев довольно стабильный (табл. I).

Карбонатные породы встречаются в нижнем лейасе Кахети, Сванети и Абхазии в виде линз мраморизованных известняков и известковистых глинистых сланцев, а также в виде линз и известковистых конкреций в верхне-лейасовых отложениях. Мощность линз органогенных известняков местами составляет несколько метров при длине в несколько десятков метров. В верхне-лейас-среднеюрских отложениях распространены известковые (местами с железистым карбонатом) песчаники и глинистые сланцы (верховья Хевсуретской Арагви) и карбонатные известковые и анкерит-сидеритовые конкреции.

Углистые породы крайне редко встречаются в виде линзочек (0,15x2м) и прослоев антрацита (2-3 см) в базальной пачке нижнего лейаса в районе дизской кордильеры. Отдельные слои песчаников верхнего лейаса

Таблица I  
Средний химический состав песчаников, алевролитов и глинистых сланцев

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	$SO_3$	$P_2O_5$	$H_2O$	mm	Сумма
1	72,58	0,58	12,47	0,95	2,87	0,06	1,48	1,45	1,86	1,76	0,36	0,32	0,64	2,74	99,92
2	64,30	0,36	17,30	2,52	3,97	0,17	0,37	1,73	2,52	2,80	-	0,16	0,17	3,68	100,05
3	57,58	0,77	20,76	2,23	4,09	0,14	1,23	1,95	1,28	3,70	0,32	0,31	0,35	5,06	99,92

I - анализы песчаников, среднее из 10 анализов; 2 - анализы алевролитов, среднее из 8 анализов; 3 - анализы глинистых сланцев, среднее из 30 анализов.

обогащены обуглившимся растительным детритусом, а глинистые сланцы — углистым пелитовым веществом, местами графитизированным.

Вулканические образования, синхронные с осадконакоплением, встречаются на разных стратиграфических уровнях ниже- и среднеюрского разреза.

В базальной пачке наблюдаются туфобрекчи и туфоконгломераты кератофиров в Абхазии, Сванети, туфобрекчи альбитовых порфиритов в ущ.р.Терек, покровы андезит-базальтовых пород и кислых вулканитов в Кахети.

К сланцевой толще среднего лейаса приурочены базальтоидные породы — массивные и шаровые лавы, локализованные в зонах глубинных разломов. Некоторые покровы (мощностью до 200 м) распространены по простиранию на сотни, реже, до 1500 м. На некоторых участках вулканические породы составляют значительную часть разреза: 1/3 — в Абхазии, 1/12 — в ущ.р.Терек и др. Но они прерывистые и в большинстве разрезов либо не встречаются, либо очень маломощны.

Покровы дацитовых пород отмечаются в верхней части сланцевой толщи (верхний плинсбах-нижний тоар). Это единичные маломощные (0,1-3 м) потоки длиной до 300 м.

Вулканические породы в виде покровов спилитов и мандельштейновых порфиритов встречаются в верхнеаален-нижнебайосских отложениях в Кахети. (Подробные сведения о нижнеюрских вулканогенных породах приводятся в статье М.А.Беридзе в данном сборнике.)

#### Текстура пород

Для пород, слагающих ниже- и среднеюрские отложения, характерна в целом четкая горизонтальная слоистость. Мощность слоев варьирует от нескольких миллиметров до 3 и более метров. Некоторые массивные слои песчаников на близких расстояниях разделяются прослоями глинистых пород на несколько слоев. Часто наблюдается мелкая косая слоистость, различные формы знаков ряби, следы жизнедеятельности илодных (в глинистых породах), разнообразные гieroглифы на нижних поверхностях слоев песчаников<sup>1)</sup>. Встречаются различные ассоциации разных литологических типов пород, имеются как постепенные переходы от песчаника через алевролит в глинистый сланец в одном слое, так и отсортированная слоистость, так и чередование четко от-

<sup>1)</sup> При характеристике текстур пород учитываются данные Н.Б.Вассоева (1948, 1951), А.И.Буца (1962), П.Г.Стоффера (Stauffer, 1967), И.В.Авсоловой (1968, 1976) и др.

ранных друг от друга слоев песчаника, глинистого сланца и др.

Для характеристики текстурных особенностей песчаниково-глинисто-сланцевых пород тоар-среднеюрских толщ приведем описания нескольких пачек этих пород. Отмеченные песчаниково-глинисто-сланцевые толщи широко развиты в ущ.р.Хевсурской Арагви, и в хороших обнажениях можно наблюдать и исследовать текстурные признаки пород. Эти отложения слагают снизу вверх: 1) хаматскую свиту песчаников с железистым карбонатом в цементе и глинистых сланцев, чередующихся в разрезе, 2) гуданскую свиту глинистых сланцев с известковистыми, анкеритовыми и сидеритовыми конкрециями, 3) барисахоскую свиту песчаников и глинистых сланцев. Породы барисахоской свиты характеризуются разнообразием текстурных признаков, проявившихся в отдельных пачках, залегающих на разных стратиграфических уровнях.

А. В с.Барисахо, у впадения р.Ликоки в р. Хевсурская Арагви обнажается песчаниково-глинисто-сланцевая толща (неполная мощность ее 120 м), слагающая северо-восточное крыло Барисахоской антиклинали. Пачка представлена массивными (1-3 м) слоями песчаников, которые начинаются резко крупнопсаммитовым материалом и постепенно переходят в глинистые сланцы, мощность слоев которых достигает 1-3 м. В этом двуедином слое четко наблюдается отсортированность терригенного обломочного материала. В подошве слоев песчаников расположены крупные гieroглифы. В некоторых слоях песчаников от лежачего бока выше на 10-15 см встречаются единичные крупные (до 7-15 см) обломки глинистых сланцев. В этих породах четко выражены гранулометрические интервалы  $\delta$  и  $\epsilon$  составляющие вместе многослой мощностью до 3-5 м. Остальные интервалы не выражены или их нет (рис. 4-А).

По этим признакам слой следует считать осадками суспензионных потоков.

Б. В том же ущелье, севернее описанной пачки, у слияния правого притока р.Ожер-Хеви с р.Хевсурская Арагви обнажена песчаниково-глинисто-сланцевая толща, мощностью более 100 м; стратиграфически залегающая выше предыдущей пачки. Слой падает на СВ  $20^\circ$ ,  $\angle$  50-60°. В толще много слоев песчаников, имеющих, на первый взгляд, как бы нарушенную внутреннюю текстуру (НВТ), выразившуюся в наличии мелких, до 15-20 см высоты и столько же ширины "складочек" и таких микроскладкообразных форм (рис.4-Б). (Раньше мы их называли песчаниками с нарушенной или неясной внутренней текстурой, подразумевая под этим названием как конволутиные, так и подводно-оползневые образования, отличая их от песчаников с параллельной текстурой).

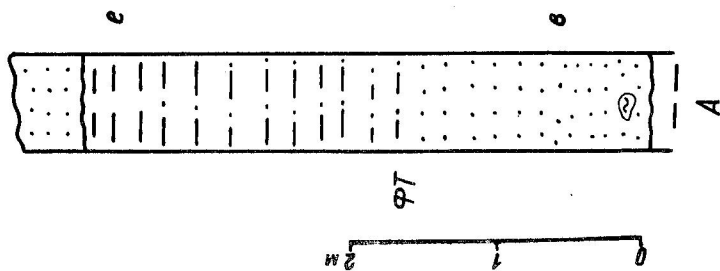


Рис. 4. Текстуры тоар-среднеюрских пород в ущ. р. Хевсуретский Арагви: А - на левом берегу (у слияния р. Ликоки), Б - на правом берегу (у слияния р. Охер-Хеви); В, Г - к югу от р. Юности 1,5 км. b, c, d, e - интервалы по А.М. Бума, 1962 (р. Н. Stauffer, 1967), e - бассейновый пелит, Т - турбидит. ФТ - флюксотурбидит.

#### Восходящий разрез у р. Охер-Хеви

1. Глинистые сланцы с редкими кремнисто-сидеритовыми конкрециями и прослоями тонких слоев песчаников, неполная мощность снизу 7 м

2. Песчаник с НВТ 0,65 м

3. Пакет глинистых сланцев с тонкими (1-12 см) прослоями песчаников мощностью 2 м. Тонкие слои песчаников этого пакета имеют горизонтальную текстуру, а более толстые (6-12 см) - нарушенную внутреннюю текстуру. Прослои этих песчаников начинаются резко и переходят в глинистые сланцы постепенно.

4. Отсортированный слой песчаника с градационными интервалами: b = 20 см, c = 75 см и d = 2-3 см. Интервал d является прерывистым и четкой плоскостью напластования отделяется от выше-залегающего тонкого (2-3 см) слоя глинистого сланца.

В цементе нижней части интервала b содержится до 5% железистого карбоната.

5. Песчаные глинистые сланцы с тонкими (до 3 см) прослойками мелкозернистого песчаника или алевролита, начинаются резко и постепенно переходят в глинистый сланец 1,5 м

6. Песчаник отсортированный с интервалами b = 25 см, c = 35 см, d = 3 см, e = 20-30 см. За этим песчаником четкой границей наложения следует:

7. Глинистый сланец, который является, скорее всего, бассейновым, а не турбидным осадком 25 см

В восходящем разрезе часто встречаются слои песчаников, аналогичные описанным слоям с НВТ, резко начинающиеся внизу и постепенно переходящие вверх в глинистый сланец или заканчивающиеся таким же резким контактом, но заметно отсортированы в пределах псаммит-алевролит.

Приведенное описание пачки породных ассоциаций показывает, что если не все, то большинство слоев песчаников с "нарушенной внутренней текстурой" являются, скорее всего, осадками суспензионных потоков. Подводнооползневые текстуры с нарушением сплошности слоев здесь не наблюдаются.

В юрских отложениях всего Южного склона выше синемюра, даже в верхнеюрских и меловых толщах, не встречены нептунические дайки, столь широко распространенные в верхнеозоценовых отложениях Южной Грузии (Рубинштейн, 1945; Чихрадзе, 1960). Лишь в келловейских глинистых сланцах Верхней Рачи нами была встречена нептуническая дайка. Это единственное в своем роде образование, которое показывает, что во всей ранней и средней юре не создавались условия,

которые обусловили бы образование этих интересных геологических объектов.

В. Севернее предыдущей пачки и стратиграфически выше гуданской глинисто-сланцевой конкреционной свиты вначале следуют песчаники с крупными гиероглифами на подошве слоев, постепенно переходящие в глинистые сланцы, т.е. здесь наблюдается наличие двух интервалов — в и е. В толще преобладают глинистые сланцы. Мощность 90 м.

Затем выходит пачка (мощность 25 м) тонко- и среднеслоистых песчаников с прослоями алевролитистых глинистых сланцев. У большинства слоев песчаников нарушенная внутренняя текстура. Слои песчаников отделены от смежных слоев глинистых сланцев резкой плоскостью напластования. Но некоторые из них переходят в глинистые сланцы через полосчатые участки, сложенные чередованием миллиметровых слоев алевролита и глинистого сланца. В некоторых слоях песчаников с НВТ замечается гранулометрическая сортировка от псаммита к алевролиту.

Из описания видно, что слои песчаников с НВТ можно отнести к интервалу с. Однако нет ни одного набора, ни одной ясной комбинации с другими градационными интервалами. Поэтому эта пачка пород отчетливо отличается по текстурным признакам от двух, описанных выше.

В сорской свите Ингурского разреза (к югу от дизской серии) породы имеют различную текстуру. В нижней части преобладают слои песчаников мощностью 0,5–3 и более метров. Они чередуются со слоями и пачками глинистых сланцев. Слои песчаников равномернозернистые по всей мощности, редко наблюдается нечеткая сортировка псаммитового материала; слои ограничены резкими плоскостями наложения. Эти песчаники являются, скорее всего, осадками зерновых потоков (и частично флюксотурбидитов). В этой нижней части сорской свиты лишь изредка встречаются турбидиты, в которых выражены только интервалы в, с. В верхней части свиты количество слоев с градационной текстурой увеличивается, на нижних поверхностях слоев песчаников развиты различной формы гиероглифы, показывающие направление течений — с востока на запад. В турбидитах выражены интервалы в, с, d, e с суммарной мощностью 0,3–0,6 м, и толща приобретает характерные признаки терригенного флиша (песчаниково-аргиллитового типа). В этой флишевой пачке встречаются слои песчаников — не турбидитов, а равномернозернистых с резкими плоскостями наложения и слои глинистых сланцев, также ограниченные поверхностями раздела от смежных слоев. Кверху количество турбидитов быстро уменьшается и господствует чередование песчаников и песчанистых сланцевых

аргиллитов. Это чередование вверх замещается аргиллитовой пачкой мощностью в несколько десятков метров с линзами органогенных известняков. Последняя перекрывается туфами, начинающими порфиритовую свиту байоса. Следовательно, после отложения глинистого материала в бассейн в среднем лейасе начинает поступать песчаный материал в виде зерновых потоков, эпизодически, но довольно часто, прерывая спокойное пелитонакопление в бассейне. Поступление песка в бассейн, вероятно, связано с конседиментационными тектоническими движениями Донецкой орогенической фазы, вызвавшими воздымание пшатащей суши, известную деформацию и дифференциацию седиментационного бассейна, мобилизацию обломочного терригенного материала на водосборах. Этот материал скопился где-то (не известно где) на континентальном склоне и оттуда эпизодически разносился в акватории, очищаясь от псефита, оседавшего в начале пути движения потока. Начиная с привноса песка зерновыми потоками глубина моря уменьшается. Этот процесс продолжается в период флишеобразования и после. Море мелеет, но бассейн не замыкается, слабые движения донецкой орофазы не смяли в складки нижнеюрские осадки. Последние остались ниже зоны размыва, поэтому после образования флишевой толщи не развилась типичная молассовая формация.

Анализ данных нижнеюрских отложений Ингурского разреза дает основание заключить, что флишеобразование является определенным звеном в процессе одностороннего развития седиментационного бассейна, во время уменьшения глубины его.

В разрезе ущ.р.Терек, как было показано при описании разрезов, трансгрессивный гравелито-песчаниково-глинисто-сланцевый комплекс (клятинская свита) вверх продолжается вулканогенно-осадочным комплексом (циглаурская свита), а последний — песчаниково-глинисто-сланцевым комплексом (казбегская свита).

Песчаники казбегской свиты, впервые появившиеся в разрезе после глинистых сланцев, чередуются с алевролитистыми и пелитовыми глинистыми сланцами. Слои песчаников мощностью 0,05–1,0 м имеют резкие контакты с глинистыми сланцами. Они обычно полосчатые — в одном слое содержится несколько слоев мощностью от нескольких мм до 2 см песчаника и слюдяного алевролита, обогащенного пелитовым веществом. Эти слои переходят друг в друга постепенно, не отделяясь плоскостями наложения.

Крайне редко встречаются слои песчаника с конволутной текстурой. Однако типичных турбидитов нет.

Стратиграфически выше появляются турбидиты с хорошо выраженными

ми гироглифами и отсортированностью, с интервалами  $b, e$  и, реже,  $b, c, d, e$ . Но их очень мало. Преобладают слои песчаников и глинистых сланцев, отделенные друг от друга плоскостями наложения. (Такие участки — с турбидитами в казбегской свите встречаются в двух местах. Предварительно можно считать в нижней и верхней половине, но самостоятельность этих уровней требует обоснования.)

Выше казбегской свиты в глинисто-сланцевом комплексе (гудушарская и бурсачирская свиты) залегают мощные пакеты (несколько десятков метров) толстослоистых и массивных песчаников с прослоями глинистых сланцев. В районе с. Хуртиси мощность слоев песчаников достигает 3–5 м. Одни из них состоят из нескольких слоев средне- и толстослоистых песчаников, а другие отсортированы с гироглифами на нижней поверхности, иногда с обломками глинистых сланцев длиной до 10 см, вверх постепенно переходят в глинистый сланец, хорошо выражены интервалы  $b, e$  ( $b = 1-3$  м,  $e = 0,20-0,50$  м); встречаются слои с развитым интервалом  $c$ . Но полных турбидитов почти нет. Массивные слои песчаников, залегающие в глинистых сланцах, — это образования эпизодических зерновых потоков или флюксотурбидитов, поступивших в бассейн пелитонакопления. Пакеты же песчаников являются результатом более длительного явления, обусловившего продолжительность процесса образования зерновых потоков и распространение их в бассейн седиментации. Процесс этот во времени затухающий.

В данном разрезе до начала карбонатных флишевых отложений верхней юры, переходном от терригенных к карбонатным отложениям, в толще, которая представлена тонко- и среднеслоистыми глинистыми сланцами, карбонатными алевролитами и песчаниками, также встречаются пакеты массивных карбонатных песчаников, где в песчаниках наблюдается известная отсортированность обломочного псаммо-алевро-пелитового материала. В этой толще за счет тонких и средних слоев карбонатных песчано-алевритовых пород, среди которых встречаются и неполные турбидиты, снизу вверх уменьшается количество глинистых сланцев. Как и в предыдущих разрезах, здесь турбидиты появляются не в самом начале интенсивного поступления обломочного терригенного материала в бассейн осадконакопления, а позже. Но когда именно? Чтобы ответить на этот вопрос и выяснить механизм образования текстур пород, необходимо дополнительное целенаправленное исследование нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа.

#### Источники питания обломочным материалом ранне- и среднеюрского бассейна

Предыдущими литологическими исследованиями нижне- и среднеюрских отложений Кавказа (Кузнецов, 1947; Ренгартен, Старостина, 1947; Кузнецов, 1956; Чихрадзе, 1979 и др.) установлено, что базальный конгломерат лейаса слагается, как правило, из обломочного материала подстилающих пород. Источники этого материала располагались в самом бассейне или же рядом (рис. 5). Исключение составляет район современного распространения дарьяльских гранитоидов. Здесь в осадочных породах нет гальки гранитоидных пород и поэтому не доказано: размывались ли гранитоиды Дарьяльского ущелья в ранней юре или нет. В связи с тем, что в последнее время все большее количество исследователей утверждает или разделяет мнение о том, что гранитоиды Дарьяля являются не палеозойскими, а среднеюрскими или даже третичными образованиями, этот вопрос приобретает важное значение и должен быть рассмотрен несколько подробнее.

#### О взаимоотношении гранитоидов и осадочных образований в окрестностях Дарьяля

Вопрос о взаимоотношении гранитоидов Дарьяльского и Гвелетского массивов с окружающими их осадочными образованиями давно привлекает внимание исследователей геологии Кавказа. Одни считают эти гранитоиды древнее осадочных образований, а другие — наоборот. Нет единого мнения и о возрасте гранитоидов Дарьяльского ущелья, с одной стороны, и о возрасте окаймляющих их осадочных образований — с другой. Существуют следующие основные мнения: 1) осадочная толща каменноугольного возраста и трансгрессивно налегает на древние гранитоиды (Белянкин, 1914, 1924), 2) осадочная толща нижнеюрского возраста трансгрессивно залегают на гранитоидах докембрия (Ренгартен, 1932, 1937 и др.), 3) осадочная толща палеозойского возраста интродуцирована палеозойскими же гранитоидами (Афанасьев, 1958 и др.), 4) осадочные образования пермь-триас-нижнеюрского возраста и интродуцированы нижнемезозойскими гранитоидами (Мельников, 1962 и др.), 5) гранитоиды третичные, возможно, нижнемиоценовые (Паффенгольц, 1972).

Коснемся главных аргументов, на основании которых исследова-

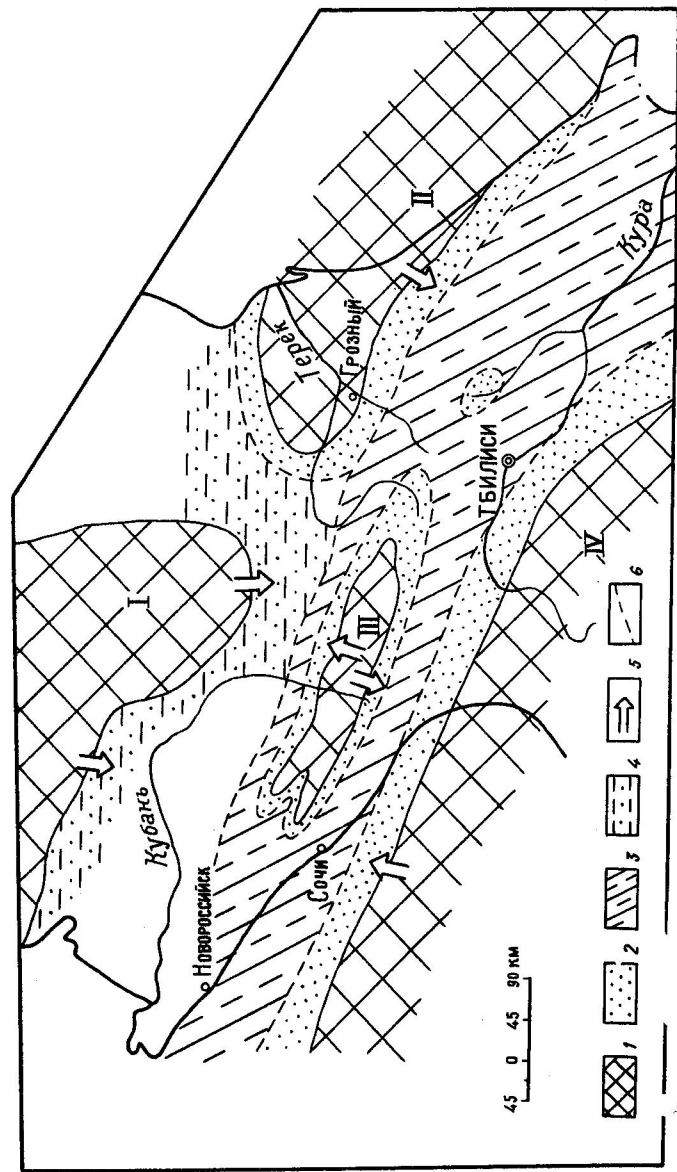


Рис. 5. Фациально-палеогеографическая схема ранней юры.  
 I - суша; II Ставропольская, III Среднекаспийская, IV Главного Кавказского хребта, V Закавказского среднего пояса; 2 - мелководноморские-глинистые осадки, местами с галечниками, 4 - приплатформенные песчано-глинистые отложения, 5 - направление сноса; 6 - условная граница между различными типами осадков.

тели приходят к определенным заключениям. Начнем с работ Д.С.Белянкина, так как в них даются как результаты наблюдений автора, так и критический обзор существующих к тому времени взглядов по интересующему нас вопросу.

Д.С.Белянкин (1914) устанавливает наличие "неуловимого" перехода от гранитоидов к кварцевым конгломератам на северном контакте Дарьяльского и на южном контакте Гвелетского массивов, на правом берегу р.Терек и объясняет это тектоническими причинами, в частности раздроблением и рассланцеванием гранитоидов и осадочных пород, а не контактовым воздействием гранитоида на осадочные образования. В последних, по данным Д.С.Белянкина, нет инъекции гранита и не встречаются минералы и структуры, характерные для контактового метаморфизма, хотя последние могли быть уничтожены последующими дислокациями. Описывая пятнистые сланцы с новообразованиями полевого шпата в приконтактной зоне, Д.С.Белянкин считает, что близость этого сланца к граниту говорит против контактового воздействия гранита на сланцы, так как в случае активного влияния гранита на осадочные породы в последних должны были образоваться более мелкокристаллизованные роговики. Исходя из этих данных Д.С.Белянкин считает, что граниты древнее осадочной толщи.

Позже, критикуя П.П.Пятницкого и В.В.Дубянского (1924), которые Дарьяльский гранитоидный массив считали моложе осадочной толщи, а также Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1899, 1904), считавшего вначале граниты древнее осадочной толщи, но впоследствии склонившегося к мнению о прорыве гранитами кварцево-сланцевой толщи, Д.С.Белянкин (1924) отстаивает свою точку зрения. Подчеркивает в контакте с гранитами скальный характер осадочных пород - глинистых сланцев, кварцитов, кварцевых конгломератов, отсутствие эндо- и экзоконтактов и доказывает древность гранитного массива, который, по его мнению, освобождаясь от первичной кровли и затем покрываясь осадочными образованиями, вероятно, в каменноугольную эпоху.

В отличие от Д.С.Белянкина, В.П.Ренгартен осадочные образования, окаймляющие массив, относит к лейасу, выделяя их под названием кистинской свиты; контакты гранитоидов Дарьяла с осадочными образованиями считает тектоническими; нормальные переходы между ними предполагает в сводовой части Дарьяльской антиклинали и развитие в том районе - на горе Гургала - известковистые кварциты с прослоями крупной кварцевой гальки считает базальным конгломератом лейаса. Наряду с этим В.П.Ренгартен отмечает между гранитами и кистинской свитой наличие отстрелитовых сланцев, которые "чужды лейасу, но не являются также остатком кровли гранитного батолита". Они относятся

им к палеозою, а граниты - к докембрию (Ренгартен, 1937). Конкретное местоположение оттрелитовых сланцев В.П.Ренгартен не указывает и, как правильно заметил Л.А.Варданянц (1938), на геологических картах окрестностей Дарьяла В.П.Ренгартен их не показывает. Однако при описании разреза отложений по Военно-Грузинской дороге В.П.Ренгартен (1937), характеризуя древний субстрат катаклазированных гранитов, отмечает налегание на них палеозойских оттрелитовых и кварцево-эпидотовых сланцев. Упоминание об этих сланцах встречается в двух местах еще в работе 1940 г. Говоря о гранитах и сопровождающих их палеозойских сланцах и при выделении участков с различным количеством диабазовых даек называет "среднюю полосу сланцев кистинской свиты и кварцитов палеозоя" (1940). Более конкретных сведений о нахождении палеозойских оттрелитовых пород в работах В.П.Ренгартена не имеется.

Описывая разнообразие кристаллические сланцы и филлиты, претерпевшие гранитизацию, а также сланцево-кварцитовую свиту лейаса, Г.Н.Доладзе в 1940 г. разделяет мнение В.П.Ренгартена о трансгрессивном залегании осадочной толщи лейаса на гранитоиды Дарьяла.

Интересные сведения приводит Д.К.Андреев в 1945 г. Он подтверждает факт наличия базального конгломерата в районе г.Гургала, отмеченного В.П.Ренгартеном. По данным Д.К.Андреева, в ущ.Сацискилес-ру, на высоте 2500 м на поверхности гранитоидов залегают известковые конгломераты мощностью 5 м; он усматривает наличие коры выветривания гранитов в виде "корки бурого цвета железисто-глинистой породы в 5-8 см". Рядом же, в ущ.Хидистави "грубозернистые кварциты с хорошо окатанной галькой кварца (5-6 м), выше переходят в мелкозернистые кварциты, Азимут падения  $60^{\circ}$ ,  $\angle 15^{\circ}$ . В обоих случаях Д.К.Андреев подчеркивает параллельность слоистости с плоскостью контакта гранитоидов и осадочных пород, что заставляет усомниться в первичности этих контактов; вероятнее всего контакты и здесь тектонические. Что касается коры выветривания гранитоидов, описанной Д.К.Андреевым, то следует сказать, что вряд ли она смогла уцелеть от размыва при образовании конгломератов. Это скорее всего гидротермально или гипергенно измененная полоса пород в зоне соприкосновения двух различных сред - гранитоидов и осадочных пород.

С.С.Горбунов и Г.А.Твалчрелидзе в 1946 году, отмечая тектонический характер северного контакта гранитоидов с кистинской свитой, предполагают, что конгломераты и кварциты представляют базальное образование нижнего лейаса. По данным этих авторов, конгломераты мелкогалечные, они окварцованы и местами сильно метамор-

физованы. Напоминают очковые гнейсы и макроскопически почти неотличимы от древних пород. Кварциты, разделенные слоями глинистого сланца, являются метаморфизованными кварцевыми песчаниками, плотными массивными явно кристаллическими, трудно отличимыми от контактирующих с ними милонитов. Наряду с этим отмечают чередование древних пород с кристаллическими сланцами и кварцитами кистинской свиты, что объясняют наличием чешуйчатых надвигов.

По мнению В.Н.Робинсона, на дарьяльские гранитоиды трансгрессивно налегают как отложения кистинской свиты нижнего лейаса, так и палеозойские оттрелитовые породы. Важно отметить, что нижеурский возраст графитового горизонта, установленный Л.А.Варданянцем, В.Н.Робинсон в 1948 г. подтверждает находкой среднелейасовых пеллипод на 70 м выше от графитового горизонта в верховьях р.Генальдон. Говоря о местоположении оттрелитовых пород В.Н.Робинсон ссылается на работу Л.А.Варданянца 1935 г., в которой, якобы, указывается на наличие оттрелитовых палеозойских сланцев у ледника Чач и на юго-восточной периферии Дарьяльского массива. На самом же деле в упомянутой работе Л.А.Варданянца вообще не упоминаются оттрелитовые породы. При перечислении выходов пород карбонового возраста он пишет: "Около ледника Чач, по правую его сторону выступают плотные окварцованные породы, напоминающие конгломераты" - и ни слова об оттрелите. Ничего не сказано и об оттрелитовых породах юго-восточной периферии Дарьяльского массива. Л.А.Варданянц те места сам не исследовал, а пользовался данными В.П.Ренгартена, который о наличии оттрелитовых пород впервые упомянул лишь в 1937 году, Л.А.Варданянц же опубликовал статью об оттрелитовых сланцах Центрального Кавказа только в 1938 году, о чем уже говорилось.

Интересно, что оттрелитовая порода из окрестностей Дарьяла В.П.Ренгартеном не сопоставляется с выходами таковых, описанными Л.А.Варданянцем в бассейне р.Генальдон.

П.И.Авалишвили и С.В.Геладзе в 1952 г., описывая кистинскую свиту под названием сланцево-кварцовой метаморфической толщи нижнего и среднего лейаса, считают ее трансгрессивной на древних массивах гранитоидов: отмечают ее нормальное залегание в районе г.Гургала, в верховьях Сацискилес-ру и по западной периферии Дарьяльского и Гвелетского массивов.

Авторами отмечается наличие конгломератов в нижней части толщи в виде отдельных слоев, иногда достигающих мощности I-I,5 м и состоящих главным образом из гальки кварца диаметром до I см. Мощность толщи 400-450 м.

Совершенно другого мнения о возрасте гранитоидов и осадочных

пород П.А.Полковой. Этот автор, в 1957 г. впервые приводит факты наличия андалузитовых сланцев в метаморфизованных осадочных породах, серицитизации и появления амфибола в кварцитовидных песчаниках и сланцах, графитизации углеродистого вещества в породах и наличия ксенолитов пород вмещающей толщи в гранитах Дарьяльского массива, доказывает, что Дарьяльский и Гвелетский массивы интродуцированы в палеозойские осадочные толщи — кистинскую и циклаурскую свиты.

Аналогичного мнения придерживается Г.Д.Афанасьев. Как было сказано в начале главы, он относит гранитоиды Дарьяла к палеозойским образованиям, устанавливает контактное воздействие на осадочные породы кистинской и даже циклаурской свиты и относит их к более древним, чем граниты, образованиям.

Описывая разрез правого берега р.Терек в южном контакте дарьяльских гранитоидов с осадочной толщей, Г.Д.Афанасьев отмечает наличие ороговичкованных филлитов и кварцитовых песчаников, которые секутся жилами меланократовых пород мощностью 1,5–2 м и содержат согласное тело эффузива (кератофира) мощностью 2 м. При петрографической характеристике пород он указывает на наличие мелких зерен дистена в сланцеватых филлитах, переходящих в порфиробластные разновидности и в мусковитизированном цементе кварцитовидных песчаников (Афанасьев, 1958).

Это тот самый разрез и, вероятно, то же самое место откуда Д.С.Белянкин описал пятнистые сланцы с плохо выраженными порфиробластами полевого шпата.

Широкое развитие контактовых пород в виде андалузитовых и хиастилитовых сланцев, образовавшихся в результате внедрения гранитоидов устанавливается В.А.Мельниковым (1962). Наряду с этим он дает иную, чем предыдущие исследователи, стратиграфическую схему. В ущ.р.Терек он выделяет триасовые отложения, представленные двумя свитами: нижней, названной им кистинской и относимой к нижнему триасу, и верхней, которая называется девдоракской свитой среднего и верхнего триаса и, возможно, в верхней части нижнего лейаса. Порче В.А.Мельников нижнюю свиту относит к перми-нижнему и среднему триасу, а верхнюю — к верхнему триасу-нижнему лейасу.

По наблюдениям В.А.Мельникова свита, названная им кистинской, обнажается в ядрах Дарьяльской и Гвелетской антиклиналей. На ней залегает девдоракская свита, имеющая "в большинстве мест стратиграфические контакты, выраженные гравелитами или светлыми кварцитами". В кистинскую свиту внедрены дарьяльские и гвелетские интрузии, поэтому нижняя граница свиты не наблюдается. Вместо базального конгломерата на г.Гургала, отмеченного В.П.Ренгартеном

и подтвержденного Д.К.Андреевым, Г.И.Лоладзе и др., В.А.Мельниковым устанавливается магматический контакт "между инъекционными породами, похожими на огнейсованные гранитоидные породы и отложениями кистинской свиты".

Кистинская свита, по описанию В.А.Мельникова, состоит из кварцитов, графитизированных андалузитовых и хиастилитовых сланцев, филлитов, кварцитовидных песчаников и туфов среднего состава. Мощность 800–900 м. В средней и верхней частях свиты совместно с кварцитами отмечаются кварцитовидные песчаники мощностью 0,5–2 м, не содержащие зерен полевого шпата, чем они, по мнению В.А.Мельникова, и отличаются от песчаников нижней юры. Графитизированные сланцы составляют 50–55 % разреза. Андалузитовые и хиастилитовые сланцы отмечены в контактовых зонах Дарьяльского и Гвелетского гранитоидных массивов в виде бугристых, узловатых черных пород, состоящих из 1,5–2 мм зерен андалузита и хиастилита в количестве 5–30 % объема пород. Что из себя представляет девдоракская свита, по В.А.Мельникову, в бассейне р.Терек? Это филлиты, кварцитовидные алевролиты с прослоями кварцитовидных же песчаников и кварцитов (10–20 % разреза). На правой стороне р.Кистинка, на г.Гургала и к юго-востоку от нее, в основании девдоракской свиты, отмечаются две пачки аркозовых гравелитов мощностью 30–40 м каждая, разделенные кварцитовидными алевролитами (30–35 м). Мощность базальной пачки — 100–120 м. Не ясно на что эта базальная пачка налегает, вероятно, на кистинскую свиту, так как в других местах бас.р.Терек границу между кистинской и девдоракской свитами В.А.Мельников проводит по прослоям светлых или серых известковистых кварцитов (3–5 м). Описывая девдоракскую свиту на правой стороне ледника Девдораки, отмечает, что она на 30–35 % состоит из мелкозернистых кварцитовидных песчаников. В восточном направлении песчаность уменьшается, и на правой стороне р.Кистинки девдоракская свита представлена внизу филлитами, аспидными сланцами и кварцитовидными алевролитами с редкими прослоями и линзами темно-серых кварцитов мощностью до 1 м. Мощность свиты 800–900 м. Куда же делась базальная пачка девдоракской свиты (100–120 м). Скорее всего, здесь мы имеем не уменьшение песчаности в восточном направлении, а погружение свиты кварцитов под толщу графитисто-андалузитовых сланцев. Дальше девдоракскую свиту В.А.Мельников увязывает с отложениями Сванетского хребта, в частности южного склона хребта Бакылд, ошибочно датированных в то время триасовыми. Впоследствии они были отнесены к нижнему лейасу. Допуская правильность параллелизации отложений, проведенной В.А.Мельниковым, мож-



но утверждать, что его т.н. девдоракская свита является кистинской свитой В.П.Ренгартена, а базальная пачка (100–120 м) – скорее всего пачкой доюрских хлоритовидных серицит-кварцевых песчаников и гравелитов.

Описывая разрез девдоракской свиты по ущ.р.Царицтон В.А.Мельников отмечает в ее основании 2–3 прослоя мелкогалечных конгломерата и гравелита, которые им принимаются за стратиграфическую границу между его кистинской и девдоракской свитами. Под этими конгломератами на правой стороне р.Кистинки, по словам В.А.Мельникова, Н.М.Цибовский в 1957 г. нашел аммонит, характерный для верхней зоны нижнего триаса. А при описании тех же отложений в ущ.р.Кистинки о находке этого аммонита ничего не говорит. По данным Н.М.Цибовского 1959 года, не аммонит, а кусок отпечатка аммонита без лопастных линий был найден в осни пород, а не под конгломератами пород кистинской свиты. Отпечаток по наружному виду наиболее сходен с родом *arcoseras*. Нам кажется, что такое определение недостаточно для датирования отложений и, следовательно, выделение триасовых образований в ущ.р.Кистинки Н.М.Цибовским и В.А.Мельниковым не вполне обосновано, хотя наличие доюрских отложений вполне возможно.

Трансгрессивные залегания с угловым несогласием до 25° кистинской свиты нижней юры на верхнекаменноугольных и пермских отложениях в истоках р.Гизельдон отмечают Д.И.Панов и В.М.Шевченко (1964) и указывают также на наличие фауны пелеципод, характерной для нижнего и среднего лейаса.

Изучая петрологию Дарьяльского и Гвелетского массивов Д.М.Шенгелиа (1965, 1972) коснулся и вопроса о взаимоотношении гранитоидов и осадочных образований. Он считает более вероятным, что гранитоиды древнее осадочной кварцито-глинисто-сланцевой свиты нижнего лейаса и триаса. В пользу этого мнения он приводит следующие аргументы: 1) отсутствие контактного влияния гранитоидов на осадочные породы, 2) во всех разрезах контакт гранитоидов с осадочными породами тектонический, 3) аркозовые "сланцы (песчаники), встречающиеся в некоторых разрезах контактной части, образовались, видимо, в результате размыва Дарьяльских гранитоидов", 4) в кварцито-сланцевой толще не встречаются габброиды, часто наблюдающиеся в дарьяльских гранитоидах.

Приведенные аргументы не решают вопроса однозначно. Следы контактного влияния, как справедливо заметил Д.С.Белянкин, могли быть уничтожены последующими дислокациями, а в тектонических контактах могут быть перекрыты более широкие, чем эндо- и экзоконтактные зоны; аркозовые песчаники могли образоваться не только за счет

размыва гранитоидов Дарьяла, но и за счет разрушения осадочных аркозовых пород, налегающих на массив, к тому же аркозовый песчаный и алевролитовый материал мог поступать из отдаленных районов питания. Наконец, весьма важный аргумент в пользу древности гранитов по сравнению с осадочными образованиями, это наличие габброидов в гранитах и отсутствие их в осадочных породах. Однако и это не решает вопроса, так как неизвестен возраст этих габброидов, а теоретически они могут быть и древнее кистинской свиты, и того же возраста, и даже моложе.

Д.М.Шенгелиа описывает породы, претерпевшие гранитизацию (кварц-соссурит-серицитовые, кварц-хлоритовые, кварц-амфибол-эпидот-циолитовые, кварц-биогитовые, порфиробластовые кристаллические породы с массивной текстурой), гранитоиды и контактирующие с массивом осадочные породы, но не упоминает об отретилитовых и андалузит-хлоритовых сланцах.

В связи с исследованием верхнепалеозойских отложений Северной Осети Ю.Г.Моргунов специально останавливается на вопросе взаимоотношения верхнепалеозойских и нижнемезозойских образований (1965); подчеркивает наличие предъюрского перерыва в Северной Осети и отмечает гранитизацию верхнекаменноугольных отложений. По данным этого исследователя нижнеюрские отложения трансгрессивно налегают на верхнепалеозойские. Местами не видно явных следов размыва подстилающих отложений, но наблюдается резкая смена фации (органо-глинные известняки верхней перми замещаются пачкой гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов с графитовыми сланцами), указывающая на наличие предъюрского перерыва.

Интересно, что у самого контакта нижнеюрских и верхнепермских отложений на обоих склонах ущ.р.Гизельдон Ю.Г.Моргуновым была собрана нижнелейасовая фауна – *Chlamys ex gr. textoria* Schloth. и др., а в обоих свитах, относимых В.А.Мельниковым к триасу, собрана фауна пелеципод, аналогичная таковой сванетской свиты (1965). Это подтверждает наше предположение о правильной параллелизации В.А.Мельниковым нижнеюрской кистинской свиты В.П.Ренгартена из Дарьяльского ущелья под названием девдоракской свиты, ошибочно отнесенной к триасу, с сванетской свитой С.В.Левченко (1940).

Ю.Г.Моргунов проводит мысль о том, что дарьяльские гранитоиды интродуцированы в верхнекаменноугольные отложения.

По мнению В.Н.Шолпо (1970), контакты Дарьяльского массива со вмещающими сланцами интрузивны, переход от гранитов к осадочным толщам происходит постепенно, через прослой мигматизированных сланцев, иногда имеющих внешний облик гравелитов. Сланцы как бы

облегают гранит и в целом образуется брахиантиклиналь с интрузией в ядре. На восточном погружении Дарьяльского массива по р.Кистинке видно как сланцевые толщи повторяют контуры гранитного тела и образуют периклинальное замыкание складки" (Шолпо, 1970).

Облеkanie гранитоидов осадочной толщей говорит больше за трансгрессивное их налегание на гранитоидный массив, т.е. о древности гранитов, чем о молодом их возрасте.

Неспоримых доказательств в пользу среднеюрского возраста гранитоидов В.Н.Шолпо не приводит.

В статье М.М.Мстиславского (1970), посвященной утверждению наличия среднеюрского (киммерийского) тактономагматического цикла и отрицанию проявления позднегерцинской геосинклинальной складчатости в Адайхох-Дарьяльской зоне, рассматриваются и вопросы геологического строения окрестностей Дарьяла. Автор берет за основу стратиграфическую схему Горной Осети, предложенную В.А.Мельниковым, вернее подтверждает ее собственными наблюдениями: в верховьях рек Гизильдона и Баддона описывает непрерывный разрез отложений от верхнего карбона до нижней юры включительно; триас (?) объединяет с нижним лэйасом; устанавливает, что эти отложения в Адайхох-Дарьяльской структурно-фациальной зоне смяты в единые складки, что среднеюрские отложения в центральной части размыты, но по ее периферии они также участвуют в этих складках. На основании этого приходит к заключению об отсутствии регионального углового несогласия между верхнепермскими и нижнеюрскими отложениями. Следовательно, позднегерцинский цикл в этой зоне не проявился и поскольку в единых складках участвуют отложения от верхнекарбонных до среднеюрских, то и смятие их произошло после средней юры - в предкелловейскую эпоху - в киммерийском тектоническом цикле. Эту фазу и Л.А. Варданянц считал главной для Горной Осети (1940).

С этим этапом связывает М.М.Мстиславский окварцевание, биотитизацию и фельдшпатизацию комплекса отложений верхнего карбона - нижнего лэйаса в крутопадающих зонах рассланцевания и смятия. Это изменение пород, по мнению М.М.Мстиславского, вызвано влиянием кассарских и дарьяльских гранитов киммерийского возраста.

Все получается довольно логично. Но при объяснении причин происхождения складчатости Адайхох-Дарьяльской зоны, говоря об участии кристаллического фундамента в пликативных дислокациях юрских аспидных сланцев, М.М.Мстиславский пишет: "В данном случае отчетливо видна роль разломов, которые выкальвают (! - Г.Ч.) блоки в кристаллическом фундаменте, воздымавшиеся вверх в виде жесткого "штампа" (Бронгулеев, 1956). На плоских поверхностях сводов этих бло-

ков, совпадающих с поверхностями предьюрского пенеплена, сохранились полого и горизонтально лежащие юрские сланцы, а в щелевидных юрских депрессиях они местами смяты в интенсивную приразломную складчатость" (стр.48).

Из вышеприведенной цитаты видно, что М.М.Мстиславский безоговорочно допускает наличие поверхностей предьюрского пенеплена, чем и отрицает непрерывность разреза верхний палеозой-нижний лэйас, т.е. выявляется недостаточность принятой им стратиграфической схемы В.А.Мельникова.

В связи с этим уместно привести данные Л.А.Варданянца о том, что там, где нижняя юра налегает на гранитоиды и кристаллические сланцы, она начинается конгломератами (Фиагдон и др.), а там, где налегает на менее метаморфизованные отложения верхнего палеозоя, там конгломераты заменяются грубыми песчаниками, постепенно переходящими в аспидные сланцы, отсутствующие в тех местах, где развиты конгломераты (Варданянц, 1935). Это положение не отвергается М.М.Мстиславским, так как наличие триаса ставится им под вопрос. Поэтому объяснять участие в единых складках верхнекарбонных, триасовых? - нижне- и среднеюрских отложений, смятием их в предкелловейскую эпоху киммерийского цикла нельзя считать доказанным.

Учитывая унаследованность структуры альпийской геосинклинали и более мелких структур, логичнее было бы смятие вышеназванных толщ увязать не только и не столько с предкелловейской, а с более молодой фазой, вызвавшей смятие палеозойских (дизская серия), мезозойских и третичных отложений и приведшей к генерализации структурного плана Большого Кавказа.

К рассматриваемому вопросу возвращается М.М.Мстиславский с соавторами в следующей своей работе (1971) и доказывает, что отложения плинсбах-Малкинской зоны (конгломераты, угленосные отложения, вулканогенные образования), Балкарии, Дигории и Осети (базальный, графитовый, кератофировый горизонты) носят континентальный характер и залегают на палеозойском фундаменте, представляющем собой предплинсбахский эпигерцинский пенеплен. Он указывает также на наличие плинсбахского пенеплена в депрессиях Шулу и Архизско-Клычская. На основании этого южную границу эпигерцинской - скифской платформы проводят по Главному надвигу Кавказа.

В южной части эпигерцинской платформы авторами отмечаются Санчаро-Чугушский и Адайхох-Дарьяльский сегменты. На первом из них верхнепермско-триасовые отложения платформенного характера

мощностью 1,5 км к северу от Главного Кавказского разлома несогласно залегают на среднепалеозойских и более древних образованиях. К платформенным отнесены и пермские отложения Адайхох-Дарьяльской зоны - морские известняки и сланцы, 500-600 м. На этих платформенных отложениях перми и триаса (? - Г.Ч.) залегает геосинклиналь - ная формация нижней и средней юры, которая интенсивно дислоцирована и прорвана интрузиями, в том числе батским Дарьяльским массивом. Поэтому Адайхох-Дарьяльский, а также Санчаро-Чугушский сегменты считаются областями киммерийской регенерированной геосинклинали (Мстиславский и др., 1971).

В отличие от предыдущей работы, здесь наличие отложений триаса уже не стоит под вопросом. Устранен вопросительный знак, мешающий представлению о непрерывном осадконакоплении в период пермь-триас-юра. И поскольку предкелловейская фаза орогенеза на Северном Кавказе была интенсивной, то естественнее и гранитоиды Дарьяла считать батскими.

К группе исследователей, доказывающих интрузивный контакт дарьяльских и других гранитоидов с осадочными образованиями, присоединилась и А.М.Колесникова (1971). Она описывает контактное воздействие палеозойских плагиогранитных интрузий на вмещающие породы осадочной толщи и образование зоны контактных роговиков с метаморфической зональностью в верховьях р.Бад. Отмечает, что в непосредственной близости к гранитам и зонам мигматизации развиты кордиерит-биотитовые и кордиерит антофиллитовые сланцы, яшмо-кварциты; в средней зоне - узловатые (хиастолитовые) сланцы и во внешней зоне - пятнистые сланцы. Яшмо-кварциты залегают и выше, где отмечаются выходы пропилитизированных порфиритов, превращенных в контактные роговики.

Горячий контакт гранитоидов с аспидными сланцами А.М.Колесникова усматривает по р.Чач; сланцы окварцованы и содержат новообразования хиастолита. Последние относятся к карбону только потому, что в том же ущелье Л.А.Варданянц отмечает наличие кварцитов, условно относимых им к карбону. В пользу интрузии гранитов А.М.Колесникова приводит наличие графита в зоне экзоконтактов дарьяльских гранитоидов в низовьях р.Кистинки по правому борту ущелья и в других местах.

Вышеприведенные данные Л.А.Варданянца, В.Н.Робинсона, Ю.Г.Моргунова и др. указывают на наличие предъюрского перерыва в Северной Осетии и на то, что там есть места, где переход верхнепалеозойских и триасовых отложений в нижнеюрские оставляет впечатление постепенного перехода, усиливавшееся единым планом склад-

чатости. Скорее всего, здесь имеется скрытый стратиграфический перерыв, который служит причиной ошибочного предположения повсеместного развития триасовых отложений под нижнелейскими и отсутствия предъюрского перерыва.

Вопрос возраста гранитоидов Дарьяла и их взаимоотношения с отложениями кистинской свиты рассматривается К.Н.Паффенгольцем (1972). Он утверждает, что гранитоиды Дарьяла отчетливо секут породы кистинской свиты, образуя местами по периферии массива хорошо выраженные зоны мигматитов, принимающиеся раньше за милониты" (стр.228). И далее отмечает, что гранитоиды секут складчатость среднеюрского времени и, следовательно, они послесреднеюрские; их возраст можно было бы увязать с предкелловейской орофазой. Однако, принимая во внимание определение абсолютного возраста - 125 млн.лет по валовой пробе (Афанасьев, 1958), их можно отнести к нижнемеловым. Но учитывая, что в Дарьяльском ущелье и к югу с низов юры до верхнего мела включительно разрез непрерывный, то граниты можно предположительно связывать с орогенетической фазой, проявившейся не ранее позднего мела. Далее он заключает, что гранитоиды могут оказаться и нижнемеловыми.

В связи с этим следует отметить, что со времен работ Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1898) наличие милонитов в гранитоидах Дарьяла, особенно в контактных зонах с осадочными образованиями кистинской свиты, является установленным фактом, подтвержденным последующими исследованиями Д.С.Белянкина (1914, 1924), В.П.Рентарена (1932, 1937) и др. Эти милониты довольно подробно описаны Д.М.Шентеля (1965, 1972). Милониты видны в природе, легко устанавливаются и под микроскопом. Так что сомневаться в наличии милонитов нет никаких оснований. Интенсивная милонитизация гранитов могла происходить при напряженных тектонических процессах, имевших место после миоцена. Но какие гранитоиды или мигматиты претерпели милонитизацию - палеозойские, мезозойские или более молодые, остается неясным.

Требуют уточнения и утверждения К.Н.Паффенгольца о том, что все диабазы и порфириты, встречающиеся в отложениях кистинской и циклаурской свит Дарьяльского ущелья, участвуют в согласной складчатости и, следовательно, являются продуктами синхронного с осадконакоплением вулканизма.

В Дарьяльском ущелье в осадочных толщах кистинской и циклаурской свит действительно залегает значительное количество консидиментационных потоков спилитовых порфиритов, вариолитовых диабазов и др., но вместе с тем складчатая осадочная формация сечется дай-

ками диабазовых пород, многие из которых залегают параллельно кливажу осевой поверхности.

Заканчивая разбор состояния изученности вопроса о взаимоотношении гранитоидов Дарьяльского ущелья и окружающих их осадочных образований, приходим к выводу, что для однозначного решения этого вопроса ни у кого из предыдущих исследователей не было достаточно фактического материала. Сегодня мы располагаем значительно большими сведениями: 1) известное широкое развитие андалузитовых роговиков, образовавшихся за счет углисто-глинистых сланцев, кварцитизация и биотитизация кварцевых песчаников с серицитизацией их цемента, 2) аргоновый возраст  $122 \pm 6$  млн. лет дарьяльских гранитов и  $73 \pm 3$  млн. лет гвелетских гранитов, 3) наличие валуна и гальки кварцита в метасадочных породах в северном контакте дарьяльских гранитоидов и осадочных образований, 4) отсутствие базального конгломерата, слоя конгломерата, залегающего непосредственно на размытой поверхности гранитоидов, отсутствие гальки гранита в мелкогалечных конгломератах и гравелитах, 5) наличие фрагмента осадочной метаморфизованной толщи хлоритоидных серицитовых филлитов, серицитовых графитистых сланцев с линзами мраморов (район г. Гургала) между гранитоидами и нижнеюрской осадочной формацией, 6) переход базального комплекса - гравелитов, кварцитов, графитисто-серицитовых сланцев - вверх в аспидно-сланцевый комплекс.

На основании этих фактов можно заключить, что трансгрессия лейаса отчетливо проявилась в районе гранитоидов Дарьяльского ущелья, но утверждать, что размывались гранитоиды, прямых доказательств не имеется. Скорее всего размывалась осадочная доюрская толща мусковит-кварцевых песчаников, кварцитов и гравелитов и, видимо, потому нет в гравелитах гальки гранита. Подтверждением этого вывода является нахождение в метасадочных породах гальки кварцита в северном контакте гранитоидов Дарьяльского массива с осадочной толщей, т.е. в зоне "неуловимого" их взаимного перехода.

#### ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации. Тр. Института геол. рудных м-ний, петрографии и геохимии, вып. 20, 1958.

Белянкин Д.С. Геологическая карта Архотского тоннеля. В кн.: «Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет». СПб., 1914.

Белянкин Д.С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузивов. Изв. Геол. ком-та, 1924, т. 54, № 3.

Беридзе М.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 1970, вып. 24.

Варданыц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.

Варданыц Л.А. Материалы по диабазам и неointрузиям Горной Осетии. Проблемы сов. геологии, 1937, вып. 2.

Варданыц Л.А. Оттрит из Центрального Кавказа. Записки Всесоюз. минер. об-ва, 1938, XVII.

Варданыц Л.А. Интрузивы Северной Кахетии (Кавказа). Записки Всесоюз. минер. об-ва, 1940, ч. XIX, № 2-3.

Варданыц Л.А. Материалы по интрузиям Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). Записки Всесоюз. минер. об-ва, 1940, ч. XIX, № 2-3.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.-М., Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.-М., Гостоптехиздат, 1951.

Вашакидзе И.Г. К стратиграфии верхней части юрской сланцевой обврии верховьев рр. Ардона, Терка и Аргуни. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1970, т. VII, вып. 1, 2.

Гамкрелидзе П.Д. История геологического развития Большого Кавказа (Кавкасион) и его место в альпийской складчатой системе. Кавказо-Балканская геол. ассоциация, VII конгресс, ч. I., Геотектоника, София, 1965.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, 1966, № 3.

Джанелидзе А.И. К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса. Сообщ. АН СССР, 1946, т. VII, № 5.

Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., 1947, т. VII (VIII).

Колесникова А.М. О метаморфической зональности контактных роговиков в экзоконтактном ореоле гранитоидов касарского типа в верховьях Бадского ущелья (Горная Осетия). Изв. АН СССР, сер. геол.,

1971, № 5.

Коняхов И.А. История развития Дагестана в мезозойское время. Уч. записки (МГУ), 1956, вып.176.

Коняхов И.А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. Тр. КГУЕ, 1959, вып.3.

Кузнецов С.С. Геология северной юрской депрессии Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1947.

Кузнецов С.С. Геологическое строение средней части Северного Кавказа.—В кн.: Геология и полезные ископаемые средней части Северного Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Исследование теоретической петрологии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.—Тр.СПб об-ва естествоиспытателей, 1898, т.26, вып.5.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбега, произведенные летом 1899 г.—Матер.для геологии России, 1904, т.ХХI.

Левченко С.В. Осадочные породы Сванети.—Тр.СОПС АН СССР, сер. Закавказ., 1940, вып.24.

Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1969.

Мельников В.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР. Масштаб 1:500000 (Северный Кавказ). М., Геолтехиздат, 1962.

Мельников В.А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа.— Сов.геология, 1962, № 4.

Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунич В.И. О возрасте юрских образований Кахетии (Восточный Кавказ)—Изв.АН СССР, сер.геол. 1973, № 7.

Моргунов Ю.Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Сванетии (Центральный Кавказ)—Изв.АН СССР, сер.геол., 1965, № 7.

Мстиславский М.М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии.—Бюлл.МОИП, 1970, нов.серия, т.ЛХХУ, отд.геол., т.ХЛУ, вып.6.

Мстиславский М.М. О южной границе эпигерцинской Скифской платформы в киммерийском этапе в истории Центрального Кавказа.—ДАН СССР, 1971, т.139, № 3.

Панов Д.М., Шевченко В.И. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в Казбегском районе.—ДАН СССР, 1964, т.155, № 1.

Пафренголыц К.Н. Дарьяльская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа (состав, возраст, вопросы металлогении)—В кн. «Проблема минералогии и петрологии», М., Наука, 1972.

Пятницкий П.П. Геологические исследования в Центральном Кавказе.—Матер. для геологии России, 1924, № 21.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги.—Тр. ВГРО, 1932, вып.148.

Ренгартен В.П. Военно-Грузинская дорога: ХVII МГК, Экскурсия по Кавказу, Ростов-Тбилиси. М., 1937.

Ростовцев Н.И. О геологической истории юрского периода в восточной части Главного Кавказа.—Изв.АН СССР, сер.геол., 1948, № 6.

Рубинштейн М.М. Некоторые данные о так называемых нептунических дайках.—Сообщ. АН СССР, 1945, т.Х. № 8.

Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., Изд-во МГУ, 1965.

Халифа-Заде Ч.М. Условия образования среднеюрских отложений восточной части Большого Кавказа. Баку, 1972.

Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.—"Литология и полезные ископаемые". Наука, 1978, №4.

Чихрадзе Г.А. О песчаниковых дайках ущелья р.Тонетисхеви.Сообщ. АН СССР, 1960, т.ХХУ, № 4.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа.—Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., 1979, вып.62.

Шенгелиа Д.М. Петрология дарьяльского массива.—Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, 1965, вып.1У.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа.—Тр.ГИН АН СССР, нов.серия, 1972, вып.34.

Шолпо В.Н. Сложная складчатость в осадочных толщах.—В кн.: Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М., 1970.

Stauffer F.H. Grain-flaw deposits and their implications, Santa Inez mountains, California, Journ. of Sedimentary Petrology, 1968, vol. 37, p. 2.

М.А. Беридзе

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С НИЖНЕ-  
И СРЕДНЕКОРСКИМИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ  
ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Охарактеризована геологическая позиция, состав, внутреннее строение и взаимоотношение вулканитов спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций. Воссоздается общая картина изменчивости формации по латерали и вертикали. Приводится сопоставление с аналогичными образованиями других районов Большого Кавказа. Проявление в разных структурах вулканитов разного состава связывается с неоднородностью строения коры.

В связи с новой гипотезой об океанической природе геосинклиналей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972) изучение продуктов раннегеосинклинального вулканизма и вмещающих их осадков приобретает весьма важное значение. В этом отношении юрская история зоны Южного склона Большого Кавказа представляет несомненный интерес, т.к. в этом регионе удобно сочетаются толщи осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований.

Продукты синхронного вулканизма, приуроченные к ранне- и среднеюрским терригенным отложениям Южного склона Большого Кавказа, имеющимся в настоящее время данным, можно отнести к спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациям, в понимании Ю.А. Кузнецова (1964). Однако в пределах Большекавказского региона представители собственно вулканогенных (спилит-кератофировой и спилит-диабазовой) формаций в количественном отношении резко подчинены вмещающей их терригенной (аспидно-сланцевой) формации. При таких соотношениях в древних геосинклинальных областях (например, Гемерское Рудогорье, Балканды, Саяны и др.) обычно выделяют единые диабаз-филлитовидные или спилито-фтанито-сланцевые формации. По аналогии с ними для Северо-Западного и Южного склонов Большого Кавказа были предложены названия "вулканогенно-аспидной" (Ломизе, 1962) и "вулканогенно-песчаниково-сланцевой" (Заридзе, 1970) формаций, хотя другие авторы (Хаин; 1973, 1980) такие сочетания осадочных и вулканогенных формаций склонны считать ассоциацией. В однородную диабазовую субформацию нами объединены такие жильные и дайковые вулканиты, которые

не увязываются с какой-либо конкретной эффузивной фацией и характеризуются неопределенным возрастным диапазоном (например, многие представители диабазов ассинского типа).

Так как мощности и стратиграфические соотношения названных вулканогенных образований в отдельных частях геосинклинальной полосы различны, их характеристика приводится на основе краткого описания конкретных разрезов по отдельным районам. После этого показана общая картина изменчивости вулканитов с обсуждением некоторых вопросов генезиса. Собственно вулканогенные формации сопоставляются с аналогичными образованиями других районов Большого Кавказа и предпринята попытка выяснить латеральную изменчивость и стадии формирования.

Геологическая позиция и состав формаций  
Южного склона

Абхазия. В абхазской части геосинклинали Южного склона (рис. I) породы спилит-кератофировой формации, выделенные под названием абацхарского вулканогенного горизонта (Ломизе, Солин, 1962), приурочены к южной периферии зоны Главного хребта, граничащей с юга с троговой частью геосинклинали (Чхалтинская подзона, по П.Д. Гамкрелидзе, 1966). В ней спилит-кератофировые вулканогены отсутствуют, а в домер-раннем тоаре формируются базальтоиды спилит-диабазовой формации. Еще южнее, уже в пределах Центрально-Абхазской подзоны Гагрско-Джавской геотектонической зоны, в плинсбах также формируется спилит-кератофировая формация (Беридзе, 1978). Центрально-Абхазская подзона, как и зона Главного хребта, являясь унаследованной геосинклиналью, характеризовалась относительно приподнятым расположением в течение всей ранней кры. При этом подзона сохранила такую тенденцию на протяжении байоса и бата, что отразилось на своеобразии магматических явлений этого региона (Заридзе, 1944; Дзопенидзе, 1966).

Извержения кислого вулканогенного материала в пределах Абхазии имели место и в тоар-аалене, однако в количественном отношении они значительно уступают плинсбах-домерским вулканогенам. Верхнеелайсовые вулканогены отличает также то, что слагающий их кислый преимущественно пирокластический материал обычно пространственно ассоциируется с эксплозивными продуктами спилитовых порфиритов. Так что верхнеелайсовые вулканогены проявляют довольно четкую контрастность.

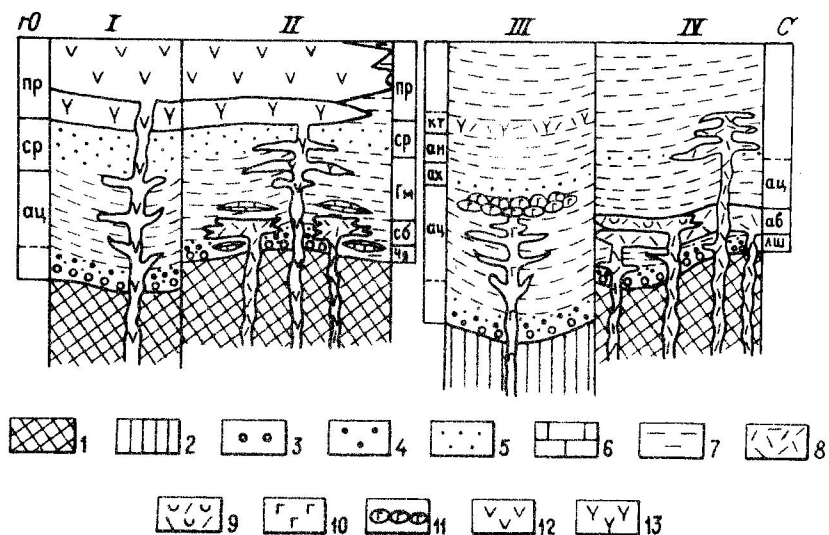


Рис. 1. Сводный схематический палеофациальный профиль (C/D) южно- и среднекавказских образований абхазской части геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (вертикальный м-б I : 500).

I - южная подзона Гагрско-Джавской зоны. II - северная подзона Гагрско-Джавской зоны (Центрально-Абхазское поднятие). III - Чалхтинская подзона. IV - зона Главного хребта.

Свиты северных зон (III-IV): лш - лашипсинская, ав - авадхарская (синемюр-карик), ац - ацгарская (домер-нижний тоар), ах - ахейская, ан - анчхойская, кт - кутикухская (тоар-аален).

Свиты южных зон (I-II): чд - чедымская, об - сибистинская (синемюр-карик), гм - гумистинская (домер-нижний тоар), ср - сорская (тоар-аален), пр - порфирировая (байос). I - породы континентальной коры, 2 - породы субконтинентальной коры, 3 - конгломераты, 4 - гравелиты, 5 - песчаники и алевролиты, 6 - известняки, 7 - глинистые сланцы, 8 - кератофировые вулканиты, 9 - спилиты спилито-кератофировой формации, 10 - толеитовые базальтоиды, 11 - шаровые лавы толеитовых базальтоидов, 12 - порфирировые вулканиты, 13 - спилиты порфирировой формации.

Вулканогенным образованиям спилит-кератофировой формации ранне-среднекавказского возраста предыдущими исследователями давались различные названия: плагиолипариты (Варданыц, 1935), кварцевые порфиры (Еремеев, 1947), кварцевые кератофиры (Ломизе, Сомин, 1962). Общим является то, что все исследователи подчеркивают кислый характер этих эффузивов. Однако никем не было замечено, что в строении этой формации, наряду с кислыми породами, в значительном количестве имеются эффузивы основного состава, наличие которых, как будет еще показано, приобретает важное значение при обсуждении генетических вопросов этих образований.

Породы спилит-кварц-кератофирового комплекса данной формации развиты в полосе, трассирующей границу между зоной Главного хребта и Чалхтинско-Лайлинской зоной Южного склона. Они приурочены к двум овиатам: лашипсинской и авадхарской.

Лашипсинская свита сложена преимущественно терригенными породами. Она начинается трансгрессивной грубообломочной пачкой, представленной конгломератами, гравелитами, песчаниками и песчанистыми глинистыми сланцами. Стратиграфически вверх грубообломочные отложения сменяются чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, среди которых изредка попадаются внутриформационные прослойки конгломератов и галечно-гравийных песчаников. Вулканогенные породы в лашипсинской свите, в сравнении с вышележащей авадхарской, играют незначительную роль и представлены преимущественно маломощными часто будинированными субвулканическими жильными образованиями кератофиров, крайне редко отмечаются прослойки туфов и туф-фитов как кератофирового, так и спилитового состава.

Авадхарская свита представлена в основном вулканогенными образованиями, среди которых залегают прослойки и маломощные пачки нормально-терригенных и вулкано-терригенных пород.

Авадхарская вулканогенная свита проявляет фациальные и петрографические изменения как по простиранию, так и по вертикали. На отдельных участках отмечается определенная последовательность в извержениях. Так, например, в западной (разрезы по хребтам Ахукдара и Гурджикша) и восточной (разрез в верховьях р. Самчарка) частях северо-западной Абхазии, в низах вулканогенной свиты развиты преимущественно лавы и лавокластолиты кварцевых кератофиров, а в верхах - главным образом пирокластолиты (туфы и мелкообломочные туфобрекчии) спилитов и кератоспилитов. Правда, в кварц-кератофировом "горизонте" в малом количестве всегда отмечается материал спилитовых порфиритов и, наоборот, в кератоспилитовом "горизонте" в различных количествах встречается примесь кварц-кератофирового материала.

В частности, в лавах кварцевых кератофиров нередко наблюдаются шпироподобные участки различной величины, представляющие собой спилитовые (альбит-хлоритовые) породы. При больших размерах таких "спилитов", выделяющихся обычно темно-зеленым цветом, лавовый поток приобретает брекчиевый облик. Кроме того, спилиты и кератоспилиты в кварцкератофировом "горизонте" образуют и самостоятельные мало-мощные пачки. В спилитовом же "горизонте" кварцевые кератофиры наблюдаются в виде настоящих брекчиевых включений, заимствованных, вероятно, из низзалегавшего кварц-кератофирового "горизонта".

Несколько отличается от флангов центральная часть полосы пространства авадхарской вулканогенной свиты (ущелье рр.Белая, Бешта, водораздел рр.Бешта и Санчарка). Здесь в вулканогенной свите ни спилиты, ни кератоспилиты нами отмечены не были - свита целиком сложена материалом кварцевых кератофиров.

Восточнее перевала Алаштраху спилит-кератофировая формация ранне-среднеплейстоценового возраста перекрыта надвигом Главного хребта и лишь в районе Адангейского рудного поля (Башкапсарский участок) имеется ее небольшой выход в виде тектонического клина. Здесь преобладает кварцкератофировый материал (Беридзе, Буадзе, 1977).

Как уже отмечали, спилит-кератофировая формация развита на территории Гагрско-Джавской зоны, в частности в пределах Центрально-Абхазского поднятия. Работами последних лет (Адамия, Беридзе и др., 1972; Адамия, 1977; Беридзе, 1978) установлено присутствие кислого, преимущественно кварц-кератофирового материала в ряде разрезов этого региона, в которых эта формация занимает то же стратиграфическое положение, что и охарактеризованная выше авадхарская свита.

В ущельях рек Западная и Восточная Гумиста породы спилит-кератофировой формации принимают участие в строении двух крупных антиклиналей - Чедымской, в нижнем течении и Ачамгварской, в верхнем течении названных рек.

В южном крыле Чедымской антиклинали вулканогенные породы были зафиксированы в ущелье р.Чедым, в 3,5 км выше ее слияния с р.Западная Гумиста. Здесь разрез нижней крышки начинается толстослоистыми крупнозернистыми обычно интенсивно будинированными песчаниками олигомитово-кварцевого состава, среди которых различаются мало-мощные прослои и линзы мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов. Песчаниковые пачки чередуются с пакетами глинистых сланцев и алевролитов. Эти отложения нами коррелируются с лашипсинской свитой, однако ввиду некоторого своеобразия их состава и текстуры, выделяются под названием чедымской.

Стратиграфически выше следуют тонкослоистые песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами, среди которых залегает пачка средне- и крупнообломочных туфов. Пирокластический материал в туфах представлен кварцевыми кератофирами и кератоспилитами, к которым в ортогуйфитовых разностях в небольшом количестве примешаны обломки глинистых сланцев. Описанные отложения с пачкой вулканогенов мощностью около 60-80 м должны соответствовать авадхарской свите.

Западнее описанного разреза, в пределах южного же крыла Чедымской антиклинали, пачка кварцкератофировых вулканокластолитов фиксируется в ущелье р.Западная Гумиста, восточнее она прослеживается через хребет Ачамгвара в ущелье р.Восточная Гумиста. В составе вулканогенной пачки хр.Ачамгвара привлекает внимание наличие в нижней ее части туфобрекчий, туфоконгломератов (мощностью около 15 м) со сферическими телами спилитовых порфиритов размером от 10x15 см до 40x50 см. Общая мощность вулканогенной пачки в этих разрезах - около 120 м.

В северном крыле Чедымской антиклинали мощность кварцкератофировых вулканогенов достигает 100 м. В ущелье р.Чедым можно отчетливо наблюдать, что вулканогенная пачка налегает на интенсивно будинированные песчаниково-гравелитовые слои лашипсинской (чедымской) свиты с мергелистоизвестняковыми линзами в верхней части, содержащими позднекембрийскую фауну. Вулканогенная пачка северного крыла Чедымской антиклинали также непрерывно протягивается из ущелья р.Чедым через хр.Ачамгвара в ущ.р.Восточная Гумиста. Они перекрываются глинисто-мергелисто-известняковыми пачками со среднеплейстоценовой руководящей фауной.

В пределах Ачамгварской антиклинали вулканогенные образования играют более значительную роль.

На водоразделе р.Лакама (левый приток р.Восточная Гумиста) и р.Келасури Первая наиболее древним образованием нижней крышки является свита среднеслоистых крупнозернистых, нередко будинированных песчаников и гравелитов (изредка также мелкогалечных конгломератов), чередующихся с мало-мощными пакетами глинистых сланцев; в свите заключены линзы пелитоморфных, местами перекристаллизованных известняков разной мощности и протяженности. Самая крупная из них - линза известняков, протягивающаяся от пер.Уим по южному склону одноименного хребта до русла р.Келасури Первая, на расстоянии 4-5 км и достигающая мощности 200-250 м. Эти отложения нами синхронизируются с лашипсинской свитой, но выделяются под названием чедымской.



Стратиграфически выше описанных отложений, слагающих ядро Ачамгварской антиклинали, в северном ее крыле следует свита, представленная чередованием осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. Нижняя ее часть (около 200 м) преимущественно глинисто-сланцевая, содержит маломощные пакеты тонкообломочных туфитовых пород. Средняя часть (около 150 м), преимущественно вулканогенная, наряду с пирокластолитами в значительном количестве содержит лавовые образования кератофиров. Выше залегает пачка однородных глинистых сланцев мощностью около 100 м, а над ней вновь вулканогенные образования общей мощностью около 200 м. Среди вулканогенов этой последней пачки значительное место занимают туфобрекчии и туфы кварцевых кератофиров, а также туфы спилитового состава, ассоциирующие с линзами, гнездами и желваками известняков розового, розовато-серого и светло-серого цветов мощностью до 30-40 см. По своему стратиграфическому положению и составу описанные осадочно-вулканогенные образования коррелируются с авахварской свитой.

Выше следуют мощные (около 300 м) выходы однородных сланцеватых аргиллитов (аналог ацгарской свиты), затем маломощные тонкослоистые преимущественно песчаниковые породы (ахейская свита), а еще выше вновь появляются однородные сланцеватые аргиллиты мощностью почти 300 м (анчхойская свита). На границе с нижними слоистыми туфовыми пачками порфиритовой свиты байоса развита крупная пластовая жила габбро-диабазы.

Западнее описанного разреза на водораздельном хребте верховьев рр.Чедым и Восточная Гумиста, в ядре и северном крыле Ачамгварской антиклинали также значительно развиты вулканогенные пачки спилит-кварцкератофирового состава. Мощность самого крупного выхода, вулканогенных пород в северном крыле Ачамгварской антиклинали достигает 200 м. Осадочно-вулканогенная свита здесь налегает на песчанниковые отложения с небольшими линзами известняков.

В восточном направлении Ачамгварская антиклиналь значительно суживается вследствие развития в ее южном крыле надвига. На водоразделе рр.Восточная Гумиста и Келасури Первая большая часть южного крыла антиклинали, так же, как и спилитовый горизонт порфиритовой свиты, редуцирована. Еще восточнее амплитуда надвига увеличивается, и в районе ур.Ачадара породы байосской порфиритовой свиты контактируют с глинисто-сланцевыми отложениями, содержащими небольшие линзы известняков с фауной среднего лэйаса (Балуховский, 1964).

В северном направлении, стратиграфически выше, залегают маломощные (около 120 м) отложения, представленные чередованием крупно-

зернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (гальки представлены глинистыми сланцами) с пакетами туфитовых пород (аналог ахейской свиты), а еще выше залегают однородные глинистые сланцы с пакетами тонкообломочных туфитов мощностью около 150 м (анчхойская свита). Разрез нижней юры завершают осадочно-вулканогенные образования (мощность 80 м), представленные чередованием туфитов, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов спилит-кварцкератофирового состава (аналог кутыкужской свиты), согласно переходящими в вулканоген основного состава байосской порфиритовой свиты.

Таким образом, в районе ур.Ачадара отложения, синхронные лашипсинской и авахварской свитам, редуцированы надвигом, зато в северном крыле антиклинали четко фиксируются вулканогенные породы верхнемиоценового возраста.

В верховьях р.Джампал нижеурские отложения выступают узкой полосой между выходами Горабского интрузива и порфиритовой свиты байоса, трансгрессивно налегая на небольшой массив древних амфиболитовых пород (Дудаури, Тогонидзе, 1970).

В северном крыле этой структуры, являющейся, вероятно, восточным продолжением Ачамгварской антиклинали, разрез нижней юры начинается базальной пачкой (мощность 80 м), сложенной мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, переходящими кверху в серые известняки, местами с примесью псаммитового туфового материала (мощность 60 м), а еще выше - в вулканогенную пачку спилит-кварц-кератофировых пород мощностью около 150-200 м (туфы, лавовые и туфовые брекчии, лавы), соответствующую авахварской свите.

Выше залегают однородные глинистые сланцы мощностью 200-250 м, являющиеся аналогом ацгарской свиты, а над ними - песчано-сланцевые отложения сорской свиты, согласно перекрывающиеся породами порфиритовой свиты байоса.

Наиболее северные выходы нижеурских вулканогенов в пределах Центральной Абхазии фиксируются в верховьях р.Сибиста (правый приток р.Ацгара); они принимают участие в строении одноименной довольно узкой антиклинальной складки, постепенно расширяющейся в восточном направлении (ущ.р.Шоудиди), где базальные образования ранней юры трансгрессивно налегают на небольшой массив палеозойских кристаллических пород (Адамия, Беридзе и др., 1975).

В ущ.р.Сибиста, в периклинальной части упомянутой структуры, разрез нижней юры начинается мощным выходом вулканогенных пород кварцкератофирового состава. Вначале это слоистые тонко- и среднеобломочные туфы светло-зеленоватого и желтовато-серого цветов, чередующиеся с маломощными покровами кварцкератофировых лав. Выше

является туфоконгломератовая пачка, в которой размер округлых тел кварцевых кератофигов достигает 30x40 см. Стратиграфически выше, в южном крыле Сибистинской антиклинали располагаются слоистые туфы с включениями глинистых сланцев, сменяющиеся затем глинистыми сланцами с включениями и прослоями туфовых пород кислого состава. В этих глинистых сланцах были обнаружены линзы серых известняков, переполненных обломками скелетов морских лилий среднеплейстоценового возраста (Адамьял, Беридзе и др., 1975). Выше следуют маломощные (несколько десятков метров) выходы рассланцованных туфов и глинистых сланцев с редкими включениями кислых туфовых пород, переходящих совершенно согласно в пачку пироксен-плагиоклазовых туфов. Непосредственно над описанной туфовой пачкой согласно залегают породы порфиритовой серии байоса.

Таким образом, в пределах Сибистинской антиклинали верхнеплейстоценовые отложения характеризуются крайне незначительной мощностью, в то время, как среднеплейстоценовые вулканогенные образования (аналог авадхарской свиты) достигают 200-250 м.

Анализ приведенного выше фактического материала показывает, что вулканическая активность в пределах Центральной Абхазии охватывает в основном интервал времени от верхнего синемюра до раннего домера включительно, т.е., примерно, совпадает с периодом проявления вулканизма в северо-западной части Абхазии.

Вулканогенные образования представлены породами спилит-кварцево-кератофирового ряда, приурочены, главным образом, к отомекским авадхарской и, в меньшей мере, лашискинской (чедимской) свиты. Выше лежащие аггарская и сорская свиты практически лишены вулканогенного материала, и только на границе с порфиритовой свитой байоса вновь появляются продукты кислого липарито-дацитового вулканизма (ур. Ачадара).

Прослеживая фациальные изменения вулканогенных образований среднего плейстоцена, приходится отметить, что количество вулканогенного материала, в особенности в лавовой и лавокластической фации, с севера на юг уменьшается. В верхнеплейстоценовых отложениях в этом направлении вулканогенный материал совершенно исчезает.

Туфито-туфовый контрастный комплекс. Породы этого комплекса приурочены к ахейской анхойской и кутыкухской свитам позднеплейстоценового возраста<sup>1)</sup>. В составе

1) В кутыкухской свите доминируют вулканические породы кислого состава: пироксениты, кварцевые кератофиры, туфы и туффиты. В ахейской свите также встречаются вулканические породы кислого состава: пироксениты, кварцевые кератофиры, туфы и туффиты. В анхойской свите доминируют вулканические породы кислого состава: пироксениты, кварцевые кератофиры, туфы и туффиты.

этого комплекса главную роль играют пирокластиты, а также вулканогенно-осадочные образования (туффиты) как основного (авгит-альбитовые порфириты), так и кислого (кварцевые кератофиры) состава. Изредка отмечаются субвулканические тела кварцевых кератофигов и в двух случаях - покров спилитового (авгит-альбитового) порфирита. Контрастность этого комплекса определяется биполярностью состава продуктов вулканизма и отсутствием промежуточных по составу разновидностей. При этом следует подчеркнуть, что вулканогенный материал, слагающий этот комплекс, не является генетически родственными, как это было в ранне-среднеплейстоценовом спилит-кварцево-кератофировом комплексе. В частности установлено, что материал кварцевых кератофигов привносился, в основном, с зоны Главного хребта и ее пограничной с Южным склоном полосы, порфириновый же материал заносился с Гагрско-Джавской зоны. Таким образом, происходило их механическое смешивание в позднеплейстоценовых осадочных толщах (Беридзе, 1973).

В ахейской свите туфы и туффиты спилитовых порфиритов и кварцевых кератофигов образуют отдельные пачки и прослои среди песчано-сланцевых отложений. Нередко спилитовые и кварцево-кератофировые пирокластиты на коротких расстояниях фациально замещают друг друга, как, к примеру, в районе Ахейского ртутного месторождения. Как в западном, так и в восточном направлении от Ахейского месторождения, количество вулканогенного материала уменьшается, а в некоторых разрезах совершенно исчезает. Маломощные спилитовые потоки среди пород ахейской свиты были отмечены в ущ. р. Гваштуха и в разрезе по хребту Анчхо. Пластовые жилы кварцевых кератофигов отмечаются на хребтах Аданге и Анчхо.

Для анхойской свиты характерно наличие пачек туфов и туффитов преимущественно кварцево-кератофирового состава, залегающих среди однородных глинистых сланцев; реже отмечаются туфы авгит-альбитовых (спилитовых) порфиритов, а также туфы смешанного состава. Наиболее типичные выходы туфов и туффитовых пород можно наблюдать в сухой долине над авадхарским минеральным источником № 1, где их мощность достигает 80 м. В районе пер. Чамашха отмечается маломощная инъекция кварцевого кератофира.

Кутыкухская свита представлена преимущественно вулканогенными породами (туфами) и туффитами, с которыми чередуются маломощные пачки глинистых сланцев и пластовые жилы диабазов. Среди пирокластитов господствуют породы спилитового состава, туфы и туффиты же кварцевых кератофигов встречаются в подчиненном количестве, главным образом в нижней части свиты. Довольно часто прослои туфов содержат смешанный материал авгит-альбитовых порфиритов и

кварцевых кератофигов с преобладанием первых.

Ввиду преобладания туфовых и туфитовых пород, химическая характеристика продуктов верхнелейасового вулканизма не всегда дает удовлетворительные результаты. Небольше четко удается охарактеризовать группу спилитовых туфов, которые по составу приближаются к андезито-базальтам, но с высоким (до 7%) содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  вследствие наличия в них плагиоклаза преимущественно альбитового ряда. Группа спилитовых туфов с примесью кварцкератофирового материала характеризуется несколько повышенным значением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Третью группу составляют туфитовые и туфовые породы с кварцкератофировой пирокластикой. Туфы по содержанию  $\text{SiO}_2$  близки к кварцевым кератофирам, однако (по сравнению с нижнелейасовыми кератофирами) в них несколько повышено количество  $\text{K}_2\text{O}$ . Туфитовые породы также проявляют большое сходство по содержанию почти всех компонентов с кварцевыми кератофирами и, наоборот, довольно четко отличаются от глинистых сланцев (Беридзе, 1973). Повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в туфитах нельзя объяснить лишь примесью глинистого материала. Правильнее было бы считать, что верхнелейасовые кератофиры (в сравнении с нижнелейасовыми) были первично обогащены калием, что связывается на всех членах описанного комплекса.

Несмотря на общее сходство нижнелейасовая спилит-кератофировая формация по ряду характерных признаков все-таки отличается от домер-верхнелейасового туфито-туфового комплекса: 1) в нижне-среднелейасовом комплексе преобладают кислые - кварцкератофировые породы, тогда как в домер-верхнелейасовом комплексе господствуют основные породы, 2) нижне-среднелейасовый комплекс выделяется обилием лавовой и лавокластической фации, тогда как в верхнелейасовом комплексе доминируют эксплозивные образования, 3) в нижне-среднелейасовом комплексе наблюдаются генетически родственные контрастно-дифференцированные вулканы с антидромной последовательностью (андезиты отсутствуют); контрастность же верхнелейасового комплекса вызвана механическим смешиванием продуктов разной кислотности, привнесенных с разных зон бассейна, 4) ранне-среднелейасовые спилиты, как правило, являются беспироксеновыми, тогда как в домер-позднелейасовых спилитах пироксен (авгит) выступает в качестве главного породобразующего минерала, 5) в позднелейасовых кератофирах замечается некоторое повышение количества.

Вулканы спилит-диабазовой формации в пределах Абхазии приурочены к Чхалтинской подзоне Чхалтинско-Лейкинской геотектонической зоны Южного склона (Гамкредидзе, 1966). Они локализованы в средней и верхней толщах ац-

гарской свиты. В формации преобладают вулканы собственно эффузивной субфации при незначительном развитии субвулканической и почти полном отсутствии эксплозивной субфации. Вулканы представлены спилитовыми базальтоидами с непрерывным структурным рядом от авгит-альбитовых и альбит-хлоритовых диабазов до диабазовых витрофиров, вариолитов и чистых стекловатых корок закалки (Беридзе и др., 1977).

В собственно эффузивной субфации, следуя классификации Д. Карлайла (Carlisle, 1963) и И. В. Хворовой (1966), наряду со слабо фрагментированными и шаровыми лавами, можно выделить изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, а также гиаокластические аквагенные туфы. При этом в обнажениях наблюдаются постепенные переходы между названными структурными разновидностями пород.

Центральные части лавовых потоков и ядро шаровых тел обычно хорошо раскристаллизованы и представлены альбит-хлоритовыми, реже, авгит-альбитовыми диабазами гиаофитовой структуры, нередко с удлиненно-шестоватыми кристаллами альбита, образующими радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. К перифериям потоков и шаровых тел следуют витрофириты и вариолиты со сферолитовой, нематобластовой или метельчатой структурой. Непосредственные контакты лавовых образований с вмещающими породами или связывающей массой шаровых тел, представлены хлоритизированными корками закалки палагонитового стекла. Химические анализы образцов хлоритизированного вулканического стекла из корок закалки показывают их при-ближенно делесситовый или турингитовый состав. Нередко межшаровые пространства заполнены раздробленными фрагментами вулканического стекла, превращенного в агрегат вторичных минералов.

В изолированно-шаровых и обломочно-шаровых брекчиях связующую массу слагают аргиллитовые породы, не обладающие сланцевой текстурой. В связующей массе изолированно-шаровых брекчий нередко в значительном количестве содержится гиаокластитовый туфовый материал, подвергшийся интенсивной хлоритизации, окварцеванию, пиритизации и в меньшей степени карбонатизации. В изолированно-шаровых брекчиях фрагменты лав характеризуются причудливыми неправильно-извилистыми очертаниями, тогда как форма обломков из обломочно-шаровых брекчий угловатая, приближающаяся часто к пирамидальной. Гиаокластиты во всех случаях характеризуются нерезкими границами с шаровыми лавами и изолированно-шаровыми брекчиями, с которыми они тесно связаны. В них отсутствует слоистость и вертикальная сортировка материала. Вместе с тем они постепенно переходят в нормальные, местами слабо уплотненные аргиллиты.

По составу и структуре описанным лавовым потокам идентичны пластовые жилы и дайки альбитовых (спилитовых) диабазов, локализованных под уровнем размещения эффузивных накоплений и, следовательно, являющихся их субвулканической фацией. Насыщенность среды их застывания водой способствовала возникновению изолированной гидротермальной системы, обусловившей развитие процессов хлоритизации, окварцевания, карбонатизации и пиритизации.

Возраст пород спилит-диабазовой формации определяется как позднемезозойско-раннетюринский. Вмещающие отложения - однородные глинистые сланцы, относящиеся к глубоководной фации. О глубоководных условиях формирования пород этой формации свидетельствует также присутствие в них изолированно-шаровых брекчий и глалокластолитов, возникших путем фрагментации подводных базальтовых излияний. В пользу такого предположения говорит также ограниченное развитие пузыристых и миндалекаменных разновидностей (Хворова, 1966; Петрова и др. 1974; Хворова и др., 1974).

**Сванети и Рача.** В сванетской и рачиной частях Южного склона Большого Кавказа (рис.2) незначительно развиты породы спилит-кератофировой формации, представители же спилит-диабазовой формации отмечаются спорадически. Для спилит-кератофировой формации этого региона характерно господство среднекислых членов, преимущественно эксплозивной субфации.

Отдельные выходы пород спилит-кератофировой формации изучались С.В.Левченко (1940) в пределах Бакылдского хребта, В.Я.Эдлшавили в бассейнах рр.Ингури и Твибери, Д.Г.Джигури в районе пер.Ласиль и другими геологами. Г.А.Чихрадзе (1979) приводит новый, более детальный материал по этим образованиям в ущ.р.Хумпрери, в южном контакте дзской серии и лейаса, в ущ.р.Ингури, в северном контакте верхнего палеозоя и юры, вблизи хутора Гешрани, на продолжении этой полосы - на северном и южном склонах хр.Бакылд, до верховьев р.Лезгара, в истоках р.Ласкадура.

В строении формации принимают участие туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы и туффиты альбитофирового состава, покровные же породы, отмеченные другими исследователями, отсутствуют. В составе спилит-кератофировой формации преобладают роговообманково-плаггиоклазовые породы; присутствие же пироксена в редких случаях предполагается по хлорит-карбонатным псевдоморфозам восьмиугольной формы. Плаггиоклаз в большинстве случаев представлен альбитом, но отмечаются и следы реликтового зонального строения фенокристаллов плаггиоклаза. Разности с кристаллами эффузивного кварца встречаются редко. Вследствие развития вторичных процессов приведенные в

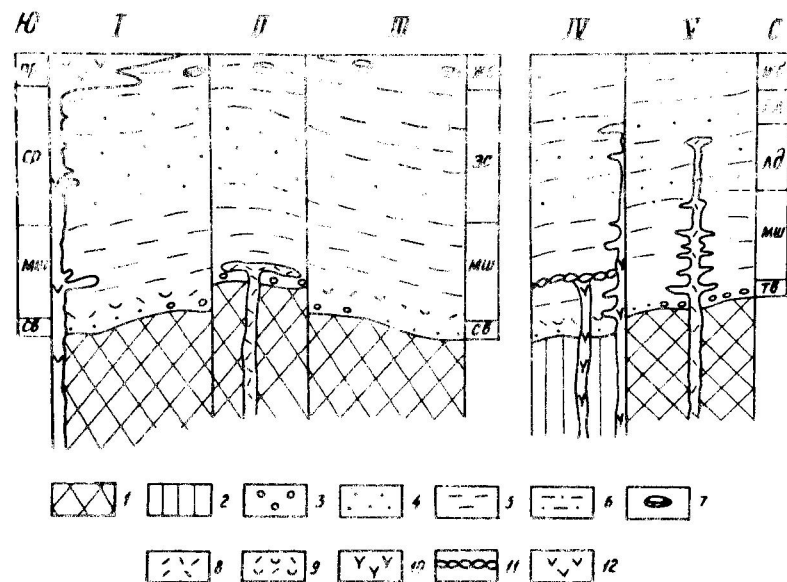


Рис.2. Поперечный сводный схематический палеофациальный профиль южно- и среднекавказских образований Сванети.

Подзоны Сванетского антиклинория: I - южная, II - центральная, III - северная.

Северные подзоны гессинклинали: IV - Мазери-Гульская, V - Местичальская.

Названия и возраст свит южных подзон: св - сванетская (синемир), сп - спилитовая (спилитовая), пр - порфиритовая (байос), зс - zeskhoyan (тоар-аален), жб - жибанская (байос-бат); северных подзон: тв - твиберская (тоар), гм - гульская (тоар-аален).

I - породы континентальной коры, 2 - породы субконтинентальной коры, 3 - конгломераты, 4 - песчаники, 5 - глинистые сланцы, 6 - алевролиты, 7 - карбонатные конкреции и конкрециеносные прослои, 8 - кератофировые эффузивы, 9 - кератофировые пирокластолиты, 10 - субвулканы спилит-диабазовой формации, 11 - шаровые лавы толеитовых базальтов, 12 - порфиритовые вулканы.

работе силикатные анализы восьми образцов не дают четкого представления о химизме изученных пород, однако можно сказать, что по составу они соответствуют дацитам и андезито-дацитам.

Наличие окатанного материала в пирокластолитах, по заключению Г.А.Чихрадзе, должно указывать на обработку этого материала в процессе перемещения до отложения и захоронения, т.е. можно предполагать, что излияния происходили в мелководном бассейне или даже на берегу с последующим сносом пирокластике в бассейн и распределением ее по законам механической дифференциации. Таким образом, описанные туфоконгломераты по природе приближаются к грубозернистым тефроидам (Дзоценидзе, Хворова, 1970). О предположительно земноводных условиях формирования вулканогенных образований свидетельствует также их стратиграфическое положение (выше базальных образований синемора) и ассоциация в ряде разрезов с углистыми песчаниками (северный склон г.Абакур).

Г.А.Чихрадзе указывает также на наличие своеобразных брекчий на южных склонах Ушба-Мазерского гранитоидного массива от левобережья р.Долра до правого борта ледника Гули; выходы аналогичных пород зафиксированы в левых истоках р.Пушквери. По мощности (около 50 м) и стратиграфическому положению (нижний лейас) они сходны с вулканидами Бакилдского хребта, отличаясь переслаиванием со сланцевыми пачками, наличием в сланцеватых пачках беспорядочно разбросанных обломков эффузива величиной до 10-12 см и, наоборот, присутствием ксенолитов (включений) глинистых сланцев в эффузивной породе величиной до 20-40 см, а также горячим контактом отдельных обломков эффузивов.

По нашим наблюдениям, эти своеобразные породы следует отнести к группе брекчий шаровых лав спилитовых базальтоидов, аналоги которых описаны нами в Абхазии (Беридзе, Буадзе, 1977). Что же касается стратиграфического положения этих пород, то, на основе нового фаунистического материала М.В.Топчишвили, мы склонны отнести их к домер-раннему тоару. Тогда получается, что проявления спилит-диабазового вулканизма в Абхазии и Сванети приблизительно синхронны.

Интересные данные по спилит-кератофировым вулканидам Сванети получены Г.П.Лобжанидзе и М.В.Топчишвили (1977) при составлении детальных структурно-литолого-стратиграфических разрезов по ущ.рр. Местичала и Гулччала, характеризующих полосу развития нижне- и среднекюрских отложений между кристаллическим ядром Главного хребта и выходами верхнекюрских карбонатных отложений Южного склона. Позднее этот разрез был осмотрен нами. Нижне- и среднекюрские отложения данного региона делятся на: муашскую (однородные глинистые сланцы

1400 м), ладжанурскую (регулярное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, 850 м), гульскую, или сорскую (глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов, 780 м), жибианскую, или талахианскую (листоватые сланцы, переслаивающиеся с карбонатными песчаниками, 500 м) свиты (см.рис.2).

Анализ разреза показывает, что вулканогенные образования приурочены преимущественно к муашской и ладжанурской свитам плинсбах-раннеоарского возраста; в верхней части ладжанурской и в низах гульской (сорской) свит они практически отсутствуют и появляются вновь в верхней части последней. Вулканиды не были отмечены также в жибианской (талахианской) свите среднекюрского возраста. По типу пород вулканиды следует отнести к спилит-кератофировой формации (кератофиры, кварцевые кератофиры, альбитофиры) и к однородной диабазовой субформации (диабазы, диабазовые порфириды). В первой из них представлены как субвулканические, так и лавовые образования, во второй же преобладают субвулканические тела - пластовые жилы и дайки. Мощность вулканидов варьирует от десятков сантиметров до 20 м для спилит-кератофировых и до 30-35 м для диабазовых вулканидов. Следует подчеркнуть полное отсутствие в разрезе эксплозивного материала.

Оценивая количественное соотношение пород спилит-кератофировых и диабазовых вулканидов, можно отметить, что в муашской и ладжанурской свитах плинсбах-раннеоарского возраста (общая мощность 2250 м) мощность представителей первой формации достигает 155 м, а второй - около 85 м (если, конечно, согласиться с авторами о моноклинальном залегании названных свит). Доля вулканических пород в верхней части гульской (сорской) свиты крайне незначительная (общая мощность диабазовых вулканидов 12 м, кератофировых - 7 м).

Петрографически породы спилит-кератофировой формации определяются как кератофиры, кварцевые кератофиры и альбититы с микрофельзитовой, гранобластовой, сферолитовой и пойкилобластовой микроструктурами основной массы и с фенокристаллами кислого плагиоклаза. В химических анализах количество  $SiO_2$  варьирует от 60,20 до 75,08 %, подчеркивая тем самым присутствие целой гаммы пород - от андезито-дацитов через дациты до липаритов. По содержанию щелочей описанные породы относятся к натровому ряду с явным преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Выделяются т.н. завершенные кератофиры с содержанием  $Na_2O$  до 7,3 % и  $K_2O$  до 0,9 %, а также не полностью альбитизированные и интенсивно серицитизированные дацитовые и андезито-дацитовые разновидности, где содержание  $K_2O$  от 1,70 до 3,20 %. Породы однородной диабазовой субформации представлены диабазами

и диабазовыми порфиритами с развитием в мушской и ладжанурской свитах преимущественно уралитово-лабрадоровых диабазов, а в гудильской, — главным образом, спилитовых диабазовых порфиритов.

Таким образом, спилит-кератофировые вулканы в бассейне р. Местачала охватывают примерно такой же стратиграфический диапазон, как и вулканы алавердской и ахальской свит в северо-западной части Абхазии (Беридзе, 1973). Как выясняется работами последних лет (Г.М. Беридзе и др.), плинсбахский вулканизм кислого состава проявлен также в Закавказской Кахети (ущ. р. Мацими, район Копдагского месторождения), что, на наш взгляд, приобретает важное значение при обсуждении вопроса связи вулканизма с серноколчеданно-медно-пирротиновым оруденением Южного склона.

Породы спилит-кератофировой формации, представленные исключительно эксплозивной фазией (туфы и туффиты), развиты в Верхней Гаче — в полосе, трассирующей границу зоны Главного хребта и сланцевой геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (истоки р. Риони). Они принимают участие в строении т.н. Домбарула-Зопхитурской синклинали, захваченной между выходами древнего кристаллического субстрата Большого Кавказа.

В ущ. р. Домбарула на небольшой выход палеозойского гранитоидного массива, выступающего в виде тектонического клина (Кузнецов, 1933), налегают базальные отложения нижнего лейаса мощностью почти 100 м. Стратиграфически вверх следует пачка пелитовых и алевропсаммитовых туфов светло-серого и белесоватого цвета, обладающих полосчатой текстурой; полосы, вследствие обогащения лейкоксеном и сфеном, — темно-серого цвета (Беридзе, 1965). Эти пирокластиты ранее были определены как кварциты (Кузнецов, 1933). Мощность пачки около 40–50 м. Выше туфовая пачка перекрывается тонкослоистым чередованием глинистых сланцев и алевролитов с дайками уралитово-лабрадоровых диабазов.

Примерно в аналогичной тектонической ситуации находится пачка кератофировых туфов в балке Часахтоми, у ее слияния с р. Зопхитурой (описаны впервые Г.И. Тогоидзе). Базальные отложения лейаса здесь детально охарактеризованы в геологическом отчете Г.И. Заридзе, Н.Ф. Татришвили и О.З. Дудаури. По данным М.А. Беридзе (1965), пачка кератофировых туфов залегает в обоих крыльях Часахтомской антиклинали, выше базальных образований. Пакеты туфов чередуются с филлитовидными сланцами и местами пронизаны прожилками эпидот-цоизит-сфена.

Далее на запад выходы аналогичных кератофировых туфов (до грабелитовой размерности) были зафиксированы нами в районе западного борта Здевского грабелитового массива.

На основании детальной петрографической характеристики установлено (Беридзе, 1965), что туфы сложены обломками эффузивного кварца, альбита и эффузивных пород с микрофельзитовой, сферолитовой и микрогранобластовой основной массой. Обломки пород и кристаллов обычно оплавлены. Цементирующая их мелкая туфовая масса раокристаллизована с последующей серицитизацией и лейкоксенолизацией; местами туфы обогащены выделениями эпидот-цоизита. Судя по химическим анализам, в кератофировой туфовой пачке присутствуют породы от андезитов-дацитов до липаритов, однако развитие вторичных процессов в некоторой степени завуалировало первичную природу этих эффузивов. Трудности точного определения первичного состава усугубляются наличием химических анализов только пирокластических пород.

В Казбегском районе и Хевсурети (рис. 3) породы спилит-кератофировой формации приурочены к кистинской свите раннелейасового возраста, развитой в обоих крыльях Дарьяльской и Гвелетской антиклиналей. Вулканогенные образования т.н. "межгранитного грабенсинклинория" (выход кистинской свиты между Дарьяльским и Гвелетским гранитоидными массивами) представлены альбитовыми порфиритами, их туфо- и лавобрекчиями мощностью около 100 м (Чихрадзе, 1979). Вулканогенная пачка хорошо обнажена на правом берегу р. Терек, налегая на пачку аспидных и графитисто-андалузитовых сланцев с уралитово-лабрадоровыми диабазами и перекрываясь пачкой аспидных сланцев и кварцит-кварцевых песчаников. Другой выход пород спилит-кератофировой формации имеется у восточного погружения Дарьяльского гранитоидного массива в бассейне р. Хдесцкали, где в верхней части базальных образований (кистинская свита) следуют лавовые брекчии плагиоклазового порфирита, не стратифицированные, мощностью около 100 м. Типичные кварцевые кератофиры в этом районе не отмечаются.

Геологическая характеристика спилит-диабазовой формации Военно-Грузинской дороги была впервые выполнена В.П. Ренгарденом (1932, 1940), петрографическое же описание дано Л.А. Варданянцем (1940).

Г.А. Чихрадзе (1979), детально изучивший разрез Военно-Грузинской дороги, в верхней части циклаурской свиты (пачки аспидных сланцев с уралитовыми альбитовыми диабазами крупноофитовой структуры) отмечает спилитовые покровы, чередующиеся с аспидно-глинистыми сланцами и выступающие на протяжении 650 м. В восходящем разрезе (с севера на юг) вдоль Военно-Грузинской дороги выступает толща вариолитов и шаровых лав, чередующихся с преимущественно однородными глинистыми сланцами. Мощность отдельных потоков сферических лав от 2 до 20 м. В толще описаны диабазы и диабаз-порфириты. ✓

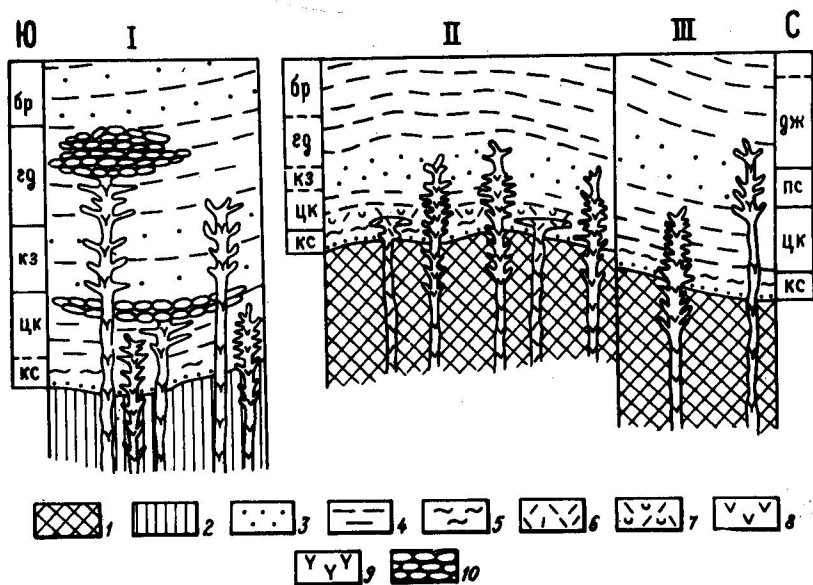


Рис.3. Поперечный схематический сводный палеофациальный профиль ниже- и среднеюрских образований Кавказского района (вертикальный м-б 1:500).

I - Кавказская подзона, II - подзона Дарьяльского и Гвелетского массивов, III - Джерахская подзона.

Названия и возраст свит: кс - кистинская (синемур), цк - циклаурская (глинисбах), кз - кавказская (тоар), ег - гудушаурская (аален), бр - бурсачирская (байос-бат), пс - пуйская (тоар), дж - джерахская (верхний лейас, байос).

1 - породы континентальной коры, 2 - породы субконтинентальной коры, 3 - песчаники, 4 - глинистые сланцы, 5 - роговики, 6 - кварцкратофирные эффузивы, 7 - кварцкратофирные пирокластиты, 8 - толеитовые базальтоиды, 9 - толеитовые спилитовые базальтоиды, 10 - шаровые лавы спилитовых толеитовых базальтоидов.

темный силикат которых представлен уралитом.

Шаровое строение потоков довольно отчетливое, межшаровое пространство занято глинистым веществом местами окременненным,

кальцитизированным или обогащенным хлоритом или эпидот-цоизитом. Диаметр шаров 1-1,5 м, периферия шаров толщиной около 2-2,5 см, представлена вариолитовой породой, остальная же часть шара сложена афанитовым уралитовым диабаз-порфиритом. Миндалины хлорит-цоизитовые, иногда хлорит-кальцит-цоизитовые. Общая мощность глинистых сланцев с шаровыми лавами около 300 м. Общая же видимая мощность лавовых образований около 200 м. Судя по приведенным данным, покровы в большинстве случаев спилитовой породы. Если принять во внимание, что глинисто-сланцевая толща с шаровыми лавами подстилается также глинисто-сланцевой толщей и покровами спилитовых порфиритов массивной (не шаровой) текстуры, то суммарная мощность глинистых сланцев с синхронными образованиями спилитовых эффузивов в разрезе Военно-Грузинской дороги фактически достигает 600 м. Толща вариолитовых покровов отмечается также на левом берегу реки, вытекающей из ледника Абано. Этот выход впоследствии был охарактеризован нами на водораздельном хребте рр.Блотапскали и Ткипашскали. В изученном разрезе Г.А.Чихрадзе пирокластический материал не обнаружил. Вариолиты с туфобрекчиями описаны Л.А.Варданянцем (1935) в районе ледника Девдораки и далее на северном склоне Главного Кавказского хребта. По нашим наблюдениям, эти последние образования (туфобрекчии и агломератные лавы) представляют собой изолированно-шаровые и обломочно-шаровые брекчии, возникающие не путем взрыва, как обычный пирокластический материал, а вследствие фрагментации отдельных базальтовых потоков в подводных условиях (Carlisle, 1963; Хворова, 1966).

Нами был получен дополнительный материал при составлении полойного разреза кистинской и циклаурской свит по Военно-Грузинской дороге от Гвелетского массива (окрестности с.Гвелети) до установленного В.П.Ренгартеном (1932) Сакецетского разлома (слияние рр.Сакецети и Терек).

Наблюдения подверглись непрерывные обнажения отложений этих свит общей мощностью 1975 м (задернованные интервалы по дороге составляют 900 м и приходятся на верхнюю часть циклаурской свиты).

Изученный разрез кистинской и циклаурской свит по соотношению фациальных и генетических типов вулканитов естественно подразделяется на две части: 1) нижнюю, аспидно-сланцевую с маломощными сильно измененными субвулканическими телами уралитово-лабрадорных диабазовых пород, охватывающую кистинскую свиту и низы циклаурской свиты, мощностью 1545 м. и 2) верхнюю, глинисто-сланцевую с лавовыми потоками и субвулканическими телами спилитовых базальтоидов мощностью 430 м (верхняя часть циклаурской свиты).

В нижней части разреза ( $h = 1545$  м) нами было подсчитано около 225 диабазовых жил и инъекций мощностью от 0,15 до 8 м, с преимущественным развитием жил 0,5–1,5 м. Суммарная мощность диабазовых пород равна 224 м, что составляет 14,5 % от общей мощности отложений.

В верхней части разреза ( $h = 430$  м) содержится 24 лавовых потока мощностью от 0,5 до 26 м и суммарной мощностью 182 м. Количество диабазов субвулканической фации – 13, при мощности отдельных жил от 0,5 до 60 м и общей мощности 117 м. Суммарная мощность вулканитов лавовой и субвулканической фаций – 299 м; насыщенность этой части разреза вулканитами составляет 67 %.

Таким образом, в верхней части изученного разреза вулканиты преобладают над осадочными породами, обладают четко выраженной спилитовой природой и характеризуются примерно равным соотношением представителей собственно эффузивной и субвулканической фаций. По наблюдениям Г.А.Чихрадзе, М.А.Беридзе и З.А.Кокрашвили предполагается залегание вулканитов собственно эффузивной субфации в мульде синклинали складки, а субвулканитов – в ее крыльях.

При таком анализе разреза следует иметь в виду, что в кистинской и циклаурской свитах вышеназванными исследователями был выявлен ряд мелких складок. При этом мощность свит и, соответственно, количество даек диабазов уменьшается, однако вычисленные соотношения вулканических и осадочных пород остаются теми же.

Для сопоставления обратимся к данным В.П.Ренгартена (1940) о соотношении диабазовых даек в Дарьяльском и Гвелетском массивах. В частности, для Гвелетского массива, в интервале 750 м этим исследователем насчитано 100 диабазовых даек при мощности отдельных жил от 0,5 до 8,5 м, суммарной мощностью 100 м и степени насыщенности 13 %.

Нетрудно заметить, что получается довольно сходная картина при сравнении проявления пород однородной диабазовой субформации в Гвелетском массиве с непосредственно примыкающими к нему с юга отложениями кистинской и нижней части циклаурской свит. Это следует считать дополнительным доводом в пользу принадлежности диабазовых пород субстрата и его осадочного чехла к одной и той же фазе вулканизма.

О возрасте вулканитов Военно-Грузинской дороги интересные соображения высказаны В.П.Ренгартеном (1940), который на основе своих геологических наблюдений, а также петрографических описаний, проведенных Д.А.Варданянцем, различил две группы вулканитов: диорито-диабазовую, приуроченную к кистинской и циклаурской свитам и

"вторичных альбитофиров", залегающих в верхах циклаурской свиты и в казбегской свите. Форма залегания вулканитов обеих групп дайковая, интрузивная, только в северной части пояса вторичных альбитофиров, в верхах циклаурской свиты, жилы "принимают пластовый характер, впрочем с такими же крутыми падениями, как и в остальных случаях. Это, по-видимому, объясняется наличием среди сланцев циклаурской свиты большого количества прослоев твердых пород вулканического происхождения. Часть из них, особенно более тонкие и правильные прослои 0,2–0,5 м, видимо, являются туфами, более мощные – могли быть эффузивными подводными излияниями (порфиритоиды), наконец были и пластовые интрузии диабазов" (Ренгартен, 1940, стр.299). Отложения верхов циклаурской свиты с предполагаемыми эффузивами автор выделяет в качестве переходной полосы между диабазовыми и альбитофировыми поясами, которая пересекает Военно-Грузинскую дорогу южнее с.Цдо (Циклаури).

Нет сомнения в том, что здесь речь идет об отложениях верхней части циклаурской свиты, включающей синхронные осадконакопления спилитовые шаровые лавы пород диабаз-вариолитового ряда. Поэтому при наличии явных синхронных эффузивов, трудно согласиться с рассуждением В.П.Ренгартена о том, что вулканиты Военно-Грузинской дороги "образовались в промежутке времени между келловеем и концом миоцена" (Ренгартен, 1940, стр.300). Тем более не понятен вывод о последовательности внедрения интрузивных пород: "сперва диабазов, а затем пород, давших вторичные альбитофиры" (там же, стр.300). Наблюдения показали, что спилитовые шаровые лавы и ассоциирующие с ними спилитовые диабазы, залегающие в верхней части циклаурской свиты, являются разновозрастными образованиями (средний и верхний лейас), представленными собственно эффузивной и субвулканической фациями.

Что же касается альбитовых диабазов казбегской свиты (группа вторичных альбитофиров, по В.П.Ренгартену, расположенная южнее Сакецетского разлома), то геолого-петрографические данные скорее всего говорят о том, что они являются субвулканическими аналогами аален-байосского эффузивного комплекса Чаухского массива. Тем более, что никаких других доводов в пользу более позднего возраста пород группы вторичных альбитофиров не приводится. Наоборот, В.П.Ренгартен видит связь между альбитофирами и эффузивными породами Чаухи, когда пишет: "Выходы пород последнего типа в долине р.Дуга (речь идет о штокообразной интрузии альбитового диабазового массива мощностью около 100 м – М.Б.) служат связующим звеном между массивом Чаухи и поясом альбитофиров" (там же, стр. 302).



Спорным остается возраст пород диабаз-диоритового ряда. В.П. Ренгартен считает, что внедрение магмы, давшей диабазы, происходило в сильно дислоцированной толще, т.к. диабазы и вмещающие их глинисто-сланцевые отложения имеют одинаковые крутые углы падения, слабая, по его мнению, крылья антиклиналей. Ему пришлось наблюдать лишь один случай, когда крутопадающие роговообманковые диабазы секут пологий свод Дарьяльской антиклинали. По этому поводу Г.С. Дзюенидзе (1948) высказал справедливое замечание: эти диабазы, отличающиеся от большинства остальных наличием первичной роговой обманки и относящиеся к диоритам, возможно, и являются более молодыми образованиями. Так что определение возраста большинства диабазов, залегающих в хистинской и циклаурской свитах, на основе таких фактов не представляется возможным. Кстати, Д.С.Белянкин (1914) альбитовые (спилитовые) диабазы (колотанский тип) считал близко-верхностными или даже излившимися на дно морского бассейна образованиями, а уральитово-лабрадоровые (ассинский тип) — значительно молодыми, внедренными в сильно дислоцированную толщу лейаса.

Таким образом, аргументация возраста диабазовых даек ассинского типа по Д.С.Белянкину и В.П.Ренгартену одинаковая. По поводу же возраста альбитовых диабазов (колотанский тип или группа вторичных альбитофиров) их мнения расходятся.

Насколько сложна проблема возраста ассинских диабазов, можно представить по тому, что в одной и той же работе такого крупного исследователя как Д.С.Белянкин (1914) порой имеются противоречивые высказывания, в частности о том, что колотанский и ассинский типы диабазов образовались из одного общего магматического очага. Если это так, то как же можно представить внедрение альбитовых диабазов в горизонтально расположенной, а ассинской — сильно дислоцированной осадочной толще? Или же как понять, что "колотанские диабазы отвердели на неглубоких горизонтах, или выходили на земную поверхность (под водой?); ассинские диабазы только интродировали в сланцы и при том, по всей вероятности, на незначительных глубинах" (Белянкин, 1914, стр.20).

Важно подчеркнуть, что факты залегания даек диабазов в прорывающих лейас гранитоидных интрузивах (например, Кардывачской, Санчарской и Бзыбской), датированных батом (Дудаури, Тогоидзе, 1972), дают основание часть диабазов ассинского типа считать их аналогами. Таким образом, возраст хотя бы части однородной диабазовой субформации, не увязывающейся с какой-либо конкретной эффузивной фацией, приходится трактовать в широком интервале и принять по крайней мере батским.

Заалазанская Кахети. В пределах Заалазанской Кахети (Казбегско-Лагодехская зона) хорошо развиты и спилит-кератофировая и спилит-диабазовая формации (рис.4). К спилит-кератофировой формации М.П.Пруидзе (1979) относит альбитовые порфириты (спилиты) и их пирокластолиты андезитового и андезит-дацитового состава, приуроченные к верхней части сторской свиты синемюрского возраста (верховья рр.Стори, Дидхеви, Лопота и хр.Спероза). В тектоническом отношении полоса выходов пород спилит-кератофировой формации является унаследованной геоантиклиналью (Беридзе и др., 1977), в пределах которой в синемюрское время формировалась базальная грубообломочная сторская свита.

В Заалазанской Кахети в низах юрской сланцевой серии эффузивные породы под названием альбитофиров впервые были описаны В.И.Славиним по ущ.р.Стори и Л.А.Варданянцем (1932) по ущ.р.Дидхеви.

Нижнелейасовые вулканогенные породы, по данным М.П.Пруидзе, хорошо представлены в районе хр.Спероза, где их мощность достигает 100 м. В ущ.р.Стори видимая мощность этих образований 10-15 м, в ущ.р.Дидхеви — 120-150 м, а в ущ.р.Лопота — 50 м.

Породы названной формации порфировые с микролитовой основной массой, фенокристаллы обычно измененные плагиоклазы и роговые обманки с опалитовой каймой. Свежие фенокристаллы представлены альбитом, но изредка сохранена и реликтовая зональная структура. В псефитовых пирокластолитах (туфобрекчии и туфоконгломераты) размер обломков достигает 1 м в диаметре. Указывается также на наличие туфитовых разноцветных псефитолитов с обломками черных глинистых сланцев алевролитов и песчаников.

Породы спилит-диабазовой формации в Заалазанской Кахети, по данным М.П.Пруидзе, локализованы в двух разновозрастных толщах: 1) в толще глинистых сланцев и песчаников с конкрециями пирита и кальцита (домер-нижний тоар) и 2) в толще песчано-глинистых сланцев с конкрециями глинистого сидерита (аален-нижний байос). Они представлены подушечными лавами базальтового и андезит-базальтового состава спилитовой природы. Позднеплинсабахско-раннетоарские подушечные лавы были зафиксированы в бассейнах рек Алазани (Панкиси), Стори, Кабали, Лагодехисхеви и Шромисхеви. Покровы подушечных лав местами сопровождаются брекчиями того же состава (изолированно-подушечные и обломочно-подушечные брекчии — М.Б.). Мощность отдельных покровов варьирует от нескольких до 50-60 м. Крупные подушечные тела обычно эллипсоидальной формы, мелкие же большей частью шарообразные. Междушечное пространство заполнено аргиллитовым веществом, главная масса которого кремнена. От подушек, по цвету и текстуре, четко выделяется кор-

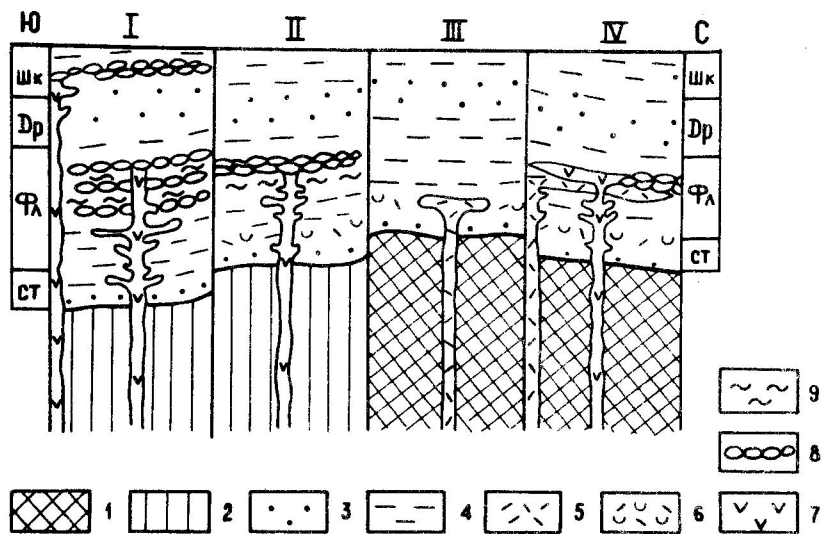


Рис. 4. Поперечный схематический сводный палеофациальный профиль ниже- и среднеюрских образований Зааланской Кахети (вертикальный м-б 1:500)

Названия подзон: I - Шакрианская, II - Кехнамеданская, III - Сперозская, IV - Приводораздельная.

Названия и возраст свит: ст - сторская (синемюр), фл - филизчайская серия (плинсбах-н.тоар), др - дуруджская (тоар), шк - шакрианская (аален-байос).

1 - породы континентальной коры, 2 - породы субконтинентальной коры, 3 - песчаники, 4 - глинистые сланцы, 5 - эффузивная и субвулканическая фации спилит-кератофировой формации, 6 - эксплозивная фация спилит-кератофировой формации, 7 - эффузивная и субвулканическая фации спилит-диабазовой формации, 8 - шаровые лавы толеитовых базальтов, 9 - натриметасоматиты.

ка закалки. Спилиты подушечных лав обычно афировые мандельштайновые породы со спилитовой, приближающейся к аноминтерсергальной, микроструктурной. Отмечаются вариолитовые разновидности с характерными микроструктурами. Встречаются редкие фенокристаллы альбита. В стекловатой массе много выделений хло-

рита, карбоната и лейкоксен-сфена. Корка закалки подушечных тел полностью замещена хлоритом (делессит) и карбонатом. В цементе обломочно-подушечных брекчий с этими минералами ассоциирует эпидот, сфен и рудные зерна. В минералах отмечается та же постмагматическая минеральная ассоциация.

На основе химических анализов отмечается закономерное уменьшение количества  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  от центра подушечного тела к его периферии и допускается возможность обогащения межподушечного пространства кремнистым веществом вследствие этого процесса.

Сравнивая нижнелейасовые эффузивные образования со средне-верхнелейасовыми, М.П.Пруидзе подчеркивает их отличительные особенности: 1) отсутствие подушечной текстуры в первых, 2) отсутствие пирокластического материала во вторых, 3) отсутствие пироксена в первых. Эти отличия, как отмечалось ранее (Беридзе, 1973) на примере Абхазии, имеют существенное значение для выяснения генезиса рассматриваемых формаций.

Заканчивая обзор по раннеюрским вулканогенным формациям Зааланской Кахети, следует коснуться вопроса о пространственной ассоциации диабазовых пород с эффузивными образованиями позднеплинсбахско-раннетоеарского возраста. Дело в том, что эти эффузивы подстилаются мощными глинисто-сланцевыми отложениями, в ряде разрезов переполненными дайковыми телами уралитово-лабрадоровых диабазов. Таким образом, получается, что вертикальный диапазон дайковых образований диабазовых пород контролируется, в основном, стратиграфическим уровнем размещения верхнеплинсбахско-раннетоеарских подушечных лав. Это обстоятельство дает повод некоторым исследователям все дайковые тела уралитово-лабрадоровых диабазов считать субвулканическими аналогами позднеплинсбахско-раннетоеарской фазы вулканизма.

Нам кажется, что такому выводу противоречит ряд фактов и представлений, на которые отчасти мы уже указывали при анализе разреза Военно-Грузинской дороги. Во-первых, уралитово-лабрадоровые диабазы существенно отличаются от средне-позднеелейасовых спилитовых лавовых образований и по минералогическому и по химическому составу. Во-вторых, трудно представить, что мощному байосскому вулканизму, в особенности в его лабрадоровой фазе, проявленному в пределах Гагрско-Джавской зоны и ее восточного продолжения, не соответствовала бы дайковая фация в сланцевой геосинклинали, что неоднократно подчеркивалось в работах Г.С.Дзодендзе (1948, 1963, 1966). Конечно, нельзя отрицать и то, что спилитовые шаровые лавы имеют субвулканические аналоги. Однако большинство (по всей вероятности, они также должны обладать спилитовой природой) уралитово-лабрадо-

ровых даек диабазов, по-видимому, являются более поздними образованиями и должны соответствовать толще, главным образом, нормальных (лабрадоровых) порфиритов вулканогенной свиты байоса. В-третьих, как уже отмечалось, нельзя исключить то, что залегающие в батских гранитоидах диабазы имеют аналоги среди диабазовых пород асинского типа.

Примеры такого пространственного сосуществования раннегеосинклинальных базальтоидных формаций с более поздними однородными диабазовыми дайковыми образованиями известны во многих геосинклинальных областях, в том числе и на Урале (Штейнберг, 1969; Иванов, 1969; Фролова, 1973).

#### Сравнительная характеристика вулканитов и их происхождение

Вулканиты спилит-кератофировой формации по составу соответствуют дацитам и липаритам. Однако среди них отмечаются андезит-дацитовые и в небольшом количестве – андезит-базальтовые и даже базальтовые разновидности. Анализ разрезов в тех районах, где спилит-кератофировая формация развита наиболее полно (северо-западная часть Абхазии) показывает антидромную последовательность в вулканических извержениях: в низах формации, обычно, залегают лавы и лавокластолиды кварцевых кератофиров, а в верхах – преимущественно пирокластолиды среднекислого и основного состава.

В пределах Сванети породы липаритового состава, т.е. собственно кварцевые кератофиры, в низах лейасового разреза встречаются спорадически. Они слабо проявлены в Верхней Раче и не отмечаются вовсе в составе спилит-кератофировой формации Казбежского района и Кахети, т.е. в восточной части геосинклинали.

В структурном отношении среди пород собственно эффузивной и эксплозивной субфаций спилит-кератофировой формации преобладают афировые разновидности. Субвулканические же тела кварцевых кератофиров характеризуются порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, оплавленного эффузивного кварца, а изредка – хлоритизированных псевдоморфоз по роговой обманке и серпичитизированных пластинок биотита. Состав вкрапленников плагиоклаза в слабо альбитизированных дацитовых породах субвулканической фации соответствует андезину, достигая первых номеров лабрадора ( $An\ 50-55\ \%$ ). Но в подавляющем большинстве пород полевой шпат нацело альбитизирован. Характерно почти полное отсутствие пироксена не только в кислых и среднекислых, но и в основных членах формации. Не отмечаются также

кристаллы калиевого полевого шпата. Следует указать, что аналогичным сравнительно простым минеральным парагенезисом обладают представители кислых групп уральских контрастных формаций (Штейнберг, 1969; Фролова, 1973).

В химическом составе пород спилит-кератофировой формации в первую очередь привлекает внимание четко выраженный натровый характер всех членов независимо от их кислотности, с резким преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Количество последнего несколько повышается (до 1,5–2,0 %) лишь в менее альбитизированных дацитовых разновидностях (Беридзе, 1973). Примерно такая же зависимость в отношении содержания  $Na$  и  $K$  была выявлена М.Х.Батти (1963) для спилит-кератофировых пород Новой Зеландии, а также в уральских спилит-кератофировых формациях (Иванов, 1969; Фролова, 1973).

При одинаковой высокой степени альбитизации плагиоклаза всех членов формации наибольшее содержание  $Na_2O$  (до 7 %) фиксируется в основных – спилитовых разновидностях. Количество же  $K_2O$  в последних обычно ниже 0,4 %, лишь изредка достигая 0,9 %. Суммарное содержание щелочей в проанализированных кератофирах невысокое (от 5 до 6,5 %) и только в нескольких образцах достигает 7–7,5 %.

Установление предела максимального первичного содержания  $SiO_2$  вследствие влияния процесса метасоматического окварцевания, затруднено. Содержание  $TiO_2$  в липаритовых и дацитовых породах спилит-кератофировой формации Абхазии, как правило, меньше 0,4 %, в андезит-базальтовых же разновидностях этой формации содержание двуокиси титана варьирует от 0,4 до 0,9 %.

Породы спилит-диабазовой формации представлены собственно эффузивной субфацией, при почти полном отсутствии эксплозивной фации. В структурном отношении это шаровые лавы и их производные (изолированно-шаровые брекчии, обломочно-шаровые брекчии, гялокластиты), возникшие не путем взрыва, а вследствие фрагментации лавовых потоков в подводных условиях. Характерным для шаровых лав и шаровых брекчий является участие в составе межшарового пространства и цемента обычного глинистого материала, слагающего вмещающие осадочные толщи. Связующая масса, нередко, подвергнута гидротермальному изменению с образованием кварц-хлорит-кальцит-пиритового минерального парагенезиса.

По составу шаровые и подушечные лавы представляют собой типичные альбитизированные базальты с непривычным структурным рядом пород – альбит-пироксеновый диабаз-гялодиабаз-диабазовый витрофит-рит-вариолит до хлоритизированного палагонитового стекла. Последнее слагает корки закалки шаровых тел и маломощных лавовых потоков,

раздробленные обломки которых принимают участие в составе гиапо-класитовых туфов.

Среди шаровых лав наиболее широко развиты афировые породы, обладающие вариолитовой и спилитовой структурами. Лишь в диабазовых и чисто стекловатых типах отмечается порфировая структура. В вариолитах развиты сферолитовая, радиально-лучистая, метельчатая и нематобластовая разновидности микроструктуры, обычно с не четко сформировавшимися микролитами альбита.

По химическим анализам породы рассматриваемой формации, не смотря на некоторое искажение их первичного состава, вследствие развития наложенных процессов (хлорит, карбонат, кварц, пирит) довольно уверенно относятся к базальтам с содержанием  $SiO_2$  от 50 до 55%. Ярче выраженная натровая природа базальтоидов, сравнительно с породами спилит-кератофировой формации, подчеркивается не только резким преобладанием Na над K но и полным отсутствием окиси калия в большинстве анализов. В базальтоидах Абхазии содержание  $K_2O$  не превышает 0,2%, а Кахети — 0,5%. И, наконец, следует подчеркнуть высокое содержание двуокиси титана, превышающей 2% в некоторых образцах из Абхазии. По отмеченным признакам породы спилит-диабазовой формации проявляют сходство с толеитовыми базальтами.

При рассмотрении вопросов генезиса охарактеризованных выше спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций, принадлежащих раннегеосинклинальной контрастной ассоциации, главной проблемой является происхождение пород кислой группы. При этом необходимым условием следует считать выделение совокупности главнейших характеристик, могущих быть использованными для объяснения их генезиса или путем дифференциации основной магмы, или же ассимиляцией последней материала коры.

Рассматривая закономерности вулканических явлений стадий прогибания дна геосинклинали, Г.С. Дзюценидзе в ряде своих работ (Дзюценидзе, 1948, 1966, 1976) указывал на приуроченность вулканогенов дацит-липаритового состава к зонам сочленения геосинклинали и срединного массива или сравнительно жестким, обладающим тенденцией воздымания, участкам внутри геосинклинального бассейна. Поэтому из таких характерных признаков применительно к раннеюрским вулканическим формациям Южного склона Большого Кавказа в первую очередь заслуживает внимания, видимо, пространственная и временная разобщенность пород спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формаций. Первые из них всегда приурочены к унаследованным геосинклиналям, а вторые — к троговым участкам геосинклинали. При этом во всех раз-

резах отчетливо фиксируется залегание пород спилит-кератофировой формации ниже базальтоидов. Анализ внутреннего строения спилит-кератофировой формации показывает, что она или целиком сложена кислыми породами, или же наблюдается антидромная последовательность в изверженных с все более возрастающей ролью в верхней части формации среднекислых и основных членов.

Не менее важно отметить малую роль интрателлурических образований, в особенности же полное отсутствие пироксенов как в кислых, так и в основных членах спилит-кератофировой формации, значительное количество которых необходимо при допущении глубинной дифференциации базальтовой магмы.

Вышеотмеченное позволяет предположить ассимиляционное происхождение кислой магмы, питавшей спилит-кератофировую формацию. То что образование кислых пород по времени совпадает с начальными стадиями прогибания раннеюрского геосинклинального бассейна (когда земная кора под ней еще не была значительно проницаемой) говорит о том, что базальтовая магма имела возможность задержаться в коре в промежуточных очагах.

При этом следует подчеркнуть, что на большинстве участков геосинклинали, где вулканизм начался еще в синемуре, спилит-кератофировая формация сложена преимущественно среднекислыми членами. В Абхазии же, где извержения начались несколько позже (с плинбача), его продукты характеризуются избытком кислых пород (собственно кварцевых кератофиров). Следовательно, можно допустить, что чем дольше задерживалась базальтовая магма в условиях коры, тем совершеннее протекали процессы ассимиляции (Эрлих, Мелекसेцев, 1973). Наблюдаемая антидромная последовательность извержений в спилит-кератофировой формации Абхазии позволяет предположить, что внутрикорный магматический очаг характеризовался двухъярусным строением (Ритман, 1964).

Центры вулканизма, расположенные линейно в виде прерывистой цепочки, реконструируются по сгущениям на отдельных участках субвулканических тел кварцевых кератофиров, подстилающих эксплозивные брекчии и обладающих брекчиевидными тацитовыми структурами (Ломизе, 1969; Беридзе, 1973).

Начиная с домера геосинклинальный бассейн Южного склона Большого Кавказа интенсивно прогибается, что выражается накоплением мощных и однородных глинисто-сланцевых толщ. При общем растяжении в осевой зоне бассейна, под которой земная кора, вероятно, характеризовалась менее мощным гранитно-метаморфическим слоем (субконтинентальный тип коры), раскрываются глубинные разломы, доставляя на дно бассейна

толеитовую базальтовую магму с образованием спилит-диабазовой формации.

Небезынтересно также проследить дальнейшую историю вулканизма рассматриваемого региона на протяжении аален-байоса.

В центральных частях геосинклинали, в пределах Казбегско-Лагодехской зоны, в аален-байосе вновь возобновляются трещинные излияния базальтоидов (район Чаухского массива, истоки р. Пшавской Арагви, г. Шакриани). По наблюдениям ряда исследователей установлено преимущественное развитие в этих районах собственно эффузивной субфации в виде спилитовых шаровых и подушечных лав, сопровождающихся диабазовыми породами субвулканической фации. Несмотря на трещинный характер излияний аален-байосских базальтоидов, по линзовидной, иногда приближающейся к изометричной, форме выходов проявляют сходство с щитовидными вулканами, характерными для трещинного вулканизма контрастных формаций.

Иная картина наблюдается в пределах Гагрско-Джавской зоны, где в домер-гоар-аалене начинаются слабые извержения базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов, перерастая в байосе в мощный порфиритовый вулканизм со свойственной высокой эксплозивностью и многовыходными хаотически расположенными вулканическими центрами. Одновременно в центральных частях сланцевой геосинклинали развивается силловая и дайковая фации этого вулканизма, представленная спилитовыми и нормальными диабазами, соответствующими альбитовым и лабрадорным породам порфиритовой серии (Дзоценидзе, 1948, 1966).

Таким образом, ясно вырисовывается связь домер-раннегоарского и аален-байосского базальтоидного вулканизма с центральными зонами геосинклинали Южного склона. Порфиритовый же вулканизм, имея своих маломощных представителей еще в домере, ограничивается пределами Гагрско-Джавской зоны (восточная периферия Закавказской островной дуги).

#### Некоторые сопоставления с формациями северного и северо-западного Кавказа

Охарактеризованные выше раннеюрские спилит-кератофировая и спилит-диабазовая формации Южного склона Большого Кавказа имеют свои аналоги в пределах Северного и Северо-Западного Кавказа. Раннеюрский вулканизм этих последних районов изучался В.Л. Вадваняцем (1935) и А.П. Лебедевым (1950) в пределах Центрального и М.Г. Ломизе

(1969) — в пределах Северо-Западного Кавказа. Раннеюрскому вулканизму Горного Дагестана посвящена статья А.Г. Долгих и В.Б. Черныцына (1971). Интересные данные по ранне- и среднеюрскому магматизму Белаганского рудного района (азербайджанская часть Южного склона) приведены в работах Р.Н. Абдулаева, Н.К. Курбанова и Г.И. Алиева (1975) и Н.К. Курбанова (1977).

Новые материалы по мезозойскому магматизму центральной части Северного Кавказа содержит работа А.А. Цветкова (1977). Недавно была опубликована обобщающая монография А.М. Борсука (1979) по мезокайнозойским магматическим формациям Большого Кавказа.

В монографии А.П. Лебедева (1950) охарактеризованы Черекско-Чегемский, Адайхох-Теплинский, Садоно-Дигорский и Терекско-Ассиинский районы Центрального Кавказа. Среди однородных глинисто-сланцевых отложений среднего лейаса этот исследователь выделяет подводно-эффузивную фацию основной магмы спилитовой природы и шаровой текстуры, при практическом отсутствии пирокластического материала (туфов и туфобрекчий). Он считает, что породы спилитового ряда формировались "в наиболее глубокой осевой части нижнеюрской геосинклинали впадины", вследствие трещинного типа излияний. Спилитовые породы подводно-эффузивной фации, по мнению А.П. Лебедева, сопровождаются субинтрузивной фацией основной магмы, представленной, главным образом, диабазами, лейкодиабазами, витрофитами, в меньшей степени порфиритами и мандельштейнами. Они образуют преимущественно согласные тела, пластовые инъекции, изредка тонкие апофизы и прожилки, связанные с осадочно-эффузивной толщей среднего лейаса. Как можно убедиться из петрографической характеристики названных типов пород, они по составу родственны с осадочно-эффузивной толщей среднего лейаса и, следовательно, на самом деле являются их субвулканическими аналогами.

В другую группу пород гипабиссальной фации основной магмы объединяются все диабазовые породы, залегающие по всей мощности аспидно-сланцевой формации, вертикальный диапазон которых контролируется уровнем расположения чаухских спилитовых шаровых лав аален-байосского возраста. К этой же группе относятся уралитово-лабрадорные диабазы, локализованные в древних кристаллических образованиях ядра Большого Кавказа. Формирование этих диабазов связывается с завершающей стадией предкелловейской орофазы. Эту же мысль развивает и О.А. Осетров (1978).

Все производные основной базальтоидной магмы А.П. Лебедев объединяет в спилит-диабазовую формацию, а в спилит-кератофировую — комплекс пород кварцевых и бескварцевых кератофиров, альбитофиров,

порфиритов и мандельштайнов. Для последней формации характерно присутствие разнообразных пирокластических продуктов, преимущественно туфобрекчий и агломератов, в меньшей степени туфов. Мощность отдельных потоков лав — от 5 до 15 м и более. Этот исследователь приходит к выводу, что спилит-кератофировые вулканогены формировались в субаэральных и прибрежно-морских условиях. Об этом способе формирования свидетельствуют мощные накопления вулканических туфоконгломератов в основании формации (долина р. Цеџ). По рр. Архону и Унлау наблюдается чередование подобных туфоконгломератов с тонкими пропластками углисто-глинистых сланцев и грубозернистых песчаников.

Эффузивы и эксплозивные образования спилит-кератофировой формации сопровождаются породами гипабиссальной (субвулканической — М.Б.) фации. Их роль незначительна. Среди пород этой фации различаются экструзивно-лакколитовый, дайковый и жерловый типы.

Возраст подводно-эффузивной спилитовой формации, как уже отмечалось, принят как среднеплейстоценовый. Что же касается пород спилит-кератофировой формации, то она приурочена к двум стратиграфическим уровням нижней юры: к базальной свите нижнего лейаса и к основанию верхнеплейстоцено-среднеюрской толщи. Как видим, в обоих случаях вулканогенные образования спилит-кератофировой формации связаны с прибрежно-морскими грубообломочными отложениями. Рассматривая тектоническую позицию спилит-кератофировой формации можно отметить, что в первом случае породы спилит-кератофировой формации приурочены к начальной стадии прогибания дна осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа; во втором же случае излияния среднекислой и кислой магм связываются с северной краевой (периферической) частью геосинклинальной впадины. Таким образом, в обоих случаях спилит-кератофировая формация связана с зонами, характеризующимися наименьшей тенденцией погружения, т.е. унаследованными геосанклиналями.

А.Г. Долгих и В.Б. Черныцын (1971) для Горного Дагестана в раннеюрских отложениях приводят три комплекса вулканических пород. Наиболее древними среди них являются продукты плинбачского вулканизма, в виде туфовой примеси в осадочных породах. Следующим по возрасту является позднеюрский магматический комплекс, объединяющий собственно эффузивные и силлово-дайковые фации. Эффузивная фация представлена шаровыми лавами диабазов, диабазовых порфиритов, долеритов (? — М.Б.), спилито-диабазов (спилитовых диабазов — М.Б.), спилитов и вариолитов общей мощностью до 500 м. Отмечается постепенное увеличение кислотности плагиоклаза от центра шара к его перифериям. В силловой субэффузивной фации отсутствуют шаровые лавы и, наоборот, дополнительно отмечены габро-диабазы. В дайковой фации объединены

диабазы и диабаз-порфириты. Химический состав этих образований, в основном, сходный, исключение составляют лишь вариолиты, по составу приближающиеся к дацитам.

Таким образом, можно заключить, что спилит-кератофировая формация ранне-среднеплейстоценового возраста в Горном Дагестане развита слабо. Зато довольно полно представлена спилит-диабазовая формация, занимающая несколько высокий стратиграфический уровень (поздний тоар).

По данным А.П. Долгих, спилит-диабазовая формация еще полнее развита в позднем аалене (эффузивная, силловая и дайковая фации). К эффузивной фации этот исследователь относит шаровые лавы диабазов, диабазовых порфиритов, спилито-диабазов, спилитов и вариолитов. Здесь, как и в случае с тоарскими эффузивами, характерно отсутствие пирокластических пород, указывающих, по заключению автора, на трещинный характер излияний. Силловая и дайковая фации позднего ааленского комплекса вулканических пород представлены преимущественно диабазами и габро-диабазами; различаются также оливиновые диабазы, пикрит-диабазы, пикриты, монцо-диабазовые участки и более кислые разновидности, названные гранат-порфирами, гранофирами, гранит-аплитами, аплитами. По нашему мнению, объединение "участков" и несамостоятельных жильных образований в гранитоидную группу не оправдано. Скорее всего, мы имеем дело с продуктами остаточных кислых растворов, генетически связанных с диабазами и известными в литературе под названием альбититов и альбитит-порфиров (Беридзе, Ахведиани, 1979).

Следовательно, в пределах Горного Дагестана спилит-диабазовая формация развита довольно широко и ее состав и геологическая позиция во многом сходны с аналогичными образованиями Казбекско-Лагодехской зоны Южного склона Большого Кавказа.

На Северо-Западном Кавказе продукты вулканических извержений нижней юры-аалена, по данным М.Г. Ломидзе (1969), приуроченные к авадхарской, чаталтапинской, макаровской и инджокской свитам (серия гоитх), объединяются в спилит-кератофировую формацию.

Авадхарская свита, как уже отмечалось, сложена типичным спилит-кварц-кератофировым комплексом субвулканических, лавовых, лавокластических и, в меньшем количестве, туфито-туфовых пород.

После образования авадхарской свиты карис-раннедомерского возраста следует значительный интервал времени с затихшем вулканическим активностью. Вулканизм вновь возобновляется с началом ааленского века, продолжаясь отдельными импульсами извержений основной и кислой магмы. В результате такого чередования в извержениях основ-

ного и кислого материала формировались разнофациальные вулканогенные комплексы.

Эффузивно-пирокластический комплекс макаровской свиты представлен чередованием спилитовых порфиритов с шаровой отдельностью и нередко мандельштайновой структуры с туфами и туфобрекчиями аналогичного состава. В спилитовых шаровых лавах нередко отмечаются вариолитовые разновидности. Эффузивная и пирокластическая фации сопровождаются субвулканической фацией альбитовых диабазов. Вулканизм, как отмечает М.Г. Ломизе, носил эпизодический характер, прерываясь длительными паузами, в течение которых продолжалось нормальное морское осадконакопление и формировались глинистые толщи.

Кремнисто-туффито-туфовый комплекс макаровской свиты переслаивается с аргиллитами и изредка — с алевролитами. Собственно вулканогенные породы объединены в Стагокинский горизонт, сложенный в нижней части туфами кислого состава, а в верхней переслаиванием витрокластических туфов основного состава с черными кремнистыми аргиллитами. Состав кислых туфов приближается к липарито-дацитам (кварц, олигоклаз-альбит, калишпат, биотит), чем они проявляют сходство с вышележащими кислыми вулканогенами инджокской свиты. Залегающие в верхней части стагокинского горизонта витрокластические туфы, по всей вероятности, питались из вулканических очагов, располагавшихся южнее. Вулканогенные породы стагокинского горизонта макаровской свиты проявляют большое сходство с туфо-туффито-кремнистым комплексом, залегающим в анхойской свите бассейна рр. Авадхара, Лашипсе и Баул в Абхазии.

Эффузивно-субвулканическо-пирокластический комплекс свиты горы Инджок позднеааленского возраста пользуется более значительным распространением, нежели описанные выше раннеааленские комплексы. Вулканогенные образования здесь также подчинены осадочной толще. Изменения основных лав сопровождаются эксплозиями кислого пирокластического материала и внедрением многочисленных липарито-дацитовых тел.

Липарито-дацитовые туфы аналогичны по составу кислым туфам макаровской свиты. В их химических анализах заслуживает внимания высокое, почти равное  $\text{Na}_2\text{O}$  содержание  $\text{K}_2\text{O}$ . Это обстоятельство важно и в том отношении, что верхнелейасовые туфы Абхазии также характеризуются повышенным содержанием этого окисла. Заслуживает также внимания наличие туфогенных песчаников с переотложенным липарито-дацитовым материалом, которые во многом напоминают песчаники ахейской свиты в районе Ахейского месторождения ртути.

Вулканогенные образования основного состава в свите г. Инджок

встречаются в подчиненном количестве. Подушечные лавы, развитые локально, в основном сходны с аналогичными образованиями чаталтапинской свиты.

Среди пород субвулканической фации преобладают липарито-дацитовые образования; диабазы и диабазовые порфириты же, соответствующие основной фазе вулканизма, отмечаются редко.

Особого внимания заслуживают детально описанные М.Г. Ломизе глинистые туфогенные конгломераты подводно-оползневое происхождения, приуроченные к сурскому и масловскому горизонтам свиты г. Инджок. В этих образованиях значительное место занимают вулканические бомбы и лапилли, среди которых господствуют бомбы трахитового и трахиандезитового состава.

В заключение следует отметить, что, на наш взгляд, раннеюрские и ааленские вулканогенные образования следовало бы объединить не в одну спилит-кератофировую формацию, а в две: спилит-кератофировую и спилит-диабазовую. Эти формации, как можно видеть на примере Северо-Западного Кавказа, нередко сливаясь в единую надформацию (Халин, 1973), составляют характерную контрастную ассоциацию для ранних стадий развития геосинклинальных областей (Штейнберг, 1969; Фролова, 1973).

Изложенный выше материал дает возможность наметить латеральную зональность в распределении вулканогенных формаций Южного склона и в первом приближении обсудить также вопрос о характере земной коры под осадочным чехлом кря.

Анализируя поперечные схематические профили (рис. I-4), охватывающие почти все зоны геосинклинальной полосы Южного склона и используя некоторые материалы по прилегающим к ней областям, можно констатировать чередование подзон с тенденциями прогибания и воздымания. Причем, первые из них обычно трассированы выходами вулканитов толейтовых базальтоидов, а вторые эффузивами спилит-кератофировой формации.

Так в пределах зоны Главного хребта (Абхазия, Сванети, Рача, район Гвелети-Дарьяльских массивов, Архизо-Клычская подзона и др.) повсеместно наблюдается развитие пород спилит-кератофировой формации непосредственно над герцинским кристаллическим фундаментом. Наличие последнего можно предположить и в полосе распространения гравелито-кварцито-кератоспилилитовых базальных пачек лейаса Заалазанской Кахети (район г. Спероза, истоки рр. Диджеви, Лопота, Стори и др.) и в некоторых других районах.

К югу от Дарьяльского массива, в верхней части циклаурской

свиты среднего лейаса, а также в западном (Горная Осети) и восточном (Хевсурети, Горный Дагестан) его продолжениях среди однородных глинисто-сланцевых толщ лейаса развиты эффузивы толеитовых базальтов, маркирующие прогибы разной ширины и протяженности. Характерно, что в разрезе аален-байоса Хевсуретской подзоны, примерно на уровне бурсачирской свиты, вновь появляются мощные вулканы спилит-диабазовой формации (Чаухи-Рошкинские массивы).

В более южных подзонах геосинклинали (в Местийской на западе и Лагодехской на востоке) также намечаются линейные прогибы с развитием среди домерских глинисто-сланцевых толщ толеитовых базальтов, выжатых обычно в узких разломных структурах. Аналогичные эффузивы характерны и для более верхних - аален-байосских горизонтов разреза Лагодехской подзоны (окрестности г. Шакирани). Еще южнее, в пределах Сванетского хребта, вновь появляются выходы пород спилит-кератофировой формации, налегающие на слабо метаморфизованные толщи верхнепалеозойско-триасовой диаской серии.

Для анализа вулканизма более южных структур геосинклинали полосы информативной оказалась абхазская ее часть (рис. I). Зональность здесь выражена довольно четко, что связано с наличием соответственно дифференцированного тектонического рельефа. В этом регионе с севера на юг отчетливо вырисовываются: 1) поднятие Главного хребта с наиболее мощной толщей спилит-кератофировых вулканитов. При этом в пределах самого же поднятия намечается изменение состава вулкаников - кварцевых кератофиров на бортах стабильных блоков и кератоспилитов - в сторону понижений; 2) прогиб Чхалтинской подзоны, заполненный мощными толщами однородных глинистых сланцев, включающих пакки толеит-базальтовых эффузивов и субвулкаников домерраннеоарского возраста; 3) Центральное-Абхазское поднятие, характеризующееся сокращенными мощностями отложений, появлением мелководных фаций и развитием спилит-кератофировых вулкаников с явными следами внутриформационного размыва; 4) прогиб Гагрско-Джавской зоны с мощными флишсоидными отложениями нижней юры, сменяющимися вверх также мощной среднеюрской порфиритовой формацией, сложенной чередованием андезит-базальтовых эффузивов и их пирокластолитов с толщами граувакковых туфотурбидитов.

Таким образом, в геосинклинали в целом по латерали намечается неоднократное чередование спилит-кератофировых и спилит-диабазовых вулкаников, отражающих смену конседиментационных линейных тектонических структур в том же направлении. Важно подчеркнуть, что в тех случаях, когда различия в этих структурах не столь резкие, породы обеих этих формаций перекрывают друг друга (например,

в северо-западной части Большого Кавказа).

Следует отметить и то, что обе формации сложены вулканиками преимущественно собственно эффузивной и субвулканической фаций и характеризуются резко выраженной натриево-калиевой специализацией.

В самых южных подзонах геосинклинали (Гагрско-Джавская зона - северная периферия Закавказской островной дуги) вулканики спилит-диабазовой формации латерально сменяются мощной порфиритовой формацией со свойственной ей высокой эксплозивностью и кали-натриево-калиевой специализацией.

По всей геосинклинали области Большого Кавказа под осадочным чехлом юры приходится непосредственно наблюдать или с большой вероятностью предполагать наличие кристаллического фундамента, и только в пределах Сванети допускается непрерывная морская седиментация от палеозоя-триаса к юре. Юрское море, покрывающее этот фундамент и относящееся к категории окраинных бассейнов, с юга ограничено системой Понтийско-Закавказской островной дуги (Адамия и др., 1977).

Вместе с тем, в условиях проявления конседиментационных тектонических структур (чередование прогибов и поднятий), более отчетливо выраженных в пределах Абхазии и сравнительно сглаженных в восточной части геосинклинали (Заалазанская Кахети, Тушети, Горный Дагестан), среди однородных пелагических глинистых осадков домерранного тоара, или же аалена-байоса, приходится наблюдать продукты толеит-базальтового вулканизма. Эти периоды в юрской истории Кавказа характеризуются наиболее интенсивными погружениями, т.е. расширением и деструкцией субконтинентальной (утоненной) земной коры, с образованием элементов базальтовой коры, соответствующей, вероятно, переходной стадии развития геосинклинали (Пейве и др., 1972).

#### ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жикит-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ) - Изв. АН СССР, сер. геологич., № 4, 1975.

Адамия Ш.А., Тектоника и геологическая история Абхазии. - Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. сер., 1977, вып. 54.

Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Лобжанидзе Г.П., Лоладзе З.И., Хуцишвили О.Д., Чичинадзе Г.А. Обнаружение выхода доюрских метаморфических пород в ущелье р. Шоудид (Абхазия) - Сообщ. АН СССР, 1975, т. 49, № 2.



Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Топчшвили М.В. К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии.—Сообщ.АН ГССР, 1972, т.67, № 2.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.—Геотектоника, 1977, № 4.

Балуховский А.Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса центральной Абхазии. В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во МГУ, 1964.

Батти М.Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. В сб.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.

Белянкин Д.С. К петрографии Архотского тоннеля. В сб.: Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Кавказский хребет. СПб, 1914.

Беридзе М.А. К литологии юрской песчано-сланцевой серии Горной Рачи. Сообщ.АН ГССР, 1965, т.40, № 3.

Беридзе М.А. Раннеюрский спилит-кварцкератофировый вулканизм северо-западной части Абхазии и его влияние на формирование клас- тических осадков. Тр.Геол.ин-та АН ГССР, нов.серия, 1973, вып.38.

Беридзе М.А. Новые данные о раннеюрском вулканизме Центральной Абхазии.—Тр.Геол. ин-та АН ГССР, нов.серия, 1978, вып.50.

Беридзе М.А., Ахвледиани Р.А. О генезисе натровых метасомати- тов, связанных с юрскими базальтоидными вулканитами Южного склона Большого Кавказа.—Изв. АН ГССР, сер.геол., 1979, № 8.

Беридзе М.А., Буадзе В.И. О генезисе стратиформного сернокол- чеданного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия). Литология и полезные ископаем., 1977, № 1.

Беридзе М.А., Пруидзе М.П., Чихрадзе Г.А. Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Боль- шого Кавказа. В сб.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, 1977.

Варданянц Л.А. Материалы по петрографии Северо-Западного Кав- каза. Тр.Азово-Черноморского геол.тр., 1935, № II, 135.

Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып.25.

Варданянц Л.А. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрест- ностей (Центральный Кавказ).Записки Всеросс.минералог.об-ва, 1940, ч.ХІХ, № 2-3.

Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кав- каза. Геотектоника, 1966, № 3.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монография, № I, Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.

Дзоценидзе Г.С. Ф.Ю.Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В сб.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных по- род. Изд-во АН СССР, 1963.

Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей. Геотектоника, 1966, № 3.

Дзоценидзе Г.С. Кислый вулканизм доорогенной стадии развития опгессинклинали. В сб.: Очерки геологической петрологии. М., Нау- ка, 1976.

Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки ра- циональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных по- род. В сб.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, "Мецниереба", 1968.

Долгих А.Г., Черницын В.В. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. Советская геология, 1971, № 2.

Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г. Об открытии выхода кристалличес- кого субстрата в Центральной Абхазии. Сообщ. АН ГССР, 1970, т.60, № 1.

Дудаури О.З., Тогоидзе М.Г. Послепалеозойский магматизм Аб- хазии и его связь с тектоникой. В сб.: Вопросы геологии северо- западной части Абхазии. Тбилиси, Изд-во "Мецниереба", 1972.

Еремеев В.П. К изучению неогинтрузий в районе озера Кардывач. Тр. Ин-та геол.наук АН СССР, 1947, петр.серия, вып.84, № 27.

Заридзе Г.М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. Сообщ. АН ГССР, 1944, т.5, № 2.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., 1959.

Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. М."Недра", 1970.

Иванов С.Н. О происхождении главных вулкано-плутонических асо- циаций эвгессинклиналей и их металлогения: Тр. II Уральского пе- трогр. совещания, III, Свердловск, 1969.

Кузнецов И.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые осесейна Чвешуры в Центральном Кавказе: Матер.ИНИГРИ. Регион.геол.

6. Литология юрских и меловых отложений...

сб., I, М.-Л.-И. 1933.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Курбанов Н.К., Бирюков А.П. Условия накопления и локализации эксгалационно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа. Тр. ИНИГРИ, 1977, вып.126.

Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук, 1950, вып.113, петр.серия (№ 33).

Левченко С.В. Осадочные породы Сванетии. В сб.: Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. Ч.2, Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии, 1940.

Ломизе М.Г. Терригенный флиш среди ааленских отложений Северо-Западного Кавказа. Изв. вузов, Геол. и разведка, 1963, № 12.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.

Ломизе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. Вестник МГУ, сер. IV, геология, 1962, № 6.

Осетров О.А. Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М., Недра, 1978.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Мосаковский А.А. и др. Палеозойцы Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Советская геология, 1972, № 12.

Петрова М.А., Рогов В.И., Бурикова И.А. Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья. Вулканизм Южного Урала. Тр. Ильменского заповедника, 1974, вып.12, Свердловск.

Пруидзе М.П. Магматизм Закавказской Кахети (Северо-Восточная Грузия). В сб.: Материалы геологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси, Изд-во "Ганатлеба", 1979.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГО, 1932, вып.148.

Ренгартен В.П. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Записки Всерос. мин. о-ва, 1940, II серия, ч.69, вып.2-3.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.

Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений Верхней Сванетии. Сообщ. АН ГССР, 1977, т.86, №2.

Топчишвили М.В., Лобжанидзе Г.П. Новые данные о стратиграфии нижеюрских отложений правобережья верховьев р. Аданге. Сообщ. АН ГССР, 1980, т.99, №1.

Фролова Т.И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.

Хаин В.Е. О некоторых вопросах и трудностях формационного анализа. В сб.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973.

Хаин В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. Изв. АН СССР, сер. геол., №11, 1980.

Хворова И.В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.

Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. Лит. и полезн. ископ., 1974, № 3.

Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем-Фиагдон). М., "Наука", 1977.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, Изд-во "Мецниереба", 1979.

Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. Тр. Второго Уральского петрогр. совещ., III, Свердловск, 1969.

Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. В сб.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973.

Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene-tuffs, Quards island, British Columbia. J. Geol., 1963, v.71, №1.

И. Д. Чечелашвили, Э. В. Варсимашвили

## ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA

Приводится детальная литологическая характеристика исследованных отложений. Описаны основные типы пород, ассоциации тяжелых минералов, а также вторичные образования. Охарактеризованы типы флиша, установленные для отдельных подствит по соотношению элементов ритма и их мощностей. Приводятся литофациальные схемы периодов отложения верхнеюрско-мелового флиша, составленные на основании литофациального анализа исследованных отложений. Рассматриваются некоторые вопросы их генезиса.

Верхнеюрско-нижнемеловые флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа Местиа-Тианетской зоны из-за скудности, а иногда и полного отсутствия фауны до 1960 года не были расчленены на отдельные единицы.

Проведенные нами исследования позволили в карбонатной и терригенной флишевых свитах Рачи и Юго-Осети по литологическим признакам выделить выдержанные по простиранию подствиты, проследить их в латеральном направлении и составить литофациальную схему расчленения этих отложений (Варсимашвили и др.; Чечелашвили и др., 1966).

### Литостратиграфическая характеристика

#### А. Верхняя Рача и Юго-Осети

Среднеюрские отложения большей частью согласно сменяются келловей-оксфордскими (окрестности Мамисонского и Вацисцверского перевалов, ущ. рр. Риони, Черная Арагви); местами же контакт тектонический (окр. месторождений Чичхва-Молиса, ущ. р. Корельдаши и др.).

Подствита темных известняков (Верхняя Рача) или аргиллитов и песчаников<sup>х)</sup> (Юго-Осети) (келловей-оксфорд) представлена чередованием темных плотных толстослоистых известняков со сравнительно тонкослоистыми, иногда сланцеватыми песчаниками, глинистыми известняками и мергелями. Известняки этой подствиты в небольшом количестве

х) Вместе с указанием стратиграфического уровня приводим названия подствит, выделенных нами по литологическим признакам.

ве содержат микрофауну (фораминиферы, радиолярии, спикулы губок).

Эти породы характерны для окр. Мамисонского перевала. В бас. р. Арагви подствита представлена в основном сланцево-песчаниковой толщей с прослоями известняков. Еще восточнее, в Кахети (ущ. р. Ильто) нижняя часть карбонатного флиша представлена темными известняками. Мощность подствиты колеблется от 80 до 200 м.

В южном крыле флишевого синклинория (разрез Лухунисцкали) келловей-оксфорд представлен чередованием песчаников, мергелей, песчаных известняков с прослоями мелкооолочных известняковых брекчия-конгломератов. В бас. рр. Сакаура и Будзгорисцкали фиксируются выходы линзовидных слоев брекчия-конгломератов полипетрокластического состава, в которых помимо продуктов местного размыва наблюдается также материал размыва порфириновой свиты и сланцево-песчаниковой юры (Чечелашвили, Копалейшвили, 1964).

Эти отложения большей частью согласно сменяются келловей-оксфордскими (окрестности Мамисонского и Вацисцверского перевалов, ущ. рек Риони, Черная Арагви); местами же контакт тектонический (окр. месторождений Чичхва-Молиса, ущ. р. Корельдаши и др.).

Подствита темных аргиллитов и мергелей с прослоями тонкослоистых песчаных известняков или карбонатных песчаников (лузитан) типично представлена в районе Мамисонского перевала чередованием темных плотных, иногда слабокарбонатных аргиллитов с прослоями светло-серых среднеслоистых глинистых известняков и пачек темных мергелей, которые часто секутся прожилками кварц-кальцита.

В южном крыле синклинория (разрез Лухунисцкали) подствита представлена чередованием серых тонкозернистых известняков с прослоями органогенно-детритусовых разновидностей. В последних наблюдаются линзы зернистых известняков, содержащих фауну кораллов оксфордтитонского возраста. Мощность подствиты меняется от 130 до 250 м.

Подствита кластических известняков (кимеридж) представлена темными толсто- и среднеслоистыми пелитоморфными, оолитовыми, биодетритусовыми и кластическими известняками с редкими прослоями глинистых известняков и мергелей. В средней части толщи господствуют кластические и биодетритусовые разновидности; в последних помимо фораминифер наблюдается также детрит водорослей и макрофауны — мшанок, иглокожих, двустворок; на выветрелой поверхности известняков часто видны ходы мелких илоедов (фукоиды), членики криноид, серповидные обломки раковин. Глинистые известняки содержат спикулы губок и сферы радиолярий. В верхах этой толщи нами обнаружены тинтиниды, датирующие вмещающую толщу титон-валанжином. Кластические известняки представлены преимущественно известняковыми песчаниками

и гравелитами. В восточном направлении (в ущ.р.Арагви) значительную роль играют оолитовые известняки. Кое-где наблюдаются линзовидные прослои мелкообломочных брекчия-конгломератов. В Кахети, в юго-восточной части хребта Самеба, встречаются микробрекчиевые слои. Эти отложения непосредственно не увязываются с синхронными отложениями Осети и Рачи, но по фацциальному характеру и литологическому составу представляют подсвиту кластических известняков. Подсвита по всей полосе сильно дислоцирована. Максимальная мощность ее почти 500 м, уменьшаясь в восточном направлении до 250, а в западном — до 150 м.

Подсвита толстослойных темных известняков (титон) характерно представлена в бас. р.Арагви чередованием темно-серых толстослойных глинистых известняков с тонкослойными, иногда рассланцованными глинистыми и песчаными известняками и темными же сланцеватыми мергелями. Глинистые известняки содержат конкреции и мелкие кристаллики пирита. Изредка наблюдаются прослои кластических известняков. В Верхней Раче (рионский разрез) глинистые известняки фацциально замещаются кластическими разновидностями. Мощность подсвиты около 300 м. Выше верхнеюрские отложения постепенно сменяются меловыми.

Подсвита темных мергелей и рассланцованных известняков (валанжин) сложена толстыми пачками темных сланцеватых мергелей, изредка чередующихся с толстослойными глинистыми и песчаными известняками, и характерно представлена в бас.р.Арагви (арагвский разрез), мощность ее здесь 250–300 м.

Подсвита серых известняков и мергелей постепенно переходит в нижележащую подсвиту черных мергелей; увеличение количества известняков при уменьшении мергелей создает подсвиту известняков (верхний валанжин), представленную в основном среднеслойными и песчаными известняками с пачками рассланцованных серых мергелей с редкими прослоями карбонатных песчаников и аргиллитов. Подсвита характерно представлена в арагвском разрезе, мощность ее 150–200 м. В Верхней Раче (рионский разрез) последние две подсвиты — "темных мергелей и рассланцованных известняков" и "серых известняков" — связаны друг с другом совершенно постепенными переходами и объединены в подсвиту "темных мергелей и рассланцованных известняков" (400 м). В южном крыле (разрез Лухунисцкали) валанжин (как и в рионском разрезе) не расчленен и представлен подсвитой темных мергелей и рассланцованных известняков.

Переходная свита (на подсвиты не расчленяется) представлена чередованием характерных пород карбонатной и терригенной свит с постепенным уменьшением карбонатности сверху (нижний готерив). Наблюдаются

известняки, карбонатные песчаники, аргиллиты, мергели. Мощность 100–250 м. Отложения этой свиты, постепенно утрачивая карбонатность, приобретают характер терригенных отложений и совершенно постепенно сменяются терригенным флишем — свитой геске, а восточнее — пасанаурской свитой (Кузнецов И., 1931; Ренгартен, 1932).

Свита геске в бас.р.Риони и пасанаурская свита в Юго-Осети и Кахети (верхний готерив-баррем) по литологическим признакам подразделены на нижне-, средние и верхнепасанаурскую подсвиты (Варсимашвили, 1972, 1976).

Нижнепасанаурская подсвита представлена чередованием пачек (0,8–4,5 м) темно-серых сланцеватых аргиллитов и тонкослойных (0,05 – 0,3 м) серых плагиоклазово-кварцевых, часто карбонатных песчаников; мощность 100–300 м.

Среднепасанаурская подсвита — серые толстослойные (1,8–10 м) аркозово-кварцевые песчаники с прослойками тонких (0,01–0,15 м) пачек темно-серых, почти черных аргиллитов. Мощность 90–250 м.

Верхнепасанаурская — чередование черных сланцеватых аргиллитов (пачки до 7 м) и тонкослойных (до 0,4 м) аркозово-кварцевых песчаников. Мощность 80–150 м.

Тетраховская свита (апт) (Варсимашвили, 1976) в основном развита в Юго-Осети и Кахети и представлена чередованием черных и серых сланцеватых аргиллитов (мощность пачек до 7 м) и серых слоистых плагиоклазово-кварцевых карбонатных песчаников, мощность слоев которых по разрезу увеличивается от 0,1 до 3,5 м. Мощность 220–250 м.

Павлеурская свита (альб) (Варсимашвили, 1976) представлена толстыми пачками пестрых сланцеватых аргиллитов, тонкими (0,2–0,3 м) пачками серых или темно-серых сланцеватых мергелей и тонкослойными (0,2 м) серыми и коричневыми глинистыми, песчанистыми и органогенно-детритовыми известняками. Мощность 250–300 м.

Эта свита в разрезах ущ.рр.Меджуда (Юго-Осети) и Турдо (Кахети) представлена вулканогенно-терригенными образованиями — чередованием ортотуфитов, паратуфитов и разных туфов андезит роговообманкового состава и сланцеватых карбонатных аргиллитов, мергелей и известняков (Варсимашвили, 1978). Мощность 92–95 м.

Верхнемеловые флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии относятся в северной части к Шовско-Пасанаурской, а в южной — к Живальско-Гомборской подзонам Местия-Тланетской тектонической зоны. По стратиграфическому положению и комплексам микрофауны эти отложения подразделяются на свиты. На основании проведенных литологических исследований установлено,

что эти свиты различаются также по литологическим признакам — характерному набору пород, минералогическому и гранулометрическому составу, своеобразному типу флишевой ритмичности и др. Литофациальный характер, а соответственно и наименования свит Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзон несколько различны.

Верхнемеловые отложения в западной части исследованного района (в Раче и Сванети) отсутствуют. Выходы их появляются в бас. р. Дзеджара и продолжают в восточном направлении до бас. р. Алазани включительно.

Горизонт полимиктовых песчаников (— укугмартская свита (нижний сеноман) представлен зеленовато-серыми песчанками, алевролитами, реже гравелитами, кое-где глауконитсодержащими песчаниками и известняками. Укугмартская свита в Жинвальско-Гомборской подзоне сложена преимущественно крупно- и грубообломочными класталитами — брекчия-конгломератами, гравелитами, песчаниками, иногда глауконитсодержащими, кое-где присутствуют тонкие (реже толстые) прослои вулканогенов. В брекчия-конгломератах размер галек 3–5 см, реже наблюдаются также крупные глыбы. Состав класталитов полимиктовый. Среди обломков различаются: верхнеюрские известняки, песчаники, диабаз-порфириты, алевролиты, аргиллиты и др. Мощность свиты колеблется в пределах от 5 до 60 м.

Ананурская свита (верхний сеноман-нижний турон) своим характерным темным цветом, полосчатостью и кремнесодержанием является маркирующим горизонтом для верхнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа. Она представлена в основном чередованием более или менее окремненных или карбонатизированных алевролитов и аргиллитов образующих хорошо выраженную полосчатую толщу; мощность свиты в Шовско-Пасанаурской подзоне 20–25 м.

В Жинвальско-Гомборской подзоне мощность ананурской свиты больше, окремнение интенсивнее. Кроме окремненных аргиллитов присутствуют линзообразные слои фтанитов мощностью до 3 м. Наблюдаются также глинисто-кремнистые породы. Здесь ананурская свита делится на 3 части: нижнюю, состоящую из окремненных алевролитов и аргиллитов (полосчатая толща) с тонкими прослоями кремнистых пород; среднюю, содержащую линзовидные слои фтанитов (мощностью до 3 м) и глинисто-кремнистые породы; верхнюю, почти нацело состоящую из аргиллитизированных алевролитов и аргиллитов и содержащую прослои карбонатно-кремнистых пород. Мощность толщи достигает 70 м.

Горизонт красных известняков — маргалитискладеская свита (верхний турон) — состоит в основном из красных и зеленоватых слабogliнистых, песчаных известняков и мергелей с обильной микрофауной

(фитонеллы, глоботрунканы, текстурярии). В нижней части свита содержит тонкие прослои розоватых и серых полупрозрачных кремнистых пород. В восточной части исследованного района также наблюдаются тонкие прослои монтмориллонитовой глины. В некоторых разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны маргалитискладеская свита отсутствует, размываясь трансгрессией орбитоидной свиты или выклиниваясь тектонически. В основном же представлена отложениями, аналогичными вышеописанным. Однако здесь наблюдаются прослои карбонатных песчаников, гравелитов грауваккового состава и кластических известняков. Мощность свиты от 3 до 30 м.

Горизонт литографских известняков — свита эшмакис-хеви (коньяк-сантон). Эта свита, развитая в основном одинаково в Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзонах, представлена средне-слоистыми плотными, тонкозернистыми биодетритусовыми, шламмовыми, глинистыми известняками светлых тонов с раковистым изломом и часто в них наблюдаемыми сутурными линиями — стилолитами. В известняках встречается микрофауна с характерными коньяк-сантонскими формами. Мощность свиты от 30 до 180 м.

Цитлианская — джорчская свита (кампан) представлена в основном одинаково в Шовско-Пасанаурской и Жинвальско-Гомборской подзонах зеленоватыми и розоватыми песчаниками, глинистыми и в меньшем количестве кластическими и биодетритусовыми известняками с тонкими слоями мергелей шоколадного и зеленоватого цветов. В толще наблюдаются прослои карбонатных песчаников и песчаных известняков, на поверхности которых хорошо видны флишевые фигуры — биоглифы — ходы червей пескоедов. В Шовско-Пасанаурской подзоне о мощности цитлианской свиты судить трудно, так как в разрезах видна лишь нижняя ее часть (около 40 м, разрез Долас-кеди). В Жинвальско-Гомборской подзоне мощность также не полная, так как почти во всех разрезах имеются нарушения, а в верхних частях наблюдается размытая трансгрессивной орбитоидной свитой.

Орбитоидная свита отсутствует в Шовско-Пасанаурской подзоне; в Жинвальско-Гомборской же залегает на размытой поверхности разновозрастных горизонтов верхнего мела (маастрихт). Представлена гравелитами, брекчия-конгломератами, а местами глыбовыми брекчиями — олистостромами с прослоями кластических, песчаных, биодетритусовых известняков. В известняках и цементе брекчия-конгломератов присутствует характерная маастрихтская фауна орбитоид.

В северной части Жинвальско-Гомборской подзоны (разрезы Орвили, Хевгрдзели, Анисхеви) маастрихтские отложения наблюдаются в несколько иной фации, представленной в нижней части толстослоистыми

глауконитсодержащими песчаными известняками и карбонатными песчаниками в чередовании с алевролитами и частично силифицированными аргиллитами (свита сабуе). Выше роль кластических пород увеличивается и наблюдается чередование глауконитсодержащих песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаных биодетритусовых известняков; известняки и песчаники содержат фауну орбитоид, датируемых эти отложения маастрихтом. Мощность орбитоидной свиты колеблется в пределах от 40 до 400 м.

Ниже приводим сводный лито-стратиграфический разрез описанных отложений (рис. I).

### Б. Сванети

Верхнеюрско-меловые флишевые отложения Сванети по лито-стратиграфическому характеру несколько отличаются от вышеописанных. По литологическим признакам подсвита здесь не выделяется.

#### 1. Нижняя Сванети

Верхняя кра - карбонатная свита по литологическим особенностям на подсвиту не расчленяется; представлена темно-серыми песчаными известняками в чередовании с аркозово-кварцевыми песчаниками и сланцеватыми алевролитами. Мощность 400 м.

Нижний мел (н.готерив) - переходная свита представлена чередованием глинистых известняков, карбонатных аркозово-кварцевых песчаников и сланцеватых аргиллитов. Мощность толщи около 40 м. В разрезах наблюдается тенденция к уменьшению мощностей карбонатной и переходной свит в западном направлении.

#### 2. Верхняя Сванети

Верхняя кра - в нижней части представлена чередованием алевролитов, аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников. В верхней части - карбонатной толщей - алевритовыми и слабоглинистыми известняками.

В западной части (уц.р.Маншура) выше среднеюрских сланцево-песчаных отложений выходят песчаные и глинистые известняки с линзовидным слоем конгломерата мощностью 80-60 см. В крайне западной части (уц.р.Накра) наблюдается 12-метровый выход светлых известняков, в которых найден валанжинский аммонит. Более молодые отложения здесь не отмечаются.

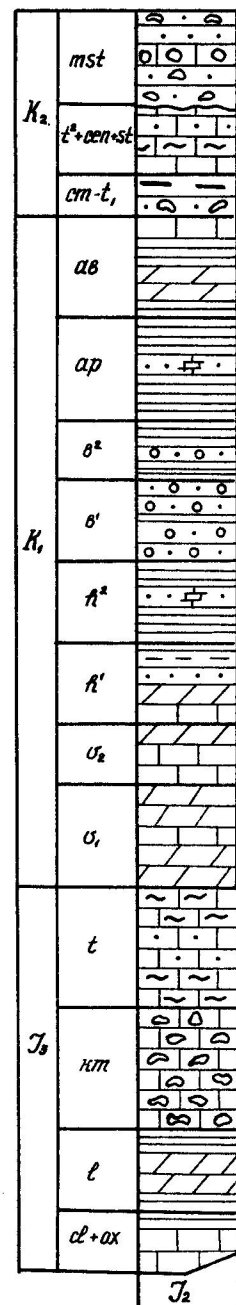
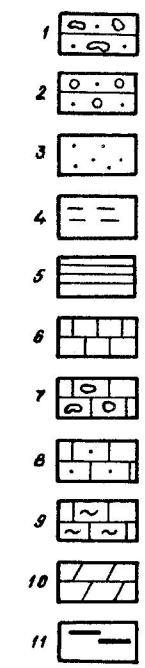


Рис. I. Сводный лито-стратиграфический разрез верхнеюрско-меловых флишевых отложений Южного склона Большого Кавказа.

I - гравелит, 2 - аркозово-кварцевый песчаник, 3 - песчаник, 4 - алевролит, 5 - аргиллит, 6 - известняк, 7 - кластический известняк, 8 - песчаный известняк, 9 - глинистый известняк, 10 - мергель, II - силицит.



100 0 100 500 км

А. Верхнеюрско-нижнемеловой карбонатный флиш

Отложения карбонатного флиша Южного склона Большого Кавказа сложены в основном карбонатными и в меньшей степени кластическими породами.

1. Карбонатные породы

Представлены известняками, мергелями и терригенно-карбонатными образованиями.

Известняки. При группировке карбонатных пород по вещественному составу, учитывая основные положения классификационных схем Г.Д.Биссела и Д.В.Чилингера (1970), мы использовали в основном схему И.В.Хворовой (1958); при группировке же по генетическому признаку — схему Г.И.Теодоровича (1958) и выделили хемогенный, обломочный и органогенный тип известняков. Во всех этих типах по структуре различаются мелкозернистые (пелитоморфные) и яснозернистые разновидности.

В карбонатном флише наиболее широко развиты хемогенные известняки, представленные в основном пелитоморфными, мелкозернистыми и оолитовыми разновидностями. Мелкозернистые или пелитоморфные (размер зерен 0,01 мм) темно или светло-серые тонко- и толстослоистые породы, сложенные тонкокристаллическим кальцитом; нередко в виде зерен кристаллов или пылеватых частиц содержат пирит, придающий известнякам темный, почти черный цвет; вместе с пиритом часто присутствует обуглившийся мелкодисперсный детрит. В известняках иногда наблюдается микропосчатость, обусловленная субпараллельным расположением мелкого растительного детритуса, нитевидных скоплений пирита и пелитового материала.

Пелитоморфные известняки в нижних горизонтах карбонатного флиша часто содержат терригенный псаммитовый или алевроитовый материал и иногда микрофауну верхнеюрского облика. Тонкозернистые разновидности отличаются от вышеописанных сравнительной крупнозернистостью ( $d = 0,1 - 0,15$  мм). В тонко- и мелкозернистых известняках часто наблюдаются идиоморфные кристаллы аутигенного кварца, альбита, а также анкерита и сидерита.

Оолитовые известняки наблюдаются преимущественно в подските кластических известняков восточной части исследованного района (Юго-Осети, Кахети). Это темно-серые зернистые

иногда разлинзованные породы. В них наблюдаются класто-оолитовые и органогенно-оолитовые разновидности.

Класто-оолитовые известняки состоят из оолитов и окатанных зерен известняка ( $d = 0,1$  до 1 мм); оолиты округлые, овальные, иногда линзовидные или деформированные. В центре оолита почти всегда наблюдаются: кластическое зерно, обломок раковины, кристаллик кальцита, вокруг которых развиты концентры оолитов.

Органогенно-оолитовые известняки по составу в основном сходны с вышеописанными; разница лишь в том, что здесь вместе с кластическим материалом присутствуют остатки как микро- так и макрофауны. При увеличении примеси кластического или органогенного материала в оолитовых известняках образуются соответственно карбонатно-кластические или органогенные известняки.

Органогенные известняки встречаются в подсветах кластических известняков и ниже — в подските темных толстослоистых известняков в виде маломощных линз и линзовидных слоев. Представлены полидетритусовыми разновидностями. Среди органических остатков различаются двустворки, иглокожие, кораллы, мшанки, микрофауна и водоросли. В виде примеси присутствует терригенный материал кварц, плагиоклаз, слюда. Цементом служит зернистый кальцит. Часто присутствует пирит.

Кластические известняки представлены известняковыми брекчия-конгломератами, гравелитами и известняковыми песчаниками; распространены преимущественно в нижних горизонтах карбонатного флиша (подсветы темных известняков и кластических известняков). Известняковые брекчия-конгломераты локально встречаются в южном крыле флишевого синклинория (Квацixe, Будзгори, Лухунисцали); состоят из обломков известняков (0,05 — 1 м). В небольшом количестве попадают обломки кластических или вулканогенных пород. Цементирует кристаллический кальцит или пелитоморфный известняк.

Известняковые гравелиты широко распространены, встречаются во всем разрезе карбонатного флиша. Состоят из гравия (от 1 мм до 1 см) различных известняков (песчаных, органогенных, оолитовых), сцементированного карбонатом. Характерна слабая сортировка материала. В них часты аутигенные образования кварца и альбита.

Известняковые песчаники отличаются от известняковых гравелитов лишь размером зерен (0,1—1 мм), встречаются реже чем гравелиты, часто переходят в класто-оолитовые разновидности.

ности известняка.

Мергели широко распространены. Представлены темно-серыми плотными тонкослоистыми и более светлыми мягкими, также тонкослоистыми иногда рассланцованными породами. В светлых разновидностях глинистого материала больше, чем в темных. Составляют из тонкозернистой глинисто-карбонатной массы со значительным содержанием мелкозернистого терригенного материала - шрита и обуглившегося мелкодисперсного растительного детрита.

## 2. Терригенно-карбонатные породы

Представлены песчаными, алевроитовыми и глинистыми известняками. Вместе с известняками имеют повсеместное распространение. Микроскопически мало отличаются от вышеописанных известняков, разница сводится к повышенному количеству песчаного материала, представленного кварцем, плагиоклазом, слюдой и, в меньшем количестве, обломками пород. В песчаных известняках большая часть кварца и плагиоклаза представлена регенерированными и разросшимися зернами, размеры которых часто превышают размеры терригенных зерен обломков пород. Слюда встречается в небольшом количестве и представлена мелкими листочками мусковита, реже - измененного биотита; обломки пород - аргиллиты, алевролиты и сильно измененные зерна. Часто наблюдаются шрит распыленный или в виде мелких кристалликов и скоплений различной формы, гидроокислы железа, которые обволакивают терригенные зерна или пропитывают основную массу, обуглившиеся растительные остатки. С увеличением количества песчаного материала описанные породы переходят в карбонатные песчаники. Эти породы часто секутся прожилками кварц-кальцита.

Алевроитовые известняки по составу и строению аналогичны песчаным, разница лишь в размере составных терригенных зерен.

Глинистые известняки тонкозернистые, почти пелитоморфные плотные породы светло-серого или зеленовато-серого цвета. Микроскопически состоят из мелкозернистой массы с примесью глинистого материала до 25%. Часто содержат радиолярии, спикулы губок и скопления шрита.

Изучив карбонатность (содержание  $\text{CaCO}_3$ ) однотипных пород, а затем общую карбонатность отдельных разрезов А.Д.Копалейшвили (1965) установил, что общая карбонатность в отложениях карбонатного флиша Верхней Рачи в вертикальном разрезе убывает снизу вверх, а по простиранию - с востока на запад.

Закономерность, отмеченная А.Д.Копалейшвили в Верхней Раче, прослеживается в Осети - в бас.р.Арагви, а также в Кахети.

Причину различной карбонатности в отложениях верхнеюрско-нижнемелового флиша А.Д.Копалейшвили справедливо усматривает в разбавляющем влиянии обломочного материала, отлагающегося одновременно с карбонатами.

При изучении содержания углекислого кальция в нижнемеловых карбонатных отложениях выяснилось, что наибольшей карбонатностью характеризуются органогенные и хемогенные известняки, в которых значение  $\text{CO}_2$  колеблется в пределах 35,2-39,6%; в терригенно-карбонатных породах количество его понижено до 24,2-33,9%, а в мергелях - колеблется от 13 до 22%. Общая карбонатность альбских отложений в разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны повышена в среднем до 80%, тогда как в разрезах Шовско-Пасанаурской подзоны не превышает 67%.

## 3. Кластогенные породы

Эти породы имеют небольшое распространение. Представлены всеми структурными разновидностями - псефолитами, саммолитами, алевролитами и пелитолитами.

Псефолиты представлены брекчия-конгломератами и гравелитами. Брекчия-конгломераты распространены локально и встречаются преимущественно в нижних горизонтах карбонатного флиша южного крыла флишевого синклинория. Гравелиты же распространены повсеместно. Псефолиты здесь олигомиктовые и полимиктовые.

Грубообломочные породы Рачи и Сванети ранее уже описывались (Чечелашвили, Копалейшвили, 1964), поэтому отметим, что в Осети в бас.р.Арагви, наблюдаются лишь олигомиктовые разновидности, а именно известняковые брекчия-конгломераты и гравелиты - продукты местного размыва известняков, приуроченные к подвите темных мергелей, известняков и аргиллитов ( $I_3$ ).

Саммолиты в основном представлены мелкозернистыми и реже среднезернистыми песчаниками; нешироко распространены в карбонатном флише, играя сравнительно большую роль в переходной свите. По составу в карбонатном флише различаются олигомиктовые и смешанной группы песчаники. Олигомиктовые песчаники представлены полевошпатово-кварцевыми, слюдясто-полевошпатово-кварцевыми и слюдясто-кварцевыми разновидностями. Песчаники же смешанной группы - аркозово-кварцевыми и граувакково-кварцевыми разновидностями. Эти песчаники подробно описываются при характеристике типов пород терригенного флиша. Здесь же опишем лишь граувакково-кварцевые песча-



ники, развитые в нижних горизонтах карбонатного флиша, а в терригенной свите не встречаются.

Граувакково-кварцевые песчаники наблюдаются преимущественно в нижних горизонтах южного крыла флишевого синклинали и лишь в единичных случаях встречаются выше; состоят из кварца, полевых шпатов, обломков пород и изредка слюды. Обломки пород представлены в основном аргиллитами, сланцами, известняками; в небольшом количестве встречаются песчаники, порфириты, диабазы и кварцитовидные породы. Обломки сильно карбонатизированы и хлоритизированы. Большею частью заметны окатаны. Цементация граувакково-кварцевых песчаников контактового, порового и реже базального типов. Цементом служит пелит-гидрослюдистая или серицит-гидрослюдистая масса, иногда карбонат. В большом количестве присутствует пирит вместе с углефицированным растительным детритусом.

**А л е в р о л и т ы** в карбонатном флише имеют подчиненное значение; развиты в верхних подсвитах карбонатного флиша. В алевролитах наблюдаются почти все разновидности, выделенные нами по составу в песчаниках, разница лишь в размере зерен. Цементация преимущественно базального типа. В большом количестве присутствуют пирит и обуглившийся растительный детрит. Часто в алевролитах в значительном количестве присутствуют пелитовые массы. В таком случае породы определяются пелит-алевролитами.

**П е л и т о л и т ы** в карбонатном флише играют подчиненную роль и представляют собой полные аналоги пелитолитов терригенного флиша. Их характеристика приведена ниже, с породами терригенного флиша.

Таким образом, в песчаниках карбонатного флиша выделяются две основные ассоциации песчаников.

1. Ассоциация граувакково-кварцевых песчаников, развитая в нижних частях карбонатного флиша. Для этой ассоциации характерно значительное содержание кварца, плагиоклаза (преимущественно альбита) и обломков пород. Последние представлены в основном осадочными и в небольшом количестве вулканогенными породами. В ассоциации тяжелых минералов вместе с устойчивыми акцессориями присутствуют в небольшом количестве пироксен-амфиболы. Все это указывает на то, что источником питания служил осадочный комплекс, обогащенный кварцем и местами - вулканогенный: порфириты и диабаз-порфириты. Присутствие зерен известняков свидетельствует о существовании местного размыва.

2. Ассоциация олигомиктовых песчаников, состоящих из кварца, полевого шпата, слюды также говорит за то, что во время отложения

этих песчаников размывалась суша, сложенная в основном осадочным комплексом. Таким образом, питающими источниками терригенных пород карбонатного флиша являлись древний кислый субстрат и осадочный комплекс, кое-где и порфиритовая кра.

## Б. Нижнемеловой терригенный флиш

Терригенные флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии) представлены в основном кластогенными породами (Варсимашвили, 1964, 1978), в верхних горизонтах (ар+аб) развиты и карбонатные образования; вулканогенно-осадочные же встречаются лишь в разрезах ущ. рр. Междуда (Юго-Осети) (Чечелашвили, 1969) и Турдо (Кахети) (Варсимашвили, 1978) - в альбе.

### 1. Карбонатные породы

В нижних горизонтах изученного региона карбонатные породы встречаются редко, в виде отдельных слоев, а в верхних горизонтах (в альбских отложениях, особенно, Жинвал-Гомборской подзоны) являются основными слагающими породами изученного комплекса. Представлены известняками, мергелями и терригенно-карбонатными породами.

**И з в е с т н я к и.** Органогенные известняки развиты в основном в верхних горизонтах терригенного флиша. Хемогенные разновидности, представленные микрокристаллическими (пелитоморфными) и оолитовыми известняками, слагают большей частью верхние горизонты изученного комплекса; при этом оолитовые известняки встречаются редко в виде единичных прослоев в альбских отложениях Жинвальско-Гомборской подзоны.

Обломочные известняки представлены почти исключительно известняковыми гравелитами и пользуются большим распространением. В среднепасаурусской подсвите на всем протяжении изученных флишевых отложений складчатой системы Южного склона Большого Кавказа с запада на восток примерно на одном стратиграфическом уровне прослежен слой (мощность 0,4-0,6 м) известнякового гравелита (Варсимашвили, 1978). Эта порода, наряду с окатанными зернами пелитоморфных, зернистых, органогенных и песчаных известняков, в значительном количестве содержит обломки мшанок, которые не встречаются в подстилающих и перекрывающих отложениях. Этот слой нами выделен в барремских отложениях как маркирующий горизонт регионального значения. Несмотря на то, что нам не удалось уточнить возраст мшанок, сам по себе мшанковый горизонт, как коррелятив,

### 7. Литология юрских и меловых отложений...

заслуживает определенного внимания, давая возможность сопоставить разрезы отложений всего нижнемелового флишевого бассейна Южного склона Большого Кавказа в пределах Грузии.

Мергели широко распространены в альбских отложениях терригенного флиша. В меньшем количестве наблюдаются в аптских отложениях в разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны, а в Шовско-Пасанаурской подзоне на том же уровне они встречаются единичными прослойками. В нижних же горизонтах исследованного комплекса мергели практически не наблюдались.

## 2. Терригенно-карбонатные породы

В исследованных отложениях эти породы представлены песчаными, алевролитовыми и глинистыми известняками, которые развиты в основном в альбе; в виде единичных прослоек наблюдаются и в апте.

## 3. Кластогенные породы

В исследованных отложениях среди кластолитов широко распространены псаммолиты и пелитолиты; реже встречаются алевролиты.

Псаммолиты макроскопически серые, темно- или светло-серые, средне- и мелкозернистые толсто- и тонкослоистые, иногда рассланцованные породы; часто микрополосчатые, что обусловлено параллельным расположением в определенных плоскостях чешуек слюд, обуглившись растительных остатков, скоплений пирита и мелких кристалликов акцессорных минералов. Наблюдаются слои с подводно-оползневой текстурой, градационной сортировкой материала и т.д.

По составу различаются олигомиктовые и смешанные группы песчаников (Дзоценидзе, 1963).

Олигомиктовые песчаники в основном слюдяные плагиоклазово-кварцевые и плагиоклазово-кварцевые; большей частью мелкозернистые (0,1-0,5 мм), иногда встречаются и среднезернистые. Состоят обычно из зерен кварца, плагиоклаза, листочков слюд и обломков пород; встречается рудный минерал, большей частью лимонитизированный пирит. В плагиоклазово-кварцевых песчаниках листочки слюд почти не наблюдаются или встречаются в виде единичных чешуек. Аркозово-кварцевые песчаники в основном среднезернистые, иногда мелкозернистые. В составе этих песчаников кроме вышеперечисленных породобразующих минералов присутствует и калишпат.

Ниже приводим характеристику главных породобразующих минералов.

Кварц главный компонент (до 70 %) изученных песчаников. Наблюдаются зерна как изометрической, так и удлиненной формы. Их

очертания иногда расплывчатые, зазубренные или же угловатые, что почти всегда является результатом процессов вторичных изменений - коррозии и регенерации. Редко попадаются зерна с первичными контурами. Встречаются зерна как с облачным, так и с нормальным погасанием. Они обычно воднопрозрачные, иногда наблюдаются включения мельчайших кристалликов акцессорных минералов и пузырьков жидкости и газа.

Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом; часто встречаются тонкие полисинтетические двойники. Обычно свежие, но наблюдаются также пелитизированные и частично или нацело замещенные карбонатом зерна. Изредка попадаются слабо серицитизированные обломки кристаллов, часто также измененные вторичными процессами и корродированные карбонатным цементом. Наблюдается и регенерация терригенных обломков плагиоклазов воднопрозрачными каемками свежих альбитов; иногда до идиоморфных кристаллических очертаний.

Калишпат представлен в основном решетчатым микроклином, реже встречаются ортоклаз и хорошо окатанные обломки микропертита. Зерна калишпата свежие; воднопрозрачные, иногда встречаются пелитизированные обломки и корродированные карбонатом зерна.

Слюда представлена мусковитом и биотитом. Мусковит встречается в виде удлиненных деформированных листочков изогнутых или расщепленных на плоскости (001). Удлиненные листочки мусковита в породе обычно расположены субпараллельно. Биотит большей частью гидратизирован, вследствие чего занижены цвета плеохроизма и интенсивности. Более или менее свежий биотит встречается в верхних горизонтах терригенного флиша, особенно в разрезах Жинвальско-Гомборской подзоны. Листочки биотита обычно деформированы, расщеплены на пакеты и превращены в хлорит-мусковит.

Обломки пород присутствуют в небольшом количестве - до 10-15% и представлены в основном аргиллитами, известняками, слюдясто-кварцевыми песчаниками, кварцитовидными и сильно измененными породами; иногда встречаются и обломки гранитоидов.

Цемент изученных слюдястых плагиоклазово-кварцевых и плагиоклазово-кварцевых песчаников представлен в основном хлорит-гидрослюдистыми массами и карбонатом, а аркозово-кварцевых - большей частью гидрослюдисто-серицитовыми массами, изредка наблюдается и карбонатный цемент. Тип цементации олигомиктовых песчаников - выполнения пор и базальный; для аркозово-кварцевых же разновидностей большей частью характерен контактовый, наблюдается и выполнения пор, а изредка встречается и базальный цемент. Хлорит-гидрослюдистый цемент чешуйчатого или волокнистого строения. Волокнистый -

облекает терригенные зерна, корродируя их или срастаясь с ними в виде щеткообразных выростов. Эти выросты хлорита или гидрослюда образуют "перемычки" между зернами. Карбонатный цемент наблюдается как в виде крустификационного, так и базального типов. В таких случаях хорошо выражены явления коррозии и регенерации терригенных зерен. Гидрослюдисто-серицитовый цемент в аркозово-кварцевой разновидности песчаников очень агрессивный – разъедает или нацело замещает как терригенные зерна, так и аутигенные образования. При контактовом типе цементации хорошо наблюдаются конформные, инкорпорационные и микростолитовые структуры.

В цементе песчаников иногда встречаются мелкие кристаллики акцессорных минералов – циркона, турмалина и титановых минералов; мелкие остатки обуглившегося детритуса растений, конкреционный пирит.

Химический состав изученных песчаников соответствует их минералогическому составу. Все вышеописанные разновидности характеризуются повышенным содержанием  $SiO_2$  (до 75 %), что объясняется присутствием в этих породах в значительном количестве терригенных зерен, а также аутигенных образований кварца; в аркозово-кварцевых песчаниках  $K_2O$  в среднем 4,00%,  $Na_2O$  – 1,80 %, в плагиоклазово-кварцевых и слюдяных плагиоклазово-кварцевых же  $K_2O$  3,70 %,  $Na_2O$  1,50 %. Повышенное содержание  $Al_2O_3$  (до 15 %), вероятно, связано в основном с гидрослюдисто-серицитовым цементом, песчаников, а содержание в значительном количестве  $CaO$  в карбонатных песчаниках – с кальцитовым цементом.

Описанные разновидности псаммитов нижнемеловых терригенных флишевых отложений всего изученного региона в вертикальном разрезе приурочены к определенным горизонтам флишевого комплекса. На этом основании выделены три минеральные ассоциации (Варсимашвили, 1973).

1. Ассоциация плагиоклазово-кварцевых песчаников, слагающая нижнепасаурусскую подсвиту, характеризуется значительным содержанием кварца, наличием свежего альбита и альбит-олигоклаза, граната типичной ассоциации акцессориев гранитоидных пород – циркона, турмалина и титанистых минералов, мусковита, биотита и отсутствием калишпата. Все вышеназванные минералы указывают на то, что источником питания этой ассоциации служила суша, сложенная плагиогранитами и осадочными породами, обогащенными кварцем.

2. Ассоциация аркозово-кварцевых песчаников, слагающая средне- и верхнепасаурусскую подсвиту. В отличие от первой для нее характерны: наличие калиевых полевых шпатов, дакшее основание предпо-

лагать разрушение микроклиновых гранитов и меньшее содержание кварца, указывающее, что в процессе накопления этих отложений материал размыва осадочного комплекса, обогащенного кварцем, не играл существенной роли.

3. Ассоциация слюдяных плагиоклазово-кварцевых песчаников, слагающая в основном тетрахеускую свиту, для которой, в отличие от вышеописанных ассоциаций, характерно большое содержание слюд и отсутствие калишпата. Это обстоятельство указывает на то, что в процессе накопления этих отложений преимущественно размывался кристаллический комплекс, обогащенный слюдой.

Таким образом, состав терригенного материала вышеотмеченных ассоциаций указывает на то, что они возникали за счет непосредственного разрушения кислого субстрата и осадочного комплекса. При этом источником нижних горизонтов изученного комплекса, по-видимому, являлись, с одной стороны, кристаллические сланцы и секущие их кварцевые диориты, обнаженные в то время в виде островов в области центрального ядра Большого Кавказа (Геология СССР, т. X, 1964), а с другой стороны, сланцевая юра, слагающая кордильеру, возникшую при батской орофазе в южной части геосинклинали Южного склона (Гамкредидзе П., Гамкредидзе И., 1977). Материнскими образованиями второй ассоциации, очевидно, являлись, с одной стороны, вышеназванный кристаллический субстрат, сложенный в основном микроклиновыми гранитами и гранитоидами и расположенный в северной части флишевого бассейна, а с другой – юрские осадочные породы, развитые на батской кордильере. Источником же ассоциации песчаников, развитых в верхних горизонтах исследованного комплекса, по-видимому, служили более глубокие горизонты вышеотмеченного кристаллического субстрата, представленного двуслюдяными гранитоидами, и осадочные образования батской кордильеры.

А л е в р о л и т ы в исследованных отложениях почти во всем флишевом комплексе встречаются в виде единичных прослоек. Лишь в западной части изученного региона в разрезе ущ. р. Геске они хорошо развиты в нижнепасаурусской подсвите, где плагиоклазово-кварцевые алевролиты (мощность 0,1–0,3 м) чередуются с пачками аргиллитов.

По составу алевролиты почти идентичны с одноименными разновидностями песчаников, разница лишь в размере зерен.

П е л и т о л и т ы. В отложениях изученной полосы широко распространены пелитолиты (Варсимашвили, 1967, 1978), представленные серыми, темно-серыми, черными, иногда голубовато-зелеными и коричневыми (в альбе) сланцеватыми аргиллитами; в воде не размокают; при ударе раскалываются на тонкие пластинки неправильной формы с

остроугольными режущими краями. Часто содержат алевритовые участки.

По структуре различаются спутанно-чешуйчатые и ориентированно-чешуйчатые аргиллиты.

Спутанно-чешуйчатые аргиллиты представлены беспорядочно расположенными зеленовато-серыми мелкими чешуйками слоистых и слюдopodobных минералов. Чешуйки характеризуются высокими цветами интерференции, с показателями преломления  $n_g' = 1,579 - 1,590$ ;  $n_p' = 1,567 - 1,575$ .

Ориентированно-чешуйчатые аргиллиты встречаются реже и представлены почти бесцветными параллельно расположенными чешуйками. Интерференционная окраска сравнительно низкая; показатели преломления:  $n_g' = 1,584 - 1,586$  и  $n_p' = 1,572 - 1,575$ .

В аргиллитах иногда наблюдаются длиннопризматические кристаллы апатита и турмалина, иголки рутила, псаммитовые зерна аутигенного, большей частью идиоморфного альбита, встречаются также регенерированные терригенные обломки кварца.

Пелитолиты часто содержат пелитоморфный кальцит (до 16 %). Наблюдаются также тонкорассеянные кристаллики пирита и органическое вещество.

Для установления минералогического состава аргиллитов нижнемеловых флишевых отложений изученного региона проведены рентгенометрические, термические и химические исследования пелитовых (0,001 мм) фракций этих пород, на основании которых установлено, что аргиллиты изученных отложений представлены в основном диоктаэдрической гидрослюдой, в меньшем количестве содержат триоктаэдрический хлорит; в виде примесей присутствуют кварц и полевои шпат.

#### 4. Вулканокластические породы

Вулканокластические образования в исследованных отложениях распространены не широко; описаны в Юго-Осети в разрезе ущ. р. Меджуда и в Кахети - в ущ. р. Турдо, представлены туфами, ортогуфитами и паратуфитами роговообманково-андезиновой состава (Чечелашвили, 1969; Варсимавили, 1978).

Вышеописанные вулканогены в изученных разрезах чередуются с характерными для альба карбонатными породами - пестрыми мергелями и песчанистыми известняками, что подтверждает мнение Г.С. Дзодзе-нидзе (1969) о том, что "меловой вулканизм накладывается на карбонатный литогенез мелового периода и образует известняково-вулканогенные геосинклиналильные формации".

#### В. Верхнемеловой флиш

Верхнемеловые флишевые отложения литологически многообразны; здесь представлены карбонатные, кластогенные, кремнистые и в большом количестве вулканогенно-кластические породы.

#### 1. Карбонатные породы

Карбонатные породы широко распространены в верхнемеловом флише. Они играют существенную роль в сложении карбонатных свит: Маргалитисклде, эшмакис-хеви и джорчи; в подчиненном количестве встречаются и в других свитах.

Описывая карбонатные и терригенно-карбонатные породы верхнемелового флиша, надо отметить, что многие из них совершенно идентичны породам верхнеюрско-нижнемелового карбонатного флиша. Поэтому, избегая повторений, мы здесь опишем лишь те из них, которые встречаются лишь в верхнемеловом флише и будем ссылаться на описание известняков, приведенное при характеристике пород карбонатного флиша. Наибольшим распространением пользуются органогенные известняки, представленные биоморфной, биодетритусовой и биоморфно-детритусовой разновидностями.

Биоморфные известняки розово-красные, светло-серые, зеленоватые тонко- и среднеслоистые преимущественно зернистые породы. Состоят из цельных раковин фораминифер и цементующего мелкозернистого или пелитоморфного карбоната (до 50 %). В известняках почти всегда присутствует терригенный материал в количестве 3-25 %.

Биоморфно-детритусовые и биодетритусовые известняки по составу почти одинаковые породы. В верхнемеловых известняках органика представлена в основном микрофауной фораминифер и лишь иногда содержит макрофауну мшанок, иглокожих, двустворок и водоросли. В последнем случае известняки относятся к полидетритусовым. Как биоморфные, так и биоморфно-детритусовые и биодетритусовые известняки развиты преимущественно в свитах маргалитисклде и джорчи. В свите джорчи присутствуют также и полидетритусовые известняки.

Одной из разновидностей биодетритусовых известняков являются шламмовые известняки. Это светло-серые, желтоватые, зеленоватые, белесые плотные породы с раковистым изломом. Шламмовые известняки характеризуются высокой карбонатностью (93-98 %) - незначительным содержанием нерастворимого остатка. В них хорошо развиты стилолиты - сутурные линии. Микроскопически

представлены тонкозернистой карбонатной массой с перетертым детритом и редкими цельными раковинами микрофауны.

Х е м о г е н н ы е и з в е с т н я к и представлены микро и тонкокристаллической разновидностями. Это светлые, розоватые, красноватые и зеленоватые, преимущественно тонкослоистые породы, микроскопически совершенно идентичны тонкозернистым известнякам карбонатного флиша и лишь чаще содержат раковины микрофауны.

К л а с т о г е н н ы е и з в е с т н я к и. К этому типу относятся известняковые гравелиты и известняковые песчаники. Известняковые гравелиты, в отличие от таковых карбонатного флиша, содержат в обломках преимущественно биодетритусовые и полидетритусовые известняки. В цементе также часто наблюдается микрофауна. В известняковых гравелитах и песчаниках наблюдается терригенная примесь кварца и альбита, часто присутствуют также идиоморфные кристаллики альбита и кварца. Кластические известняки пользуются широким распространением в орбитоидной свите и свите джорчи.

М е р г е л и аналогичны вышеописанным. В отличие от них в верхнемеловом флише мергели часто принимают различную окраску, преимущественно смежных известняков.

## 2. Терригенно-карбонатные породы

Породы верхнемелового флиша совершенно аналогичны таковым верхнеюрско-нижнемелового флиша.

В пределах северной части Юго-Осети (Шовско-Пасанаурская подзона) наибольшим развитием пользуются тонкозернистые и глинистые известняки. Тогда как в южной полосе (Жинвальско-Гомборская подзона) — кластические известняки, биодетритусовые известняки и терригенно-карбонатные породы.

Анализ результатов исследования общей карбонатности пород верхнемелового флиша дает возможность проследить некоторые изменения как в вертикальном разрезе, так и по простиранию. В вертикальном разрезе максимальная карбонатность наблюдается в свите эшмакисхеви ( $K_2CO_3 + st$ ). Как выше, так и ниже по разрезу, карбонатность понижается, что, по-видимому, связано с разбавляющим влиянием терригенного материала, осаждающегося в бассейне одновременно с карбонатом. Общая карбонатность пород в Шовско-Пасанаурской подзоне больше чем в Жинвальско-Гомборской, т.е. карбонатность уменьшается с севера в южном направлении. В пределах Шовско-Пасанаурской подзоны наблюдается уменьшение общей карбонатности с запада на восток.

## 3. Кластогенные породы

В нижних и верхних частях верхнемелового флиша широко развиты кластолиты, представленные псефолитами, псаммолитами и алевролитами.

В п с е ф о л и т а х различаются брекчия-конгломераты и гравелиты.

Брекчия-конгломераты преимущественно осадочного происхождения, широко распространены в Жинвальско-Гомборской подзоне верхнемелового флиша. Встречаются в виде линзообразных слоев или мощных толщ. Иногда имеют глыбовый характер (окрестности с. Джихо, Гомборского перевала, дорога Тианети-Тбилиси). Размеры отдельных обломков в глыбовых брекчия-конгломератах достигают величины нескольких кубических метров, а изредка и десятков метров. Брекчия-конгломераты и глыбовые брекчии (олигостромы) по составу полимиктовые; сложены из обломков разного состава, размера и различной окатанности. Сеноманские брекчия-конгломераты состоят из обломков биодетритусовых, псевдо-оолитовых кластических известняков преимущественно верхнеюрского облика; содержат также обломки песчаников, алевролитов, гранитоидов, кислых эффузивов и диабаз порфиритов.

В маастрихтских брекчия-конгломератах и глыбовых брекчиях кроме этого в значительных количествах содержатся продукты размыва верхнемелового флиша — все разновидности верхнемеловых известняков, аргиллитов, а иногда и силицитов. Связывающей массой являются зерна всех вышеназванных пород, измельченных до размера гравия, песчаника или алевролита. В брекчия-конгломератах присутствуют также зерна кварца, плагиоклаза, глауконита и листочки слюды. Часть глыбовых брекчий приурочивается к фронтальным частям тектонических покровов, относимых к олигостромовым образованиям.

Гравелиты пользуются значительным распространением почти во всем разрезе верхнего мела. Это темно- и светло-серые толсто- и тонкослоистые породы. В толстослоистых гравелитах часто отчетливо наблюдается нормальная гравитационная сортировка. Среди гравелитов различаются олигомиктовые и полимиктовые разновидности; последние широко распространены во всем разрезе верхнего мела. По составу среди них различаются гравелиты граувакковые и гравелиты смешанной группы.

Граувакковые гравелиты представлены седименто-кластическими, вулканогенными и миксто-граувакковыми разновидностями.

Седименто-кластические гравелиты темно-серые, светло-серые и

зеленовато-серые толсто- и тонкослоистые породы, состоят преимущественно из более или менее окатанных обломков седиментогенных пород, в небольшом количестве - известняков и вулканогенов, зерен кварца, калишпата, глауконита и листочков слюды. Цементирует перетертый кластический материал или мелкокристаллический карбонат, реже - глинисто-гидрослюдистая масса.

При увеличении количества известняков, гравелиты относятся к карбонатно-кластической разновидности. Последние наблюдаются в виде линзовидных слоев в свите маргалитсколде.

Гравелиты вулканотерригенного состава темнозеленовато-серые толсто- и тонкослоистые породы. Состоят в основном из обломков вулканогенных пород - диабазов, диабаз-порфиритов, плагиоклазовых порфиритов, стекловатой или микролитовой основной массы. Цементирует мелкозернистый карбонат или перетертый вулканокластический материал. Как цемент, так и обломки, часто сильно хлоритизированы и карбонизированы. В цементе наблюдаются скопления пирита, иногда лимонитизированного. Вулканотерригенные гравелиты встречаются в сеномане, туроне и сеноне Жинвальско-Гомборской подзоны.

Гравелиты миксто-грауваккового состава распространены почти во всех свитах верхнемелового флиша Жинвальско-Гомборской подзоны. Части в сеномане и маастрихте. Содержат обломки как седиментогенных, так и вулканогенных пород. Присутствуют зерна кварца, плагиоклаза, глауконита, иногда роговой обманки. Цемент идентичен гравелитам описанных разновидностей. В некоторых маастрихских гравелитах в большом количестве наблюдается органический детрит, а иногда обильная фауна орбитоид.

Гравелиты смешанной группы: аркозово-кварцевого и кварцево-аркозового состава светло- и реже темно-серые толсто- и чаще тонкослоистые породы. Встречаются преимущественно в сеномане и маастрихте. Состоят из различных обломков пород: зерен плагиоклаза, калишпата, кварца, пегматита, иногда глауконита и изредка гидратизированного биотита. Цементирует крупнокристаллический, иногда зернистый или пелитомофный карбонат, глинисто-серпичитовая масса, реже алевро-пелитовый материал.

Гравелиты аркозово-грауваккового состава, в отличие от вышеописанных, вместе с аркозовым материалом в значительном количестве содержат обломки седиментогенных, а также вулканогенных пород - легких и средних эффузивов.

Следует отметить, что во всех разновидностях гравелитов хорошо выражены процессы коррозии, регенерации и вторичного минералообразования.

Как видно из описаний, в псефолитах наблюдаются продукты размыва осадочного (в основном), кислого эффузивного и гранитного комплексов. В маастрихских псефолитах в значительном количестве присутствуют также продукты размыва верхнемеловых флишевых отложений.

Псаммиты представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками, которые в основном аналогичны описанным выше нижнемеловым одноименным породам, в небольшом количестве наблюдаются крупнозернистые разновидности.

В верхнемеловых песчаниках по составу различаются: олигомиктовые, полимиктовые и смешанной группы (Дзоцендзе, 1963).

Олигомиктовые песчаники представлены плагиоклазово-кварцевыми, кварцево-плагиоклазовыми и слюдисто-плагиоклазово-кварцевыми разновидностями. Они развиты преимущественно в Шовско-Пасанаурской подзоне и приурочены к нижнему сеноману, изредка к турону.

Полимиктовые песчаники представлены граувакковой группой с вулканогенно-терригенными и миксто-граувакковыми разновидностями.

Вулканотерригенные песчаники темно-серые, зеленоватые, изредка ржавого цвета крупно-разнозернистые породы. Состоят из более или менее окатанных обломков порфиритов различного состава, диабаз-порфиритов, альбитофиров, в меньшем количестве микролитовой и стекловатой основной массы; в небольшом количестве присутствуют обломки разных известняков, мергелей, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Наблюдаются зерна кварца, плагиоклаза, роговой обманки, глауконита, листочки биотита и изредка микроклина. Цементирует тонкозернистый карбонат, реже глинисто-гидрослюдистая масса; тип цементации контактовый, реже базальный. Почти всегда присутствуют конкрепиевидные скопления пирита. В песчаниках часто наблюдаются явления растворения зерен, а также их регенерация. Вулканотерригенные песчаники широко распространены в укугмартской и орбитоидной свитах Жинвальско-Гомборской подзоны.

Миксто-граувакковые песчаники темно- и светлосерые крупно, мелко- и чаще всего разнозернистые породы. Сложены обломками различных осадочных и вулканогенных пород. В большом количестве присутствуют все минералы, наблюдаемые в других видах песчаников. Цемент идентичен вышеописанным вулканотерригенным разновидностям. В цементе часто наблюдаются скопления рудных и аксессуарных минералов. В миксто-граувакковых песчаниках почти всегда присутствует глауконит, образующий небольшие скопления. Характерным для этих песчаников является смешанный характер слагающего их кластического материала.

В песчаниках смешанной группы различаются аркозово-кварцевые,

кварцево-аркозовые, аркозово-граувакковые и граувакково-плагиоклазово-кварцевые.

Аркозово-кварцевые и кварцево-аркозовые разновидности совершенно аналогичны таковым терригенного флиша. Что касается аркозово-граувакковых и граувакково-кварцевых песчаников, то в их составе кроме аркозового и кварцевого значительную роль играет также граувакковый материал, представленный измененными обломками кислых эффузивов их основной массы, гранитоидов, пегматитов, порфиритов и диабазов. Цемент песчаников в основном карбонатный вместе с гидрослюдисто-глинистой массой. Тип цементации контактный, типа выполнения пор и реже базальный.

Алевролиты распространены нешироко. Это темно-серые толсто- и реже тонкослоистые иногда рассланцованные породы, часто содержат примесь пелитового материала и переходят в пелит-алевролиты. Как алевролиты, так и пелит-алевролиты верхнемелового флиша часто полосчатые, что обусловлено большей или меньшей карбонатизацией, или окремнением смежных тонких прослоев, или чередованием пелитового и алевритового материала. По составу алевролиты большей частью олигомиктовые, представлены слюдясто-кварцево-полевошпатовыми и плагиоклазово-кварцевыми разновидностями. Все эти разновидности аналогичны одноименным песчаникам; разница сводится лишь к размерам зерен.

С целью химического исследования псаммитолитов и алевролитов нами изучены образцы песчаников и алевролитов олигомиктового состава.

Песчаники и алевролиты верхнемелового флиша характеризуются невысоким содержанием  $SiO_2$  (40-50 %), несмотря на значительное количество в них кварца. Это, по-видимому, вызвано повышенной карбонатностью песчаников и алевролитов, что, как правило, несколько занижает процентное соотношение других компонентов. Присутствие в значительном количестве  $Al_2O_3$  (7-10 %) вызвано, вероятно, обилием цементирующей глинисто-слюдястой массы. Преобладание  $Fe_2O_3$  над  $FeO$  и почти полное отсутствие серы свидетельствует об интенсивности процессов окисления. Сравнительно высокое содержание  $K_2O$  (2,32 %) в аркозовой разновидности объясняется присутствием калишпата. Повышенные количества  $Na_2O$  связывается с процессами альбитизации, наблюдаемыми в песчаниках.

Анализ результатов исследования кластолитов показал, что в тектонических подзонах, прослеживающихся в верхнемеловых отложениях ассоциации песчаников несколько различны.

Для Шовско-Пасанаурской подзоны в основном характерны две ассо-

циации песчаников: олигомиктовых и полимиктовых граувакковых песчаников. Олигомиктовые песчаники представлены плагиоклазово-кварцевой разновидностью, характеризующейся высоким содержанием кварца, кислого плагиоклаза и карбоната. Для карбонатных свит этой подзоны характерны граувакковые песчаники седименто-кластического состава с продуктами местного размыва.

Для плагиоклазово-кварцевых, а также седименто-кластических песчаников характерна ассоциация устойчивых минералов (циркон, апатит, турмалин, титановые минералы). Наличие отмеченных ассоциаций песчаников, а также устойчивых минералов указывает на то, что источником питания служила суша, сложенная преимущественно осадочным и кислым комплексами пород.

В Жинвальско-Гомборской подзоне выделяется ассоциация полимиктовых аркозовых, граувакковых и смешанной группы песчаников. В северной части Жинвальско-Гомборской подзоны ассоциация песчаников такая же, как и в Шовско-Пасанаурской. Лишь в верхней части верхнемелового флиша появляется ассоциация песчаников аркозового состава с калишпатами и продуктами размыва гранитоидов. В южной части Жинвальско-Гомборской подзоны уже нижние горизонты верхнего мела представлены ассоциацией граувакковых песчаников миксто-грауваккового состава и песчаниками смешанной группы. В верхних частях разрезов этой подзоны преобладают аркозовые песчаники, хотя в самых верхах в горизонте маастрихтских брекчий, встречаются миксто-граувакковые и вулканотерригенные разновидности. В ассоциации граувакковых и миксто-граувакковых песчаников к группе устойчивых минералов добавляется пироксен-амфиболовая ассоциация, характерная как для пород байосской порфиритовой свиты, так и альб-сеноманских вулканогенов.

Анализ фактического материала, а также исследование ассоциаций песчаников и тяжелых минералов показало, что источником питания верхнемеловых флишевых отложений, как предполагалось ранее (Геология СССР, 1964), служили в основном кислый (гранитоиды и кислые эффузивы) и осадочный комплексы, в несколько меньшей степени байосская порфиритовая свита, а временами альб-сеноманские андезит-базальты и их пирокластика.

Пелитолиты в верхнемеловом флише распространены нешироко. Представлены аргиллитами и в незначительном количестве мягкими, рыхлыми иногда пластинчатыми разбухающими глинами. Аргиллиты встречаются во всей толще верхнемелового флиша, а мягкие глины преимущественно в карбонатных свитах. Аргиллиты представлены светло- и темно-серыми, зеленоватыми, красноватыми афанитовыми породами

пелитовой, алевропелитовой и псаммо-пелитовой структуры с беспорядочно и ориентированно-чешуйчатой микроструктурой. Мягкие же глины обладают преимущественно ориентированно-чешуйчатой и волокнистой микроструктурой. В пелитолитах почти всегда присутствует алевроитовый, а иногда и псаммитовый материал в виде кварца, плагиоклаза и листочков слюды. Иногда наблюдаются идиоморфные кристаллы кварца и альбита аутигенного происхождения.

В результате химического, рентгеноструктурного, термического и оптического исследования установлено, что пелитолиты верхнемелового флиша сложены в основном диоктаэдрической гидрослюдой с не большой примесью монтмориллонита. При этом аргиллиты почти нацело сложены диоктаэдрической гидрослюдой и лишь изредка содержат незначительную примесь монтмориллонита, тогда как мягкие пластичные глины состоят в основном из монтмориллонита с примесью диоктаэдрической гидрослюды.

Результаты химических анализов пелитолитов показывают повышенное содержание  $SiO_2$  (до 75%),  $Al_2O_3$  и  $K_2O$ . Повышенное содержание  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  характерно для гидрослюдистых минералов. Увеличение же количества  $SiO_2$  должно быть связано с частичным окремнением аргиллитов. Низкое содержание  $K_2O$  в некоторых образцах свидетельствует, по-видимому, о значительном содержании помимо гидрослюды и монтмориллонита.

#### 4. Вулканокластические породы

Эти породы играют незначительную роль в отложениях верхнемелового флиша. Встречаются преимущественно в Жинвальско-Гомборской подзоне, в бас. рр. Меджуда, Ксани, Иори, на Кахетинском хребте. Приурочиваются к сеноману, альб-сеноману и редко титону (свиты укум-марты, маргалитисклде).

Выход вулканогенов в ущ. р. Меджуда впервые описан И. Д. Чечелашвили в 1969 г. Несколько позже вулканогены Кахетинского хребта, свиту сатхехеви, датированные сеноманом, описала К. Г. Чубинишвили (1971).

На основании проведенных исследований установлено, что вулканогены верхнего мела относятся к туфам и туффитам андезит-базальтового состава; в небольшом количестве присутствует материал кислых эффузивов.

#### 5. Силициты

Силициты широко распространены в ананурской свите; небольшое количество их встречается в маргалитисклдейской и джорчской свитах.

В верхнемеловом флише выделяются 3 разновидности силицитов.

1. Толстые линзовидные слои (мощностью до 4 метров) темно-серых, реже темно-коричневых, иногда совершенно черных плотных крупных кремнистых пород, приуроченных обычно к средним частям ананурской свиты.

2. Тонкие (мощность 0,06-0,01 м) слои и линзовидные прослои полупрозрачных темно- и светло-серых, иногда голубоватых или розоватых, часто полосчатых силицитов, встречающихся в нижних и верхних горизонтах ананурской, в маргалитисклдейской и джорчской свитах.

3. Небольшие розовато-голубоватые, голубовато-серые, иногда молочно-белые неправильной формы конкрециевидные стяжения или линзочки кремния, приуроченные к карбонатным алевролитам или известнякам ананурской, маргалитисклдейской, джорчской или орбитойдной свиты.

В первой и второй разновидностях микроскопически почти всегда хорошо видны скелеты радиолярий и спикулы губок. Нами были встречены цельные скелеты радиолярий с хорошо сохранившимися лучами и ячеистой поверхностью. Сферы радиолярий часто выполняет крипто-кристаллическая кремнистая масса или агрегатный кварц. На основании литологических исследований (химические анализы, ИКС, термические анализы и др.) установлено, что кремнистые породы первой разновидности относятся к фланитам, второй разновидности - к глинисто-кремнистым и карбонатно-кремнистым породам. Третья же разновидность (конкрециевидные стяжения) - несколько иного характера: кварцево-хальцедонового состава и образованы, по-видимому, в процессе диагенеза осадка (Чечелашвили, 1972).

В генетическом отношении силициты верхнемелового флиша относятся к вулканогенно-осадочному типу. Осаждение кремнезема происходило путем единого биохемогенного и хемогенного процессов.

#### Основные ассоциации тяжелых минералов

На основании минералогического анализа установлено, что терригенные ассоциации верхнеюрско-мелового флиша представлены в основном ассоциацией устойчивых минералов, в меньшей степени - слюдой и силиманитом; в верхнемеловом флише встречаются пироксен-амфиболы.

В верхнеюрско-нижнемеловом карбонатном флише выделены следующие ассоциации:

I. Циркон-апатит (дернит)-турмалиновая;



- II Циркон-турмалиновая;
- III Циркон-рутил-анатазовая.
- В терригенном флише:
  - I. Циркон-апатит (дернит)-анатазовая;
  - II. Циркон-апатитовая;
  - III. Циркон-апатит-турмалин-гранатовая;
- IV. Циркон-силлиманитовая;
- V. Циркон-апатит-турмалин-силлиманитовая.
- В верхнемеловом флише:
  - I. Циркон-апатитовая;
  - II. Циркон-апатит-гранат-рутиловая;
  - III. Пироксен-роговообманковая.

Все вышеперечисленные минеральные ассоциации более или менее сходны, поэтому можно заключить, что основным источником питания верхнеюрско-меловых отложений служил кристаллический (гранитоидный) субстрат и осадочный песчано-сланцевый комплекс. Исключение составляет силлиманитовая ассоциация, представленная во всем разрезе восточной части терригенного флиша и пироксен-роговообманковая ассоциация в нижней части верхнемелового флиша.

Силлиманитовая ассоциация указывает на участие в питаемом субстрате метаморфических пород, а пироксен-роговообманковая ассоциация - на участие вулканогенных образований. Это согласуется с данными выделенных нами ассоциаций песчаников, что дало возможность наметить 3 основных источника питания: кислый субстрат гранитоидного состава с небольшим участием метаморфических пород, осадочный комплекс песчано-сланцевого состава и комплекс вулканогенных пород среднего состава (для нижних частей карбонатной свиты и верхнемелового флиша).

#### Вторичные образования

Аутигенные минералы наблюдаются во всей толще верхнеюрско-мелового флиша. Представлены в основном кварцем, кальцитом, альбитом, пиритом, титановыми минералами и слюдой. В терригенном и верхнемеловом флише аутигенная минерализация несколько интенсивнее, чем в карбонатной свите, что объясняется некоторой однообразностью пород в последней. (Чечелашвили, 1964, 1967; Варсимашвили, 1972; Чечелашвили и др., 1978).

Наиболее активно процесс аутигенной минерализации протекает в

средне- и крупнозернистых песчаниках, где наблюдаются: внутрислойное растворение, коррозия и одновременные процессы регенерации и обрастания. Кварц и альбит, разрастаясь, играют роль цемента песчаников. Иногда эти процессы достигают большого развития и видны окварцованные и альбитизированные участки породы.

В исследованных отложениях выделен стадийно-генетический ряд минералов: пирит I генерации, кальцит I генерации, альбит I генерации, кварц I генерации, кальцит II генерации, альбит II генерации, пирит II генерации.

Основными факторами постседиментационных преобразований исследованной осадочной толщи являются неустойчивые термодинамические условия, продолжительность постдиагенетического периода и тектоническая обстановка региона.

#### Литофациальное сопоставление

Верхнеюрско-меловые флишевые отложения Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии), как отмечалось, подразделены на литостратиграфические единицы (Чечелашвили и др., 1966; Варсимашвили, 1972; Варсимашвили и др., 1978). На основании изучения изменчивости их фациальных особенностей в разрезе и в латеральном направлении нами составлены литофациальные схемы периодов отложения отдельных свит.

Ниже приводится характеристика выделенных стратиграфических единиц последовательно в карбонатном, терригенном и верхнемеловом флише снизу вверх.

#### A. Карбонатный флиш

Подсвета темных известняков ( $I_3c1 - ox$ ) (Верхняя Рача). В восточном направлении карбонатность пород уменьшается и в бас.р. Арагви подсвета представлена чередованием аргиллитов и песчаников; еще восточнее - в Кахети снова представлена темными известняками. Мощность подсветы с востока на запад уменьшается и колеблется от 80 до 200 м.

В южном крыле флишевого синклиория (ущ.р. Лухунисцкали) подсвета представлена чередованием песчаников, мергелей, песчаных известняков с прослоями мелкообломочных известняковых брекчия-конгломератов. Фиксируются также выходы линзовидных слоев брекчия-конгломератов несколько западнее, в бассейнах рр. Сакаура и Будзгорисцкали, а также в Верхней Сванети (ущ.р. Маншура). Выходы этих пород линзооб-

разной формы с максимальной мощностью 10–15 м и по простиранию быстро выклиниваются, замещаясь песчаниками и песчанистыми известняками; так как грубообломочные образования приурочены к самым нижним горизонтам карбонатного флиша, их следует отнести к отдельным отголоскам батской орофазы.

Подсвета темных аргиллитов и мергелей с прослоями песчаных известняков ( $I_3 c1$ ). Мощность подсветы меняется от 130 до 250 метров с увеличением в восточном направлении. В южном крыле синклинали подсвета представлена чередованием серых тонкозернистых известняков с прослоями органогенно-детритусовых разновидностей, в которых наблюдаются линзы зернистых известняков, содержащих фауну кораллов оxford-титонского возраста (рис.2).

Подсвета кластических известняков ( $I_3 km$ ). Максимальная мощность ее почти 500 м (Верхняя Рача), в восточном направлении уменьшается до 250, а в западном – до 150 м. Кластические известняки – монопетрокластические псефолиты, образование которых связывается с кордильерой, созданной андийской орофазой в геосинклинали Южного склона, подвергшейся размыву в кимеридже. В Сванети подсвета переходит в песчаные и алевроитовые известняки.

В районе перевала Вацис-Цвери непосредственно за среднеюрскими песчано-сланцевыми отложениями следует чередование органогенно-кластических и глинистых известняков с пачками темных сланцеватых аргиллитов; по-видимому, три нижние подсветы карбонатного флиша, сокращаясь в мощности, объединяются в одну.

Подсвета толстослоистых темных известняков ( $I_3^t$ ), в которых изредка наблюдаются прослойки кластических известняков. В Верхней Раче подсвета фациально замещается кластическими разновидностями. Мощность подсветы почти 300 м (рис.3).

Подсвета темных мергелей и рассланцованных известняков ( $K_1 v_1$ ) мощность 250–300 м. Западнее, в районе Вацисцверского перевала эта подсвета объединяется с подстилающей подсветой "темных известняков", образуя одну, представленную чередованием глинистых и песчаных известняков со сланцеватыми аргиллитами и алевролитами. Мощность этой объединенной подсветы 300–400 м.

Подсвета серых известняков и мергелей ( $K_1 v_2$ ). Мощность 150–200 м.

В Верхней Раче последние две подсветы – "темных мергелей и рассланцованных известняков" и "серых известняков и мергелей" связаны друг с другом совершенно постепенными переходами и объединены в подсвету "темных мергелей и рассланцованных известняков", мощность 400 м (рис.4).

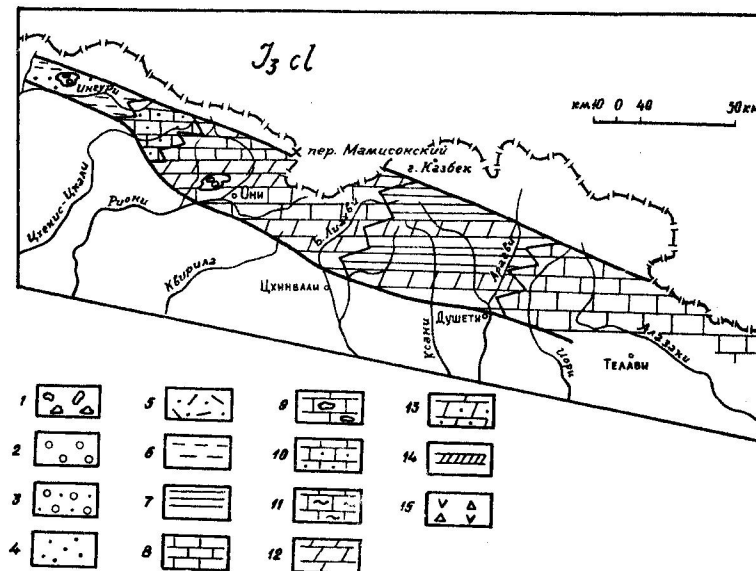


Рис.2 — 16. Литофациальные схемы верхнепалео-миоценовых отложений Южного склона Большого Кавказа.

I – брекчия-конгломераты, 2 – гравелиты, 3 – аркозово-кварцевые песчаники, 4 – кварцевые песчаники, 5 – слоистые плагиоклазово-кварцевые песчаники, 6 – алевролиты, 7 – аргиллиты, 8 – известняки, 9 – кластические известняки, 10 – песчанистые известняки, 11 – глинистые известняки, 12 – мергели, 13 – песчанистые мергели, 14 – силлиты, 15 – вулканогены.

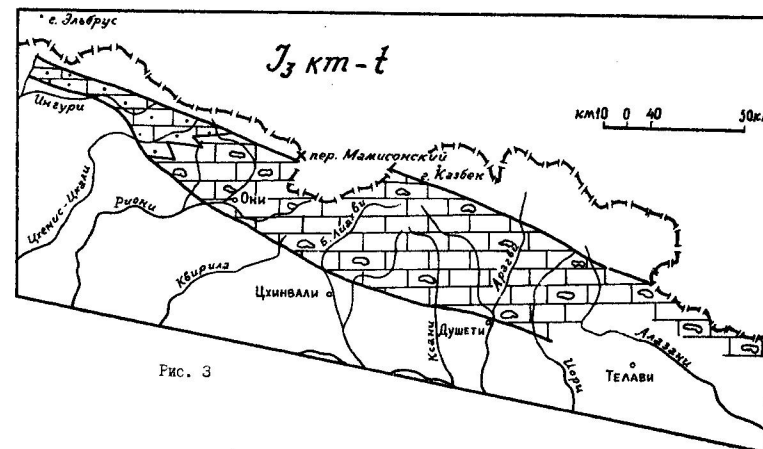


Рис. 3

Переходная свита ( $K_1 h_1$ ) на подсвиту не расчленяется и представлена чередованием характерных пород карбонатной и терригенной свит с постепенным уменьшением кверху карбонатности. Мощность 100-250 м с уменьшением в восточном направлении (рис.5).

Переходная свита совершенно постепенно сменяется нижнемеловым терригенным флишем, крайний западный выход которого наблюдается в районе Вацисцверского перевала и продолжается почти непрерывной полосой в восточном направлении до бассейна р.Алазани включительно.

Замещение карбонатных отложений терригенными осадками с верхнего готерива (терригенный флиш) объясняется колебательными движениями, связанными с индийской орофазой, вследствие чего в бассейне осадконакопления поступление обломочного материала значительно возрастает и начинается терригенная седиментация.

### Б. Терригенный флиш

Свита геске (по И.Кузнецову, 1931) в бас.р.Риони и пасанаурская свита (по Ренгартену, 1932) в Юго-Осети и Кахети по литологическим признакам подразделяется на нижне-, средне- и верхнепасанаурскую подсвиты (Варсимашвили, 1976).

Нижнепасанаурская - подсвита аргиллитов и плагноклазово-кварцевых песчаников ( $K_1 h_2$ ), мощность которой колеблется от 100 до 300 м с уменьшением к востоку. В Верхней Раче - в ущ.р.Геске-Чхочури и в Юго-Осети - в ущ.р.Козы-дон подсвита представлена чередованием аргиллитов и плагноклазово-кварцевых алевролитов (рис.6).

Среднепасанаурская - подсвита толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников с тонкими прослойками аргиллитов ( $K_1 b_1$ ). Мощность подсвиты 90-250 м с уменьшением к востоку. Надо отметить, что в бассейнах рр.Иори и Алазани общая мощность подсвиты уменьшается, но мощность отдельных слоев песчаников возрастает до 8-10 м (рис.7).

Верхнепасанаурская - подсвита аргиллитов и тонкослоистых аркозово-кварцевых песчаников ( $K_1 b_2$ ), мощность которой колеблется от 80 до 130 м, с уменьшением также на восток (рис.8).

Тетраевская свита ( $K_1 ar$ ) (Варсимашвили, 1976), развитая в основном в Юго-Осети и Кахети, представленная чередованием черных и серых аргиллитов и слюдистых плагноклазово-кварцевых песчаников. Мощность 220-250 м (рис.9).

Павлеурская свита ( $K_1 al$ ) (Варсимашвили, 1976), представленная чередованием пестрых аргиллитов, серых мергелей и сравнительно реже разных известняков, мощность 250-300 м (рис.10).

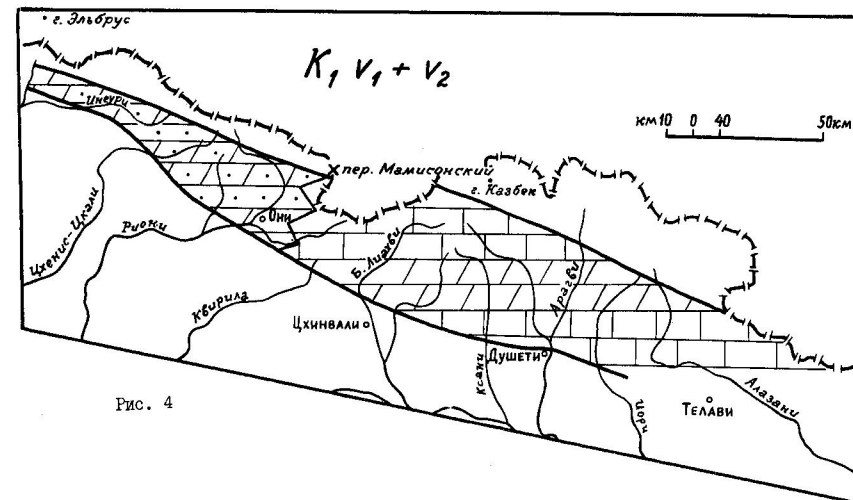


Рис. 4

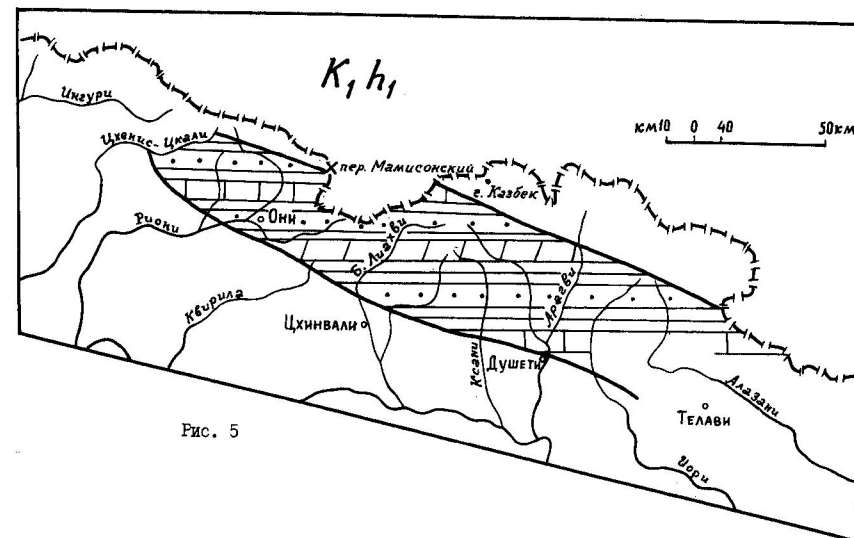


Рис. 5

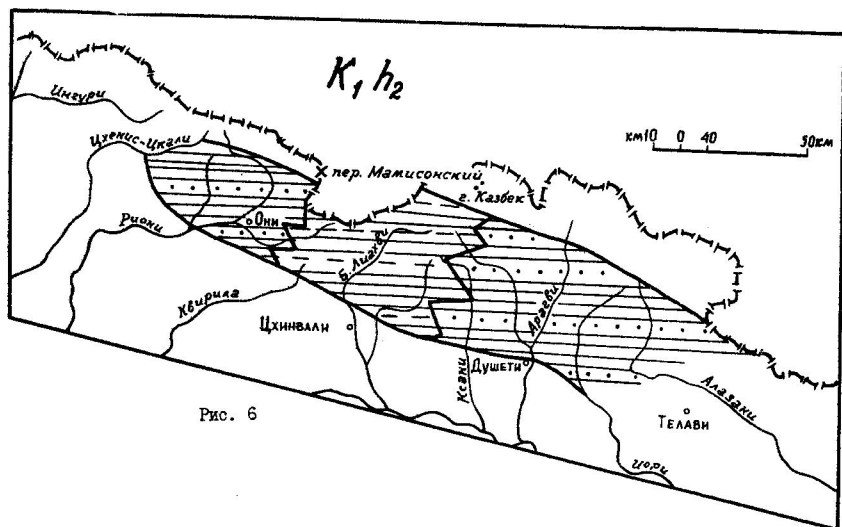


Рис. 6

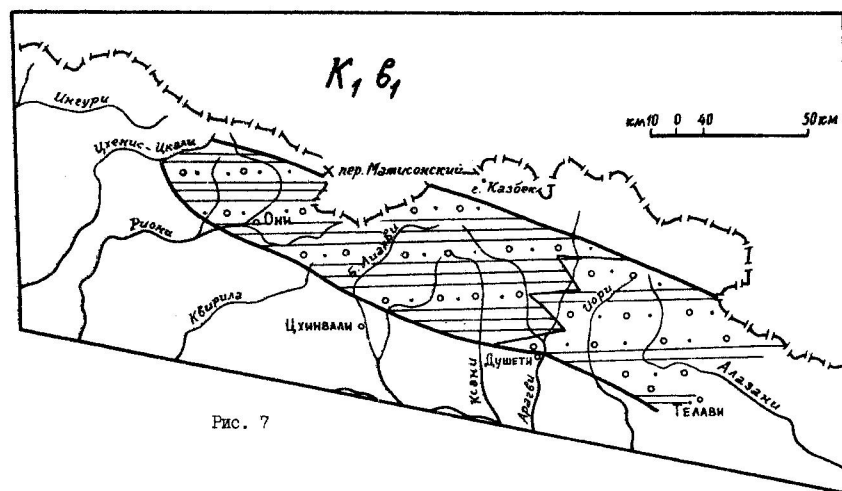


Рис. 7

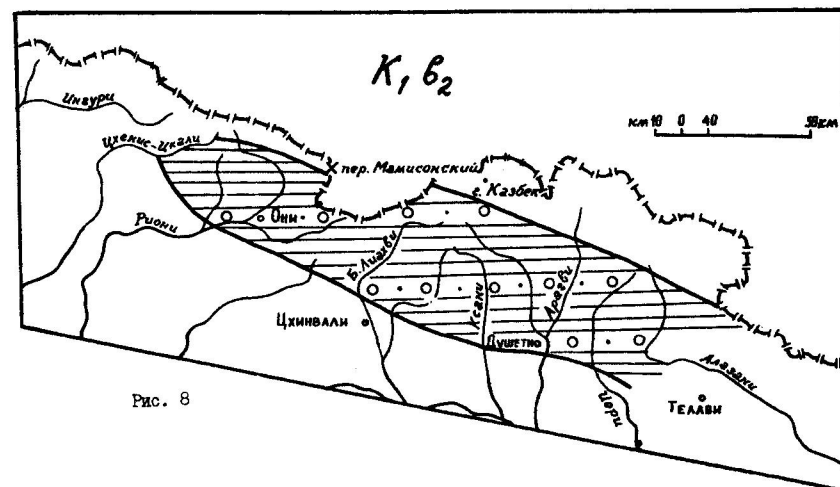


Рис. 8

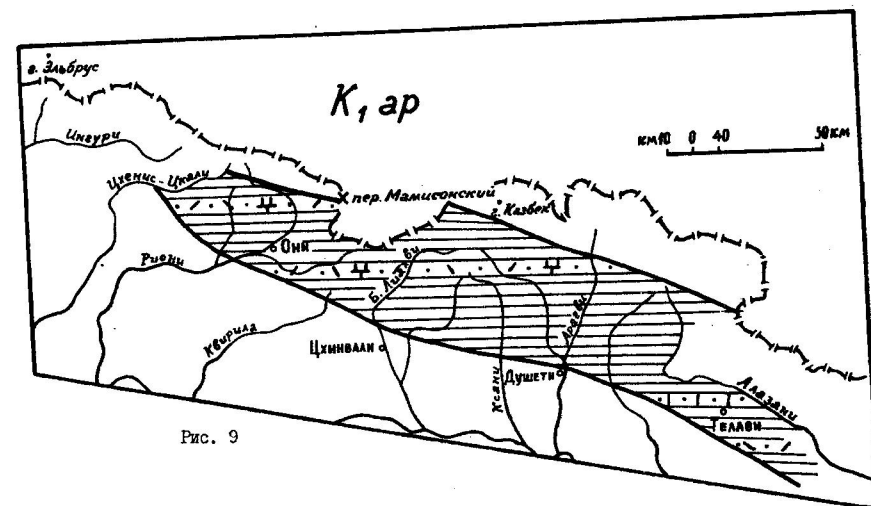


Рис. 9

## В. Верхнемеловой флиш

В верхнемеловом периоде повышенная тектоническая активность вызвала некоторые изменения в осадконакоплении: за терригенным флишем выше следует свита полимиктовых песчаников ( $K_2st_1$ ), в восточной части преобладают глауконитсодержащие породы, тогда как в западной части - в Осети - такие породы не встречены. При этом в западной части исследованной территории (бас.р.Джеджора) отложения этой свиты тонкозернистые - преобладают алевролиты и аргиллиты; в средней части (ущ.р.Арагви) появляются песчаники, играющие существенную роль. В крайне восточной же части (Кахети - разрез Сакоцбано) отложения снова состоят из мелкозернистых, мощность 10-60 м.

В южной полосе распространения верхнемелового флиша (Жинвальско-Гомборская подзона) в крупнообломочных отложениях укугмартской свиты в западной части преобладает аркозовый, а в восточной - граувакковый материал с примесью глауконита. Здесь же, в ущ.рр.М.Диахви, Меджуда, Лехура, Ксани, а также в Кахети наблюдаются выходы вулканогенов (рис.11).

Ананурская свита ( $K_2sm_2 + t_1$ ) в западной части северной полосы (Шовско-Пасанаурской подзоны) почти не содержит слоев силицитов и лишь в ущ.р.Кешельтадон и восточнее - в бассейнах рр.Арагви, Иори, Илто - наблюдаются тонкие прослои и линзовидные слои силицитов - фтанитов. Максимальная мощность ананурской свиты фиксируется в средней части южной полосы (Жинвальско-Гомборская подзона), достигая 75 м (рис.12).

Маргалитискладейская свита ( $K_2t_2$ ). В северной полосе - в Шовско-Пасанаурской подзоне - наблюдается примесь глинистого материала. В Жинвальско-Гомборской же крупность зерен кластического материала увеличивается, достигая гравийного размера. Карбонатность известняков увеличивается в разрезе снизу вверх от 60 до 80%. Мощность свиты уменьшается с запада на восток от 30 м в бас.р.Джеджора до 3 м в бас.р.Арагви, затем снова возрастает в восточном направлении до 12 м (бас.р.Алазани). Возможно, здесь играет роль фациальное замещение свиты красных известняков следующей свитой - литографских известняков, а также местами размыв ее трансгрессивной орбитонидной свитой (рис.13).

Свита литографских известняков ( $K_2con + st$ ), как уже отмечалось, представлена одинаково в Жинвальско-Гомборской и Шовско-Пасанаурской подзонах. Средняя карбонатность свиты примерно - 85%. Это максимальная карбонатность во всей верхнемеловой карбонатной толще. Мощность свиты в северной полосе - в Шовско-Пасанаурской

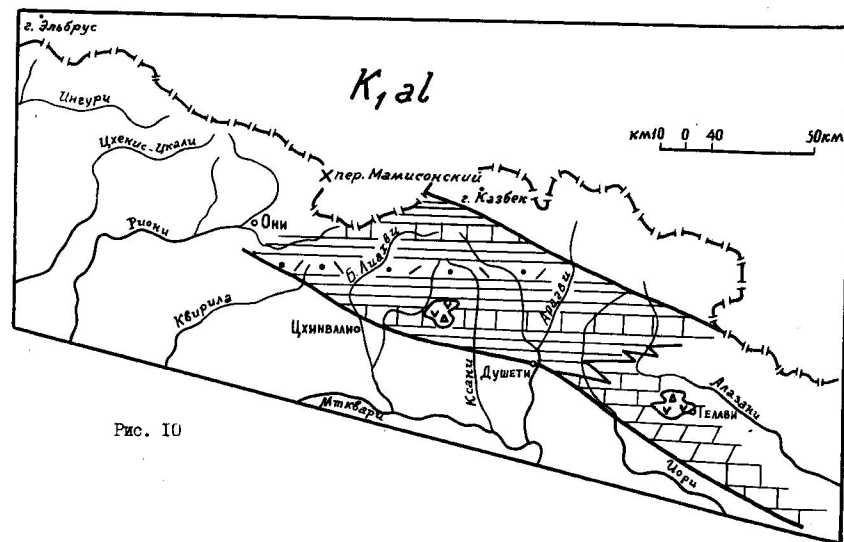


Рис. 10

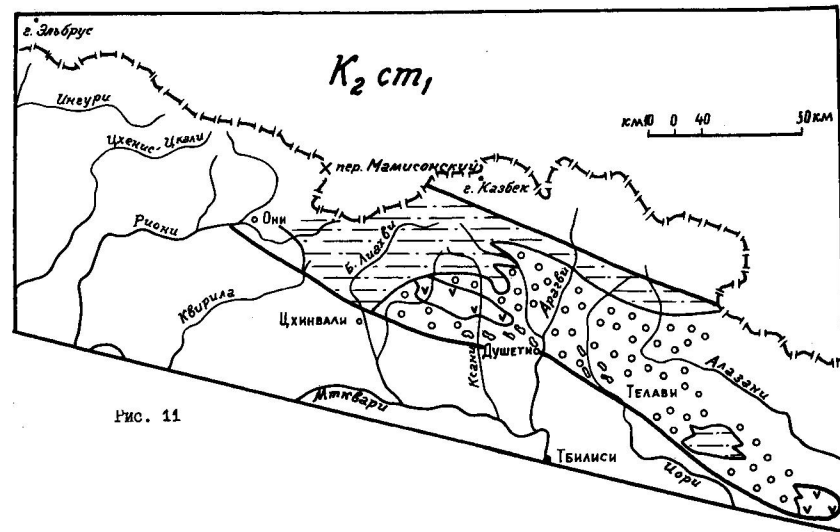


Рис. 11

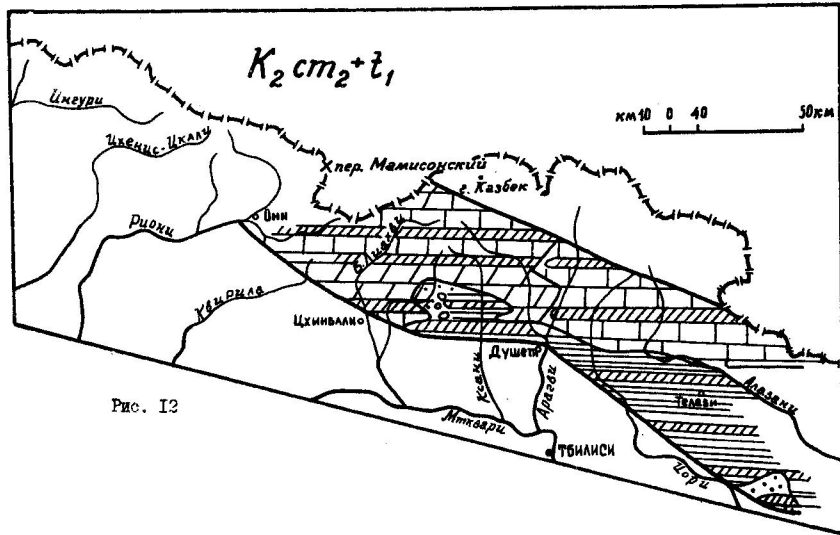


Рис. 12

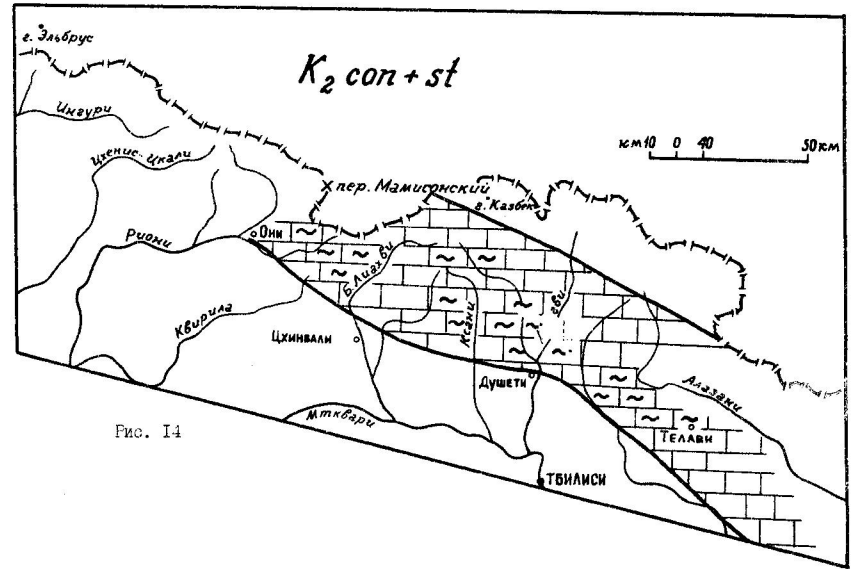


Рис. 14

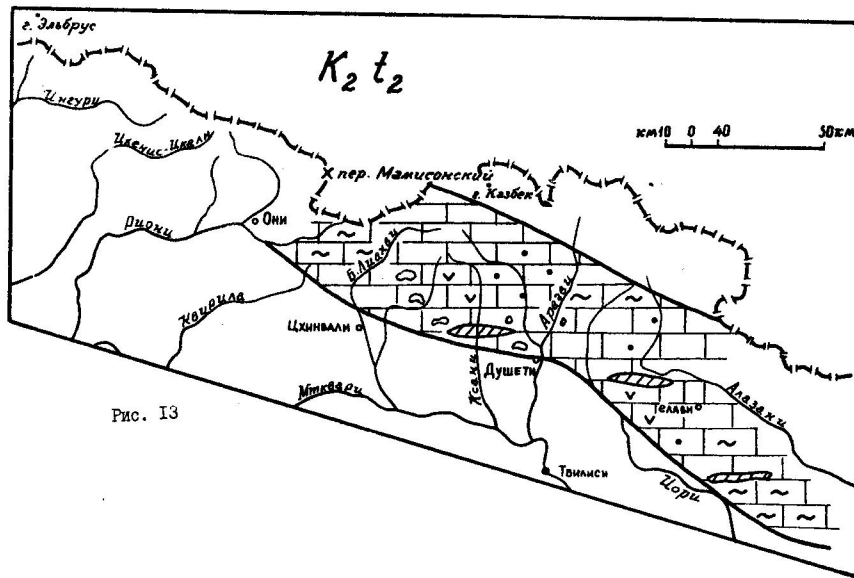


Рис. 13

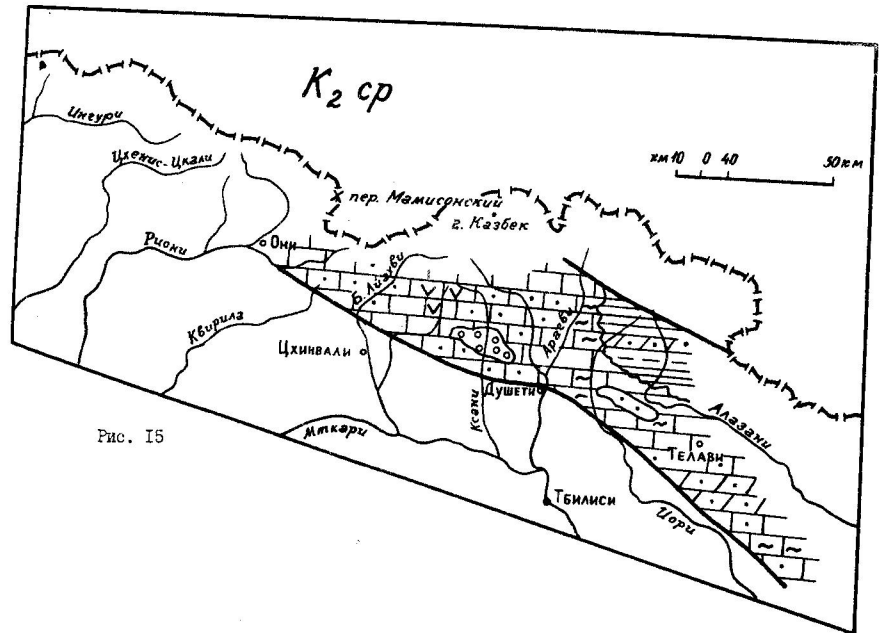


Рис. 15

подзоне - увеличивается с запада на восток от 30 до 180 м, максимальная в ущ.р.Ильто - 200 м, в южной же полосе (Жинвальско-Гомборской подзоне) - не превышает 40 м (рис.14).

Цитлианская или джорчская свита ( $K_{2sr}$ ), мощность меняется в больших пределах; в латеральном направлении по составу почти не меняется (рис.15).

Орбитоидная свита ( $K_{2mst}$ ) отсутствует в северной полосе - в Шовско-Пасанаурской тектонической подзоне; в южной (Жинвальско-Гомборской) же мощность ее колеблется от 0 до 400 м. Меняется и градулометрический состав от брекчий-конгломератов до алевролитов (рис.16).

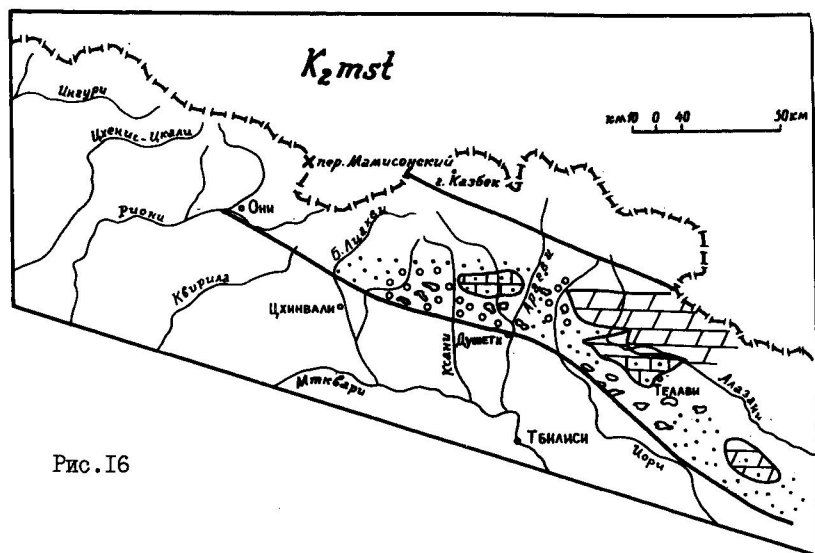


Рис.16

#### 0 типах флиша

Исследованные флишевые отложения характеризуются ритмичностью флишевого типа. По соотношению элементов ритма и их мощностей в карбонатной свите выделяются следующие типы карбонатного флиша, характерные для отдельных подовит: 1) грубый, 2) аргиллитово-песчаниковый, 3) известняковый, 4) мергельный.

Переходящая же свита представлена аргиллитово-песчаниковым типом флиша.

Вышеупомянутая нижнемеловая терригенная толща по составу слагающих пород, характеру и мощности элементов ритма относится к терри-

генному флишу. В ней выделены (Варсимашвили, 1969, 1978) 4 типа терригенного флиша: 1) нормальный или песчанико-аргиллитовый, 2) песчаниковый, 3) аргиллитовый, 4) мергельно-аргиллитовый.

В верхнемеловом флише выделяются также 4 типа: 1) грубый, характерный для орбитоидной свиты и в несколько меньшей мере для горизонта полимиктовых песчаников, 2) алевроитовый, представленный типично в ананурской свите, 3) известняковый, характерный для карбонатных и терригенно-карбонатных свит (Маргалис-кде и Эрмакисхеви, частично для свиты джорчи), 4) известняково-мергельный, также характерный для карбонатных свит.

Все названные типы флиша выдержанно прослеживаются по простри - рания и изменяются в вертикальном разрезе, отображая весь цикл осадкообразования верхнеюрско-мелового флиша. Во всех типах флиша исследованных отложений, особенно в терригенном комплексе, наблюдаются различные виды флишевых текстур: косая слоистость, мелкая складчатость, подводнооползневые структуры, гиероглифы; среди последних различаются: механоглифы (следы размыва, следы волочения, внедрения в подстилающий осадок), биогилифы (ходы илоедов, фукоиды), а также гиероглифы - проблематики. Все эти флишевые текстуры приурочены к нижним поверхностям слоев и связаны с первыми и вторыми элементами ритмов.

#### Некоторые вопросы генезиса верхнеюрско-мелового флиша

О происхождении флиша и флишевой ритмичности существуют две наиболее распространенные гипотезы.

Согласно первой ритмичность возникает в связи с перемещением береговой линии и изменением глубины моря; в период, предшествующий инверсии геотектонического режима осцилляции земной коры, имеют повышенные частоты импульсивности (Вассоевич, 1948). В соответствии с этим, вместо крупных циклов, возникающих при обычных трансгрессиях, образуется свойственная флишу мелкая ритмичность..

Вторая гипотеза предполагает периодическое взмучивание осадка вследствие землетрясений, моретрясений, а затем его перенос в виде оползней или мутьевых потоков в более глубоководные участки бассейна, где образуются слои с градационной слоистостью; в то же время, в периоды затишья между отложениями мутьевых потоков, отлагаются тонкие илы.

Каждая из указанных гипотез имеет свои достоинства и недостатки. Осцилляционная гипотеза не касается механизма фракционирования зернистых осадков и ограничивает область образования флиша отно-

нительно небольшими глубинами (200 м).

Гипотеза "взмучивания", не ограничивая глубины бассейна и хорошо объясняя фракционирование зернистых осадков и некоторые другие особенности флиша, убедительно обосновывает большие постоянства флишевого набора пород вдоль трога, а также образование циклов в грубом флише и т.д.

В настоящее время ряд геологов считает, что проблемы батиметрии флиша не существует и флиш может отлагаться как в прибрежных участках бассейна, так и на значительных глубинах (Обуэн, 1967).

В флишевом бассейне седиментация происходила в определенной зоне водоёма, где одновременно накапливались и другие типы осадков; плохая обнаженность затрудняет выделение береговой полосы в период отложения верхнеюрско-нижнемелового флиша.

В вопросе генезиса флиша наиболее вероятно, что флишевое осадкообразование в верхнеюрско-меловой период происходило в основном из мутьевых потоков, возникающих вследствие гравитации, частично в результате колебания уровня моря и береговой полосы и контролировалось тектоническим фактором.

Изученный верхнеюрско-меловой флиш представлен как сравнительно глубоководными, так и более мелководными отложениями. Верхнеюрско-нижнемеловой карбонатный флиш, по структурно-текстурным особенностям основных типов пород, относится к отложениям сравнительно глубоководного бассейна с карбонатной седиментацией, активный тектонический режим которого часто вызывал образование мутьевых потоков. Мутьевые потоки карбонатного осадка, подчиняясь законам гравитационной сортировки, образуют в нижних частях зернистые (а иногда кластические) известняки с градационной слоистостью; в периоды за-тишья же отлагаются тонкозернистые и шламмовые известняки и мергели.

Отложения терригенного флиша, по характерным структурно-текстурным признакам основных типов пород, относятся к более мелководным осадкам, где осадконакопление обусловлено периодическим взмучиванием и выпадением осадка; в образованных здесь песчаниках характерно выражена градационная слоистость. В спокойные периоды происходит образование тонкослоистых аргиллитов и мергелей.

В нижнемеловой период проявляется повышенная тектоническая активность, вызвавшая большую пестроту осадочных образований (кластолиты, карбонаты, силициты, вулканогены), а также разнообразный градулометрический спектр обломочных пород. Верхнемеловой флиш южной полосы (Жинвальско-Гомборская подзона) начинается грубообломочными кластолитами, выше переходящими в мелкозернистые, карбонатные и местами кремнистые породы. Верхнемеловые отложения здесь заканчиваются

грубообломочной орбитальной свитой, тогда как в северной (Шовско-Пасанаурской) подзоне в течение верхнемелового периода продолжается флишевая седиментация с образованием мелкоритмичного флишевого набора пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Биссел Г.Д., Чилингер Д.В. Карбонатные породы, т. I, М., Мир, 1970.
- Варсимашвили Э.В. К литологии нижнемеловых отложений верхневосточной Грузии. Сообщ. АН ГССР, 1964, т. 35, № I.
- Варсимашвили Э.В. Пелитолиты нижнемеловых терригенных флишевых отложений бассейна р. Риони. Сообщ. АН ГССР, 1967, т. 40, № I.
- Варсимашвили Э.В. О флишевых типах нижнемеловых терригенных флишевых отложений бассейна р. Риони. Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 56, № 2.
- Варсимашвили Э.В. О расчленении нижнемеловых терригенных флишевых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1972, т. 67, № 2.
- Варсимашвили Э.В. Постседиментационные преобразования в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях Юго-Осетии и Рачи. Сообщ. АН ГССР, 1972, т. 68, № 2.
- Варсимашвили Э.В. Минеральные ассоциации в нижнемеловых терригенных флишевых отложениях Южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 70, № I.
- Варсимашвили Э.В. Литологическое расчленение нижнемеловых отложений междуречья Арагви-Алазани. Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 84, № I.
- Варсимашвили Э.В. Некоторые вопросы литологии нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа (междуречья Арагви-Алазани). Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 90, № 2.
- Варсимашвили Э.В. Мшанковый горизонт в нижнемеловом терригенном флише Южного склона Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 91, № I.
- Варсимашвили Э.В. О типах нижнемелового флиша Южного склона Большого Кавказа (междуречья Арагви-Алазани). Сообщ. АН ГССР, 1978, т. 91, № 2.



Варсимашвили Э.В., Сибашвили Г.Ш. Литологическое расчленение верхнеюрско-нижнемеловых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны в пределах Юго-Осетии. Тр. ЦПИ, 1978, № 1 (202).

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.-Л., 1952.

Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, 1966, № 3.

Гамкредидзе П.Д., Гамкредидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тр.Геол.ин-та АН ГССР, новая сер., 1977, вып.57.

Геология СССР, т.Х, 1964.

Дзоценидзе Г.С. К вопросу классификации песчаников. Изв.Геол.об-ва Грузии, 1963, т.Ш, вып.1.

Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., Недра, 1965.

Копалейшвили А.Д. Материалы к литологии флишевых отложений Верхней Рачи. Сообщ.АН ГССР, 1965, 38, № 3.

Кузнецов И.Г. Геологическое строение района курорта "Шамшви" (бас.р.Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. ВГРО, 1931, вып.151.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., Мир, 1967.

Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр.ВГРО, 1932, вып.148.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л., Госгеолтехиздат, 1958.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Чечелашвили И.Д., Копалейшвили А.Д. О грубообломочных породах в карбонатном флише Рача-Сванети. Сообщ.АН ГССР, 1964, т.36, № 3.

Чечелашвили И.Д., Копалейшвили А.Д., Варсимашвили Э.В. К вопросу расчленения флишевых отложений Верхней Рачи. Сообщ.АН ГССР, 1966, т.41, № 3.

Чечелашвили И.Д. О некоторых явлениях эпигенеза в карбонатном флише Рачи и Сванети. Сообщ.АН ГССР, 1967, т.48, № 2.

Чечелашвили И.Д. О меловых вулканогенах ущ.р.Меджуда. Сообщ. АН ГССР, 1969, т.56, № 1.

Чечелашвили И.Д. О силицитах верхнемелового флиша междуручья Лиахви-Арагви. Сообщ.АН ГССР, 1972, т.67, № 3.

Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э.В., Сибашвили Г.Ш. Постседиментационные преобразования в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Юго-Осетии. Тр.Геол.ин-та АН ГССР, 1978, № 1 (202).

Чубинишвили К.Г. Литолого-фациальные особенности свиты сатхеви (сеноман) Кахетинского хребта. Тр.ВНИГНИ, 1971, вып.СХУ.

Г.С.Кикодзе

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА  
БОЛЬШОГО КАВКАЗА (бас. рр. Мзымта, Псоу, Бзыбь)

Дается краткая геологическая характеристика территории развития позднеюрских образований. Приводятся результаты детального литологического изучения терригенных и карбонатных пород, на основании чего делается попытка восстановления истории геологического развития региона в поздней юре.

Отложения поздней юры широко развиты в западной части Южного склона Большого Кавказа - в бассейнах рр. Мзымта, Псоу, Бзыбь. Разрез этих отложений сложен двумя, четко отличающимися друг от друга в литологическом отношении толщами - терригенной и карбонатной. Фациальная пестрота пород верхней юры полностью обусловлена своеобразием тектонического плана развития региона - территория входит в пределы Абхазской известняковой подзоны и частично северной подзоны порфиритовой юры Гагрско-Джавской зоны геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (П.Гамкрелидзе, 1966).

Терригенные отложения, слагающие нижнюю, наименьшую по мощности часть разреза верхнеюрских образований, в фациально-литологическом отношении почти однотипны по всей площади распространения и представляют собой в основном продукт размыва пород порфиритовой свиты байоса. Прослеживаясь почти непрерывно от ущ. р. Мзымта в долину р. Бзыбь, терригенные отложения слагают крылья крупной антиклинали Ахцу-Капирха и более мелких структур, расположенных севернее. В строении толщи принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, распределение которых как по вертикали, так и латерали, дает хороший материал для палеогеографических построений.

В ущ. р. Псоу в терригенную толщу внедрены одна мощная пластовая интрузия и несколько мелких пластовых тел габбро-диабазового состава, наличие которых впервые было отмечено В. Курочкиным (1940). Тела совершенно согласно залегают среди вмещающих пород, которые в зонах контакта ороговикованы. Габбро-диабазы - массивные породы субщелочного состава, которые в результате воздействия постмагма-

тических растворов подверглись интенсивной альбитизации и хлоритизации (Дудаури, Кикодзе, 1970).

В отличие от терригенных отложений, карбонатные породы региона характеризуются четкой фациальной зональностью (Курочкин, 1940); зоны субширотного простирания вполне постепенно сменяются по латерали и представлены с севера на юг: субфлишевыми, переходными и субплатформенными (рифовыми) фациями (Вопросы ..., 1972).

В количественном отношении карбонатные породы полностью преобладают над терригенными, достигая наибольшей мощности (до 1000 м) в зоне рифовых фаций и 700-750 м - в зоне переходных фаций. К сожалению, полная мощность карбонатных пород в субфлишевой зоне не поддается определению, ввиду неполноты разрезов и сложности их корреляции из-за отсутствия фаунистического материала.

В зоне субфлишевых фаций карбонатные породы в основном представлены известняками и мергелями; для них характерно обогащение терригенным компонентом. Южнее, в зоне переходных фаций, наряду с известняками (органогенные, хемогенные) и мергелями, значительное место занимают доломиты и доломитовые известняки, которые связаны постепенным переходом с вмещающими породами. Особо характерным явлением для зоны переходных фаций можно считать интенсивное окремнение карбонатных пород почти по всей мощности, с образованием на двух уровнях горизонтов с линзами и стяжениями кремния (Кикодзе, 1972). Зона субплатформенных фаций представлена мощными рифовыми постройками, которые слагают северное крыло Ахцу-Капирхской антиклинали. Этот известняковый массив тянется субширотной полосой от ущ. р. Мзымта на восток в долину р. Бзыбь и представлен в основном известняками, реже доломитами; ему присущи все характерные для барьерных рифов морфологические и структурно-текстурные особенности. Это единственный комплекс в регионе, в котором на основании коралловой фауны Н.С. Бендукидзе (1959) выделила верхнеоксфордский (лузитанский), кимериджский и титонский ярусы.

В бас. р. Бзыбь, в зоне субплатформенных и частично переходных фаций широко развиты битуминозные известняки (факт сам по себе весьма значительный и заслуживает дальнейшего специального изучения). В пригребневой части Бзыбского хребта в пределах полосы переходных фаций к верхнеюрским измененным доломитам пространственно приурочено Дзыпра-Брдзишхинское свинцово-цинковое месторождение.

Характеристика основных типов пород

Терригенные породы

Среди верхнеюрских отложений изученного региона выделяются

все структурные разновидности - от псефолитов до пелолитов включительно.

**П с е ф о л и т ы** - конгломераты и гравелиты. Размер обломков в породах меняется от 1-2 мм до 15-20 см, в некоторых случаях достигает 40 см в поперечнике; цементом служит кристаллический кальцит, глинисто-хлоритовое или лимонитизированное вещество.

Галька представлена плагиоклазовыми, авгит-лабрадоровыми, роговообманково-плагиоклазовыми и биотитовыми порфиритами, реже граувакковыми песчаниками и известняками. Встречаются также сильно измененные породы с реликтами порфирированной структуры.

Порфириты характеризуются порфирированной структурой с гиалопелитовой, трахитовой и интерсертальной структурой основной массы. Большинство фенокристаллов относится к плагиоклазам лабрадорового ряда ( $N_{\text{g}}$  55-67), реже встречаются андезин ( $N_{\text{a}}$  37) и олигоклаз-альбит ( $N_{\text{a}}$  8). Почти все кристаллы пелитизированы и карбонатизированы. Пироксен-авгит ( $+2v = 52-58^{\circ}$ ,  $cN_{\text{g}}$  47-50 $^{\circ}$ ); встречается в виде кристаллов с характерным восьмигранным сечением; замещается хлоритом и кальцитом. Роговая обманка почти полностью замещена хлоритом, сохраняя лишь характерную шестигранную форму. Биотит встречается в виде удлиненных листочков, с характерными трещинами спайности. Отмечаются также мандельштайновые разновидности порфиритов, в которых миндалины заполнены анальцимом ( $N = 1,486 \pm 0,001$ ), кальцитом ( $N_{\text{g}}$  -1,657.  $N_{\text{p}}$  - 1,486), хлоритом ( $N_{\text{g}}$  - 1,642,  $N_{\text{p}}$  - 1,629-1,636) и реже радиально-лучистым натролитом ( $N_{\text{g}}$  - 1,498,  $N_{\text{p}}$  - 1,482). Из акцессориев присутствует апатит, из рудных минералов - магнетит.

**П с а м м о л и т ы** - песчаники, исключительно граувакковые, вулканогенно-терригенного типа (по классификации Г.С. Дзоценидзе, 1963). Состоят из сильно измененных обломков вышеописанных порфиритов; в меньшем количестве присутствуют обломки отдельных минералов - плагиоклаз лабрадорового и альбитового ряда, реже калишпат ( $N_{\text{g}}$  -1,526-1,529,  $N_{\text{p}}$  - 1,519-1,523) и зерна эффузивного и гранитоидного кварца. Легкая фракция (95-99% от всей породы), в которой вышеперечисленные минералы играют весьма незначительную роль, состоит из глинистого вещества гидрослюдистого состава ( $N = 1,54-1,57$ ). Тяжелая фракция породы представлена в основном лимонитом, реже пиритом и магнетитом. Отмечаются также единичные зерна циркона, граната, апатита, моноклинного пироксена, обыкновенной и базальтической роговой обманки, биотита, хлорита.

Песчаники цементированы кальцитом, реже глинистым, хлоритовым или лимонитизированным веществом; тип цемента базальный, выполнения пор и соприсосновения.

Данные химического анализа граувакковых песчаников вполне соответствуют их минералогическому составу - повышенное содержание  $Al_2O_3$  (19-23%) и  $K_2O$  (5-7%) объясняется наличием в породах гидрослюда и калишпата, а высокое содержание  $Fe_2O_3$  (до 8%) - наличием лимонита.

**А л е в р о л и т ы** по составу сходны с чередующимися с ними граувакковыми песчаниками. Характеризуются тонкой слоистостью и более интенсивным, по сравнению с песчаниками, изменением слагающих компонентов. Часто содержат обуглившиеся растительные остатки и мелкие (1-2 см) конкреции пирита.

**П е л о л и т ы** - тонкослоистые сланцеватые аргиллиты и песчаные аргиллиты, которые пространственно приурочены к крайне северо-восточной части территории (верховья р. Агепста). Основная масса породы (90-95%) представлена пелитовым веществом гидрослюдистого состава ( $N_{\text{g}}$  - 1,564-1,569;  $N_{\text{p}}$  - 1,550-1,555), в котором встречаются мельчайшие зерна кварца и плагиоклаза. Тяжелая фракция (0,17-0,46%) представлена лимонитом, реже хлоритом.

На дифференциальных термических кривых отмечается два сравнительно интенсивных эндотермических эффекта (150 и 600 $^{\circ}$ ), что соответствует поведению гидрослюда при нагревании; на некоторых кривых отмечаются также слабые эндоэффекты в интервале 210-230 $^{\circ}$ , обусловленные наличием в породе смешаннослойных образований иллита и хлорита (Бредли, Грим, 1965).

На дифрактограммах, полученных в результате рентгеноструктурного анализа аргиллитов, четко выделяются две основные фазы - гидрослюдистая и хлоритовая. Гидрослюда диоктаэдрическая -  $a(001) = 10 \text{ \AA}$  и  $d(060) = 1,49 \text{ \AA}$  и относится к полиморфной модификации типа IM, характеризующейся следующими рефлексами -  $a(020-110) = 4,44 \text{ \AA}$ ,  $a(112) = 3,67 \text{ \AA}$  и  $d(022-003) = 3,33 \text{ \AA}$ . Интенсивность последнего рефлекса самая высокая ( $J = 100$ ), что обусловлено наличием в породе кварца. На присутствие в породе хлорита указывают рефлексы -  $a(001) = 14 \text{ \AA}$ ,  $d(002) = 7 \text{ \AA}$ ,  $d(003) = 4,6 \text{ \AA}$  и  $d(004) = 3,5 \text{ \AA}$ . Зафиксировано также несколько слабых и один довольно интенсивный рефлекс  $a(040) = 3,18 \text{ \AA}$ , характерный для олигоклаза (Михеев, 1957).

Химический анализ аргиллитов полностью подтверждает данные термо- и рентгенографии. Сравнительно повышенное содержание  $Al_2O_3$  (18-19%) и  $K_2O$  (1,5-3%) обусловлено наличием гидрослюда; отношение  $FeO$  к  $MgO$  (1,2 - 1,4) показывает, что содержащийся в аргиллитах хлорит относится к железо-магнезиальной группе, а повышенное содержание  $Na_2O$  (2-2,5%) вызвано присутствием в породе

плагноклазов альбит-олигоклазового ряда.

Спектральным анализом в аргиллитах установлено присутствие Mn, Ni, Co, Ti, V, Pb, Sn, Cr, Ga, Sn процентное содержание этих элементов намного ниже кларкового значения. Исключение составляет лишь Ti, процент которого чуть выше его кларковой величины; такое явление вполне закономерно, если учесть, что источником материала являлась богатая титаносодержащими минералами байосская порфиритовая свита.

### Карбонатные породы

Органогенные известняки распространены наиболее широко. Их абсолютное большинство представлено органогенно-обломочными пелитово-биоморфными разновидностями. Состоят породы из панцирей микроорганизмов, реликтов различных водорослей, мшанок и обломков раковин, сцементированных кристаллическим кальцитом. Среди них встречаются участки с комоватым и оолитовым строением. Большинство известняков перекристаллизовано, чем и объясняется отсутствие в них хорошо сохранившихся окаменелостей.

Хемогенные известняки встречаются очень редко; характеризуются пелитоморфной, реже микрокристаллической структурой. Часто в них наблюдаются мелкие жилы, выполненные крупнокристаллическим кальцитом.

По химико-минералогическому составу органогенные и хемогенные известняки не отличаются друг от друга. Содержание CaO 40-50%, MgO 0,3-2 %, CO<sub>2</sub> 31-42 %, нерастворимый остаток 10-12 %. Ведущим составляющим в породах является кальцит - 75-94 %.

На дифференциальных термических кривых известняков четко фиксируется один интенсивный эндотермический эффект в интервале 900-950°, выражающий процесс диссоциации кальцита.

Доломитовые известняки и известковистые доломиты встречаются довольно часто; характеризуются кристаллическим строением. Кальцит в них, как правило, представлен пелитоморфной или микрокристаллической разновидностью, а доломит более крупными кристаллами ромбоэдрической или неправильно-ромбоэдрической формы. Нередко наблюдаются органические реликты.

Содержание нерастворимого остатка в среднем равно 14 %. Анализ химического состава пород показывает, что количественное соотношение кальцита и доломита варьирует в весьма широких пределах - CaCO<sub>3</sub> 9-55 %, CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> 12-86 %.

Термографический анализ доломитовых известняков дал дифферен-

циальные термические кривые, похожие на кривые нагревания доломитов. В зависимости от процентного содержания доломитовой составляющей, интенсивность первого эндотермического пика (800-820°) для разных образцов неодинакова. На некоторых кривых эндотермический эффект диссоциации кальцита (900-950°) непосредственно переходит в экзотермический эффект; данное явление обусловлено наличием в образце свободного кремнезема, который при высоких температурах, реагируя с CaO образует силикат кальция с выделением тепла (Цветков, Валяшхина, 1964).

Доломиты характеризуются кристаллической структурой; встречаются мелко-, средне- и крупнокристаллические разновидности. Размер зерен колеблется в пределах 0,1-0,5 мм; форма в основном ромбоэдрическая. Крупнокристаллические доломиты мозаичного строения. Породы пористые, на некоторых участках наблюдается присутствие пелитоморфного и микрокристаллического кальцита.

Главный породообразующий минерал - доломит (86-92 %), во всех разновидностях присутствует также кальцит (5-6 %); количество нерастворимого остатка в среднем 2-7 %. На дифференциальных термических кривых зафиксированы два характерных для доломитов эндотермических эффекта в интервале 800-820° и 900-950°, указывающие на стадийность диссоциации доломитов.

Рентгеноструктурный анализ выявил все характеризующие доломиты рефлексы с соответствующей интенсивностью отражения  $d(112) = 2,89 \text{ \AA}$ ,  $d(102) = 2,192 \text{ \AA}$ ,  $d(002) = 2,01 \text{ \AA}$ ,  $d(213) = 1,787 \text{ \AA}$  и  $d(213) = 1,114 \text{ \AA}$ .

Мергели среди карбонатных пород встречаются сравнительно редко. Для них характерна пелитовая или микроагрегатная структура; в основной, почти изотропной массе наблюдаются мельчайшие зерна кальцита. В некоторых разновидностях отмечается наличие тонкодисперсной гидроокиси железа, что придает породам красноватый цвет. Количество нерастворимого остатка колеблется в пределах 40-60 %.

Микроэлементный состав всех разновидностей карбонатных пород идентичен. Спектральным анализом установлены: Mn, Ti, Ni, Ba, Cr, Sr, Cu, Ag, Sn, Ga, Be; марганец и титан установлены во всех образцах; их содержание (0,5 %) часто выше кларковой величины, что, как уже отмечалось выше, обусловлено своеобразием субстрата, питающего бассейн седиментации. Медь также присутствует почти во всех образцах, но ее значение ( $< 0,001$ ) намного ниже кларковой величины. Привлекает внимание поведение бария; хотя он зафиксирован всего в нескольких образцах, но количество его часто намного выше кларка (0,6 - 1 %). Это объясняется наличием в породах аутигенного барита.

Остальные элементы присутствуют в весьма незначительном количестве.

Изучение легкой фракции (99,9 %) показало, что в известняках и доломитовых породах ведущую роль играет аутигенный халцедон; в незначительном количестве присутствует пелитовое вещество, аутигенные кварц и альбит и терригенные кварц и плагиоклаз. В мергелях же легкая фракция почти целиком представлена глинистым веществом. На долю тяжелой фракции приходится лишь 0,1 % нерастворимого остатка. Ведущим компонентом является лимонит; в виде единичных зерен встречается магнетит, пирит, брукит, циркон, гранат, турмалин, корунд, апатит, моноклинный пироксен, роговая обманка, барит.

Пелитовая фракция, выделенная из нерастворимого осадка карбонатных пород, представлена желтовато или зеленовато-бурой глинистой массой ( $N_g'$  - I,577-I,582;  $N_p'$  - I,540-I,548) и тончайшими частицами халцедона. Зафиксированные на дифференциальных кривых нагревания три эндоефекта ( $150^\circ$ ,  $550^\circ$  -  $650^\circ$ ,  $950^\circ$ ) указывают на гидрослюдистый состав вещества. Рентгеноструктурным анализом кроме гидрослюда -  $d(001) = 10 \text{ \AA}$ ,  $d(020-110) = 4,44 \text{ \AA}$ ,  $d(112) = 3,67 \text{ \AA}$ ,  $d(0,60) = 1,49 \text{ \AA}$  - в некоторых образцах выявлено также наличие хлорита -  $d(001) = 14 \text{ \AA}$  и свободного кремнезема -  $3,33 \text{ \AA}$  и  $1,81 \text{ \AA}$ .

Результаты полного силикатного анализа пелитовых фракций вполне согласуются с вышеприведенными данными - повышенное количество  $Al_2O_3$  (20-26 %) и  $K_2O$  (5-7 %) соответствует гидрослуде, высокий процент  $SiO_2$  (64 %) - свободному кремнезему; отношение  $FeO$  к  $MgO$  (0,85) показывает, что содержащийся в пелитовых фракциях хлорит относится к группе железо-магнезиальных хлоритов.

Карбонатная свита зоны субплатформенных фаций почти полностью сложена рифогенными известняками, среди которых редко отмечаются незначительные выходы доломитовых пород.

Рифогенные известняки характеризуются массивным брекчиевидным строением и неоднородностью текстурных и структурных особенностей, что обусловлено участием в строении рифа биоморфных, кластогенных и частично хемогенных элементов. Породам присуща светлая окраска и пористость. Основными рифостроящими являются кораллы и водоросли.

Микроструктура известняков органогенная или микробрекчиевая; некоторые участки характеризуются комковатым и псевдоолитовым строением.

В химическом отношении рифогенные известняки "чистые" - 99 % породы составляет кальцит. Содержание нерастворимого остатка не превышает 1 %.

На термической кривой четко выделяется характерный для известняков эндотермический эффект в интервале  $920-950^\circ$ .

## История геологического развития

Восходящие движения земной коры, вызванные батской орофазой, осушили всю территорию Закавказья, расположенную западнее Сурамского хребта, и только на некоторых ее участках, в частности в северной полосе изученной территории, сохранился морской бассейн.

Нисходящие движения начала поздней юры вызвали резкую смену условий в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. Трансгрессирующее море частично или полностью затопило существующие в его пределах кордильеры, к числу которых относится сложенная породами байосской порфиритовой свиты обширная Ахцу-Капирхинская кордильера, расположенная в пределах бассейнов рр. Мзымта, Псоу и Бзыбь. На протяжении келловей и нижнего оксфорда кордильера оставалась сушей, о чем свидетельствуют верхнеоксфордские отложения, трансгрессивно залегающие на породах байоса (рис.1).

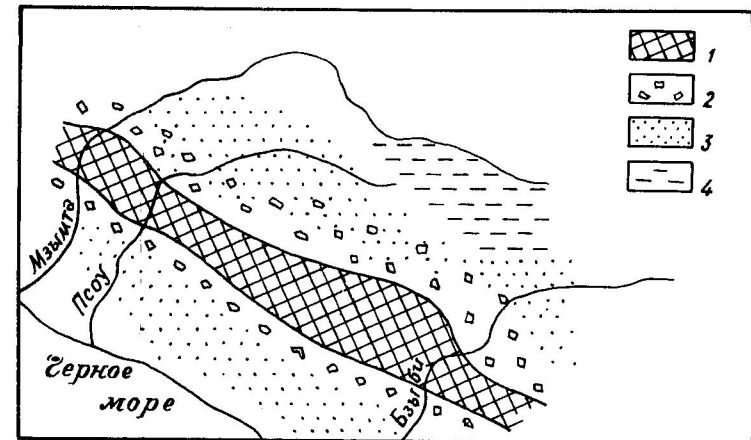


Рис.1. Лито-фациальная схема; келловей-нижний оксфорд

1 - суша, 2 - конгломераты, 3 - песчаники, 4 - аргиллиты.

Северная часть кордильеры в келловей-нижнем оксфорде интенсивно размывалась, что обусловило в прибрежной полосе накопление грубообломочного материала (конгломераты, грубозернистые песчаники). В северном направлении размер обломочного материала постепенно сокращается и в крайне северо-восточной, наиболее удаленной от берега части моря, накапливался глинистый тонкодисперсный материал (аргиллиты). В этом же направлении сокращается и мощность терригенных

отложений, соответствующая данному отрезку времени, от 250 до 35 м.

Тенденция углубления и расширения морского бассейна господствовала на протяжении всего келловея-нижнего оксфорда - в восходящем разрезе грубообломочные отложения постепенно сменяются мелководными.

Наряду с типичным вулканотерригенным материалом, поступающим с юга (с кордильеры), в породах в незначительном количестве присутствуют и терригенные кварц, циркон, гранат, турмалин. Явно, что источником указанной ассоциации минералов не могла быть южная суша, сложенная породами порфиритовой свиты; по-видимому, материал поступал с севера, где размывались кристаллические породы.

Фауна аммонитов, белемнитид, двустворчатых, фораминифер и мшанок, сохранившаяся в келловей-нижнеоксфордских отложениях, указывает, что в море господствовали вполне аэробные условия. Наличие же в отложениях аутигенного пирита и известковых конкреций свидетельствует о пестроте физико-химических условий в зоне осадконакопления.

К концу нижнего оксфорда условия вновь резко меняются; к этому времени площадь южной суши значительно сократилась - приподнятой над морем остается лишь центральная часть (хребет Тепе-Баши), где в начале верхнего оксфорда накапливается смешанный грубо- и мелкообломочный материал (110-130 м). К востоку и западу (ущ.рр. Гега, Псоу, Мзымта) устанавливается морской режим и происходит неустойчивое погружение дна бассейна, обусловившее образование маломощных (3,5-4 м) мелкогалечных известковых конгломератов. Начинают развиваться единичные кораллы (рис.2).

Иная картина наблюдается в северной части, где вновь происходит эмерсия некоторых участков дна бассейна, обусловленная, по всей вероятности, андийской орофазой - в верховьях р.Агепста, отложения принимают регрессивный облик - в верхах аргиллитов появляются линзы органогенных известняков с кораллами, а выше постепенно возрастает размер терригенных компонентов, вплоть до появления конгломератов, с перемытым материалом байосской порфиритовой свиты. Надо полагать, что на севере обнажилась суша, сложенная породами байоса.

В ущ.р.Псоу, в низах верхнего оксфорда обнажается пачка конгломератов с галькой порфиритов, залегающая на размытой поверхности нижележащих песчаников и согласно сменяющаяся известняками. Предположить привнос обломочного материала с северной или южной суши трудно. Вероятнее всего, произошла кратковременная локальная эмерсия дна бассейна с перетолжением конгломератов базальной пачки келловея. Допустить размыв коренных пород порфиритовой свиты, исходя из

фактических данных, весьма сомнительно.

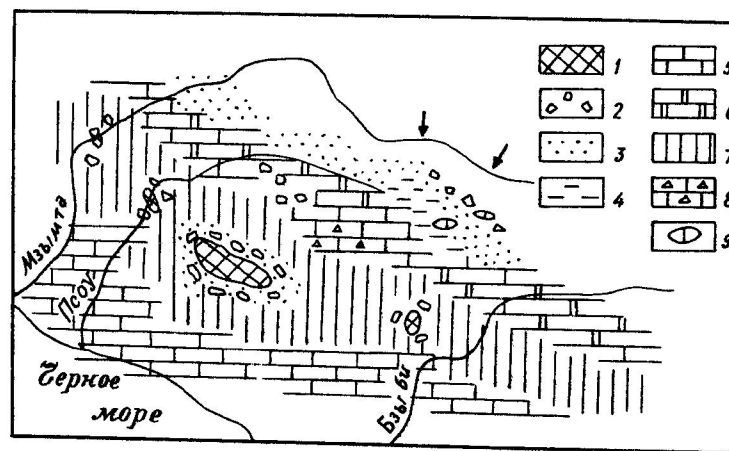


Рис.2. Лито-фациальная схема; верхний оксфорд.

1 - суша, 2 - конгломерат, 3 - песчаник, 4 - аргиллит, 5 - известняк, 6 - доломит, 7 - риф, 8 - известняковая брекчия, 9 - линза известняка.

К концу верхнего оксфорда происходит четкое фациальное обособление отдельных участков изученной территории - на севере развиваются субфлишевые фации, на юге - рифовые; между ними формируется зона переходных фаций.

В полосе развития субфлишевых фаций до конца верхнего оксфорда продолжается терригенное осадконакопление. Материал размыва порфиритовой свиты и кристаллических комплексов поступает с севера. В полосе переходных фаций отлагаются известняки и доломитовые известняки, а на юге (до титона включительно) развивается мощный барьерный риф.

В кимеридже во всем бассейне происходит карбонатное осадконакопление - на севере отлагаются мергели, а в полосе переходных фаций - известняки и доломиты.

В титоне вновь намечается приближение береговой линии с севера - в субфлишевой зоне накапливаются песчаные мергели и песчаные известняки, замещающиеся к югу мергелями (рис.3).

К началу мелового периода существенных изменений в бассейне не произошло.

Таким образом, геологическое развитие западной части Южного

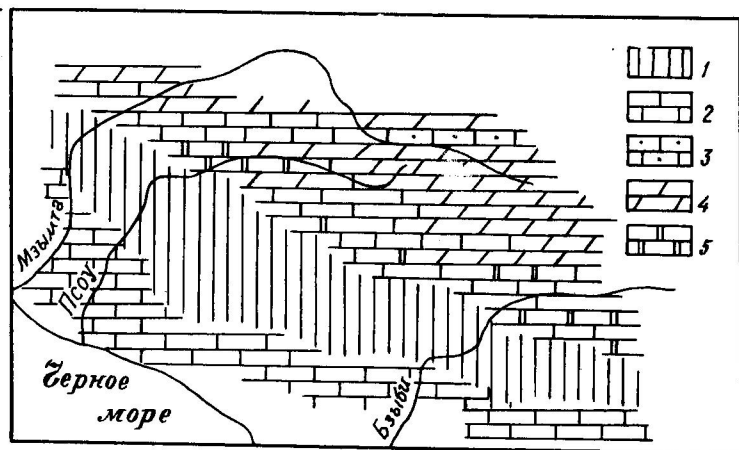


Рис.3. Лито-фациальная схема; кимеридж-титон.  
1 - риф, 2 - известняк, 3 - песчанистый известняк, 4 - мергель, 5 - доломит.

склона Большого Кавказа в поздней кре, в основном, протекало на фоне нисходящих движений земной коры, в условиях умеренно влажного климата. Своеобразие данного процесса обусловлено взаимодействием Грузинской глыбы и геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, на стыке которых и расположена исследованная территория. К югу и юго-востоку на северной периферии Грузинской глыбы (Центральная Абхазия) верхнеюрские отложения представлены довольно мощной пестроцветной свитой, содержащей комплекс химических осадков от доломита до галенита (особенно надо подчеркнуть наличие пластов гипса, мощность которых достигает 300 м); накопление свиты происходило в лагунно-континентальных условиях субаридной зоны, в водоемах со специфическим гидрохимическим режимом.

Интересно отметить, что наличие эвапоритов наблюдается и в синхронных терригенно-карбонатных отложениях Нижней Рачи, которые образовались в мелководных бассейнах лагунного типа (Джанелидзе, 1940; Бендукидзе, 1967 и др.).

Западнее бассейна р.Мзымта отмечаются неполные разрезы верхнеюрских (верхний оксфорд-титон) отложений, полностью сложенные породами флишевой формации (западный флишевый трог).

Исходя из вышесказанного очевидно, что в поздней кре на изученной территории существовала различная палеогеографическая обстановка, предопределившая развитие разных по характеру фациальных типов пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бендукидзе Н.М. К стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков Западной Абхазии и ущелья р.Мзымта. Тр.Геол.ин-та АН ГССР, Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1959.

Бредли У.Ф., Грим Р.Е. Слоистые минералы глин. В кн.:Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., Мир, 1965.

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

Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника. 1966, № 3.

Джанелидзе А.И. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси, 1940.

Дзоценидзе Г.С. К вопросу классификации песчаников. Изв.Геол.об-ва Грузии, 1963, т.Ш, вып.1.

Дудаури О.З., Кикодзе Г.С. Габбро-диабазы долины р.Рсоу. Сообщ.АН ГССР, 1970, т.57, № 3.

Кикодзе Г.С. Кремнистые конкреции в верхнеюрских карбонатных породах Западной Абхазии. Сообщ.АН ГССР, 1972, т.68, № 1.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., 1957.

Цветков А.И., Валяшихина Е.П. Дифференциальный термический анализ карбонатных пород. М., Наука, 1964.

Н. Г. Цабадзе

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕОРСКИХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮЖНОЙ ОКРИБЫ

На основании детального литологического изучения, верхнеорские пестроцветные отложения Южной Окрибы подразделены на два комплекса, дана характеристика основных типов пород, выделены ассоциации терригенных и аутигенных минералов, установлены питающие провинции, источники сноса терригенного материала и в результате проведенных исследований восстановлена палеогеографическая обстановка и условия образования верхнеорских пестроцветных отложений изученного района.

Изученная полоса распространения верхнеорских пестроцветных отложений находится в Кутаисском районе, а по геотектоническому подразделению П. Д. Гамкрелидзе (1966) принадлежит к Кутаисской подзоне Западной зоны погружения межгорного прогиба Грузинской глыбы.

На основании детального литологического изучения фактического материала по разрезам Цуцхвати, Сахурали, Салесави, Гелати, Цители-Корди, Джимастаро, Гумати, Опурчхети, Намохвани и др. удалось подразделить отложения пестроцветной свиты изученной полосы на два комплекса (рис. 1).

I нижний, представленный в основном красными, голубовато-зелеными и пятнистыми песчанистыми и алевролитистыми глинами монтмориллонитового, гидрослюдистого состава и смешаннослойными образованиями тина гидрослюда-монтмориллонит, с редкими маломощными прослоями аркозовых песчаников (причем, к северо-западу от Гелати последние уже не встречаются). Местами наблюдаются также незначительные маломощные (от 1-3 до 20 см) прослои глинистых и песчанистых известняков и доломитов. Кверху глины этого комплекса становятся более известковистыми и приобретают брекчиевидный облик.

С этими отложениями связаны карбонатные конкреции и анальцим осадочного происхождения, количество которого в некоторых прослоях настолько возрастает, что образуются анальцимолиты (в основном в центральной части распространения пестроцветной свиты - Гелати-Цители Корди).

Мощность I комплекса в центральной части исследуемой полосы (Ге-

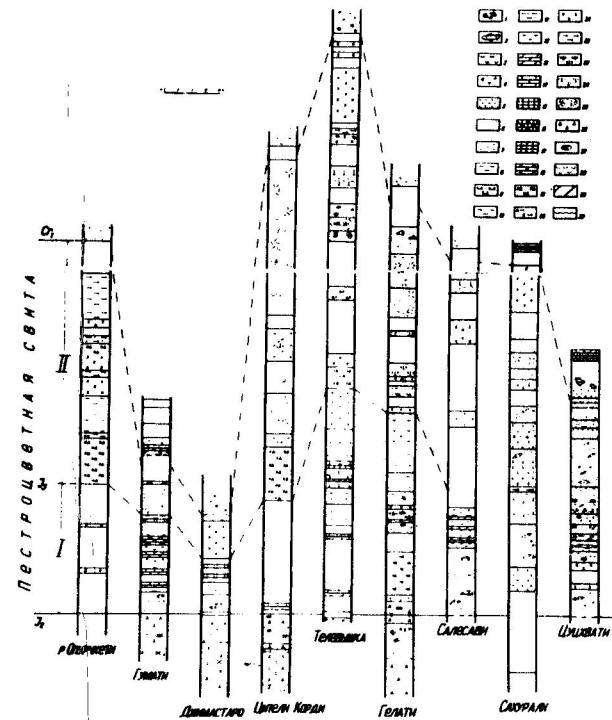


Рис. 1. Литологические разрезы пестроцветной свиты.

I - включения галек, 2 - включения известняков, 3 - конгломераты, 4 - брекчи, 5 - гравелиты, 6 - песчаники, 7 - алевролиты, 8 - глины, 9 - "оолитовые" глины, 10 - песчанистые глины, 11 - алевролитистые глины, 12 - карбонатные глины, 13 - мергели, 14 - известняки, 15 - песчанистые известняки, 16 - глинистые известняки, 17 - "оолитовые" известняки, 18 - доломиты, 19 - лавобрекчи, 20 - туфобрекчи, 21 - вулканические породы, 22 - туфы, 23 - туфопелитолиты, 24 - туфопесчаники, 25 - вулканотерригенные породы, 26 - анальцимолиты, 27 - конкреции, 28 - кора выветривания, 29 - перерыв в обнажении, 30 - трансгрессивное залегание.



лати, "Телевышка") достигает 75-83 м, а к востоку и северо-западу она падает и колеблется от 20 до 40 м.

II верхний комплекс пород складывается красновато-желтыми полимиктовыми образованиями смешанного генезиса, представленными вулканотерригенными породами, туфами, туффитами и граувакковыми песчаниками, местами с примесью пирокластического материала. Эти отложения интенсивно лимонитизированы, пелитизированы и анальцимизированы.

Наибольшей мощности (до 140 м) II комплекс, так же как и I, достигает в центральной части полосы распространения пестроцветной свиты (Гелати - "Телевышка" - Цители Корды); к северо-западу мощность падает до 20-23 м (Джимастаро, Гумати), за исключением крайнего северо-западного разреза Опурчхети, почти целиком представленного базальтами и туфами, мощностью до 70 м.

Иного характера пестроцветная свита крайних юго-восточных разрезов Цуцхвати и Сахурали.

В разрезе Цуцхвати нижняя часть пестроцветной свиты, мощностью 66 м, представлена "полимиктовыми" песчаниками и гравелитами, состоящими из обломков кислых эффузивных пород, кварцем, небольшим количеством кислого плагиоклаза, калишпата и слюды; отмечаются также небольшие слои глин и алевролитов. Верхняя часть мощностью около 15 м складывается аркозовыми песчаниками и гравелитами.

Разрез Сахурали представлен переслаиванием пестроокрашенных "полимиктовых" песчаников (такого же типа как и в Цуцхвати) с алевропсаммитовыми туфогенными образованиями и туфобрекчиями.

Отложения пестроцветной свиты изученной полосы на разных уровнях пересекаются несколькими базальтовыми жилами и покровами (мощность от 1-2 до 30 м), наблюдаются также и связанные с ними туфы и туфобрекчии.

Базальтовые тела сконцентрированы, в основном, в средней (Гелати, "Телевышка", Цители Корды) и в самой верхней (Сахурали, "Телевышка", Джимастаро) частях пестроцветной свиты, но отмечаются также и в нижних частях (Цуцхвати, Гелати). Как уже отмечалось, исключение составляет разрез Опурчхети, где почти вся пестроцветная свита представлена вулканическими породами. Следы вулканической деятельности наблюдаются во всех разрезах, за исключением Гумати.

Наибольшей суммарной мощности базальты достигают в разрезе "Телевышка" и Опурчхети (70-80 м), что указывает на большую вулканическую активность в этих участках.

Таким образом, общая мощность пестроцветной свиты Южной Окрибы колеблется от 40 (Джимастаро) до 220 м ("Телевышка"), причем наибольшей мощности эти отложения достигают в центральной части полосы распространения пестроцветной свиты, а к юго-востоку и северо-западу

она постепенно уменьшается и выклинивается.

Нижняя граница пестроцветной свиты с батскими отложениями и верхняя - с мелом, ввиду широко развитых в районе оползневых явлений, часто плохо обнажены, перекрыты наносами и непосредственный контакт между этими отложениями большей частью не наблюдается.

Непосредственный нижний контакт нами наблюдался в разрезах Гелати и Цители Корды, где батские отложения, представленные гидрослюдистыми глинами, постепенно переходят в глинистые породы пестроцветной свиты.

Непосредственный верхний контакт с меловыми отложениями наблюдается в разрезах Цуцхвати, Джимастаро. В разрезе Цуцхвати нижнемеловые отложения, начинающиеся базальным конгломератом, трансгрессивно залегают на породах пестроцветной свиты, а в разрезе Джимастаро нижнемеловые образования, представленные аркозовыми песчаниками и гравелитами, несогласно налегают на отложения пестроцветной свиты, представленные корой выветривания, развитой на базальтах.

#### Литологическая характеристика основных типов пород

В сложении пестроцветной свиты Южной Окрибы принимают участие осадочные, вулканические и вулканосадочные образования.

Среди осадочных пород выделяются все типы терригенных кластолитов - псефолиты, псаммолиты, алевролиты и пелитолиты.

Из вулканических пород отмечаются базальты, литокластические, кристаллокластические, литокристаллокластические и витрокластические туфы.

Вулканосадочные образования представлены вулканотерригенными породами и туффитами.

**П с е ф о л и т ы.** В группе грубообломочных образований по форме обломков выделяются - конгломераты, сложенные в той или иной степени окатанными гальками и валунами, брекчии, состоящие из остроугольных обломков, а также гравелиты и отдельные включения и гальки (размер от 1-2 мм до 25-30 см). По составу грубообломочные образования относятся к группе полимиктовых пород. Слагающий их материал представлен обломками базальтов с интерсертальной, порфиритовой и мандельштайновой структурой, авгит-лабрадоровых, плагиоклазовых и биотитовых порфиритов, кристаллокластических и литокластических туфов, а также обломками песчаников, известняков и доломитов, реже встречаются обломки кислых эффузивных пород, представленные кварцпорфирами и кварц-альбитофирами. Промежуточная масса между крупными обломками заполнена своим же мелко раздробленным материалом алевро-

10. Литоология юрских и меловых отложений...

... размерности, сцементированным глинисто-хлоритовым, лимонитовым или карбонатным веществом.

В результате изучения распределения грубообломочного материала установлено, что его количество уменьшается с востока на запад. Причем, в юго-восточной части полосы распространения пестроцветной свиты ( в разрезах Цуцхвати, Сахурали, где грубообломочные образования встречаются по всему разрезу и представлены обломками кислых эффузивов, кварца, гранитов) этот материал привносился с Дзирульского массива. В центральной части этой полосы (Гелати, "Телевшка") грубообломочного материала гораздо меньше, он встречается лишь в верхних частях разрезов, образуясь в основном за счет перемыва порфиритовой серии (плаггиоклазовые порфириты и их туфы, граувакковые песчаники), и в меньшей мере - самой пестроцветной свиты. В западном районе (Цители Корди) грубообломочный материал связан также с верхней частью разреза и представлен главным образом материалом перемыва пестроцветной свиты (туфы, граувакки, базальты, анальцимолиты).

В более западных разрезах грубообломочный материал нами уже не наблюдается.

**П с а м м о л и т н ы .** а) Аркозовые песчаники - это серовато-зеленые, зеленые, реже красные, разномерные, разноотсортированные образования. Представлены они, в основном, гранитным кварцем, кислым плаггиоклазом ряда альбит-олигоклаза и олигоклаза, калишпатами, слюдами (мусковитом, реже биотитом), магнетит-ильменитом и малым количеством обломков пород (до 10 %). Цементом служит глинисто-хлоритовое, иногда лимонитизированное вещество, реже кальцит; тип цементации - соприкосновения, ступчатый и заполнения пор.

Аркозовые песчаники встречаются в основном в юго-восточной части полосы распространения пестроцветной свиты, они слагают разрезы Цуцхвати, частично Сахурали и отмечаются в виде небольших прослоев в верхней части I комплекса Гелати.

б) "Полимитовые" (или кислые) песчаники, за неимением более точного наименования мы условно объединяем своеобразные песчаники, состоящие в основном (от 45 до 80 %) из обломков кислых эффузивных пород с примесью аркозового материала (кварц, кислый плаггиоклаз, калишпат, слюды). Обломки кислых пород представлены кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами с гранофировой основной массой, местами с порфировыми выделениями кварца. Изредка отмечаются обломки кварцита и сильно измененного слюдяного сланца.

В роли цемента, типа соприкосновения и заполнения пор, выступают хлоритово-глинистое, часто лимонитизированное вещество и кальцит.

"Полимитовые" песчаники встречаются в юго-восточной части полосы распространения пестроцветной свиты, они слагают нижнюю часть разре-

зов Цуцхвати и Сахурали.

в) Граувакковые песчаники сложены преимущественно обломками сильно измененных порфиритов, в меньшей мере базальтов и туфов, с оглинившимся лимонитизированным базисом и отдельными кристаллами основного плаггиоклаза ряда андезина и лабрадора. Цемент в основном представлен глинисто-кальцитовой массой типа заполнения пор.

К этому же типу пород относятся редко встречаемые (разрезы "Телевшка", Цители Корди), сильно измененные, своеобразные породы с отдельными крупными (от 0,7-1 до 2 мм) бобовинами, состоящими из лимонитового, кальцитового и цеолитового, беспорядочно перемежающегося вещества, причудливо петельчатой и узловатой структуры. В этой массе наблюдаются отдельные кристаллы плаггиоклаза, почти нацело замещенные кальцитом, и измененный бурый глауконит. Бобовины, как правило, окаймлены тонкой оторочкой водных окислов железа и алевро-пелитового цементирующего вещества в виде двух или трех концентрически расположенных полос.

Среди грауваковых песчаников попадаются также разности с примесью туфового материала, представленного угловатыми обломками свежих, совершенно необработанных кристаллов плаггиоклаза пирокластического характера (ряда андезина и лабрадора).

Граувакковые песчаники встречаются по всей полосе развития пестроцветной свиты, особенно в центральной и северо-западной ее частях.

**А л е в р о л и т н ы .** В виде промежуточного типа между псаммитолитами и пелитолитами выделяются алевролиты. Это пестрые, бурные темно-серые породы, сложенные преимущественно частицами от 0,1 до 0,01 мм, встречающиеся в виде отдельных прослоев в песчаниках и глинах на различных уровнях изученных разрезов. Характер и состав терригенного материала в алевролитах не отличается от такового песчаников, с которыми они переслаиваются, являясь лишь более мелкой частью продуктов дезинтеграции тех же материнских пород.

**П е л и т о л и т н ы .** В пестроцветной свите глины пользуются большим распространением, в основном они слагают нижнюю часть свиты, а иногда встречаются и в верхней части в виде маломощных прослоев.

Глины пестроцветной свиты представлены зеленоватыми, зеленовато-серыми, зеленовато-голубыми, красными, иногда пятнистыми с бурными и ржавыми разводами, тонкодисперсными, алевритистыми и псаммопелитовыми разностями.

Микроскопическое изучение глин показало, что они обладают пелитовой, алевропелитовой, псаммопелитовой, брекчиевидной, ооидной и реликтовой структурами.

В основной массе пелитолитов по различному расположению глинистых частиц и неодинаковой оптической ориентировке удалось выделить

ряд микротекстур - однородную, ориентированную, мелкочешуйчатую, слутанно-длинноволокнистую и сетчатую (петельчатую).

Терригенная примесь в глинах представлена кварцем, плагиоклазом, слюдами, обломками пород, зернами рудных минералов. Кроме этого в глинах наблюдаются следующие аутигенные минералы - анальцит, кальцит, окислы и гидрокислы железа, гипс, глауконит, хлоритовое вещество.

Измерение в иммерсионных жидкостях показателей преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц глин  $< 0,001$  мм дало характерные результаты как для монтмориллонита ( $N_g' - 1,490-1,520$ ,  $N_p' - 1,480-1,504$ ), так и для гидрослюда ( $N_g' - 1,580-1,592$ ,  $N_p' - 1,558-1,566$ ), а также промежуточные значения ( $N_g' - 1,545-1,555$ ,  $N_p' - 1,530-1,539$ ), которые мы связываем с неупорядоченным смешанно-слоистым минералом типа гидрослюда-монтмориллонит.

Рентгеноструктурным исследованием пелитовых фракций глин пестроцветной свиты (рис.2) установлено наличие монтмориллонита (с характерными значениями межплоскостных отражений  $14,7 \text{ \AA}$ ,  $4,9 \text{ \AA}$ ,  $3,2 \text{ \AA}$ ), гидрослюда ( $a = 10 \text{ \AA}$ ,  $5 \text{ \AA}$ ,  $3,3 \text{ \AA}$ ,  $2,56 \text{ \AA}$ ) и смешанно-слоистых образований типа гидрослюда-монтмориллонит (с промежуточными значениями  $a = 10,3-11 \text{ \AA}$ ,  $4,9-5 \text{ \AA}$ ,  $3,3 \text{ \AA}$ ,  $1,98 \text{ \AA}$ ). Иногда отмечается также незначительная примесь хлорита ( $a = 14,1 \text{ \AA}$ ,  $7,1 \text{ \AA}$ ,  $4,7 \text{ \AA}$ ,  $3,53 \text{ \AA}$ ).

Данные термического анализа (рис.3,4) подтверждают наличие монтмориллонита и гидрослюда. На термограммах фиксируются три эндотермических эффекта, из которых первые два соответствуют потере межпла-кетной и конституционной воды, а третий связан с разрушением структуры.

Химические анализы пелитовых фракций глин свидетельствуют о промежуточном (между монтмориллонитом и гидрослюдой) составе смешанно-слоистых образований. В некоторых случаях эти данные более характерны для гидрослюда - отличительным здесь является высокое содержание  $K_2O$  (от 4,53 до 5,56 %) и количество воды, которое всегда меньше 10 % (от 6,72 до 8,64 %), в других же - для монтмориллонита, здесь обращает на себя внимание, присущее ему повышенное количество воды (13,45 %) и сравнительно низкое количество  $K_2O$  (1,40 %).

Проведенный спектральный анализ глин пестроцветной свиты не показал какого-нибудь увеличения в них процентного содержания микроэлементов по сравнению с их кларковой величиной.

Изучение электронным микроскопом фракций меньше одного микрона обнаруживает характерные формы частиц монтмориллонита и гидрослюда. Агрегаты монтмориллонита обладают весьма неравномерной плотностью, размытыми контурами, без сколько-нибудь четких линий ограничения, тогда как чешуйки гидрослюда характеризуются нерасплывчатыми контурами с четкими линиями ограничения.

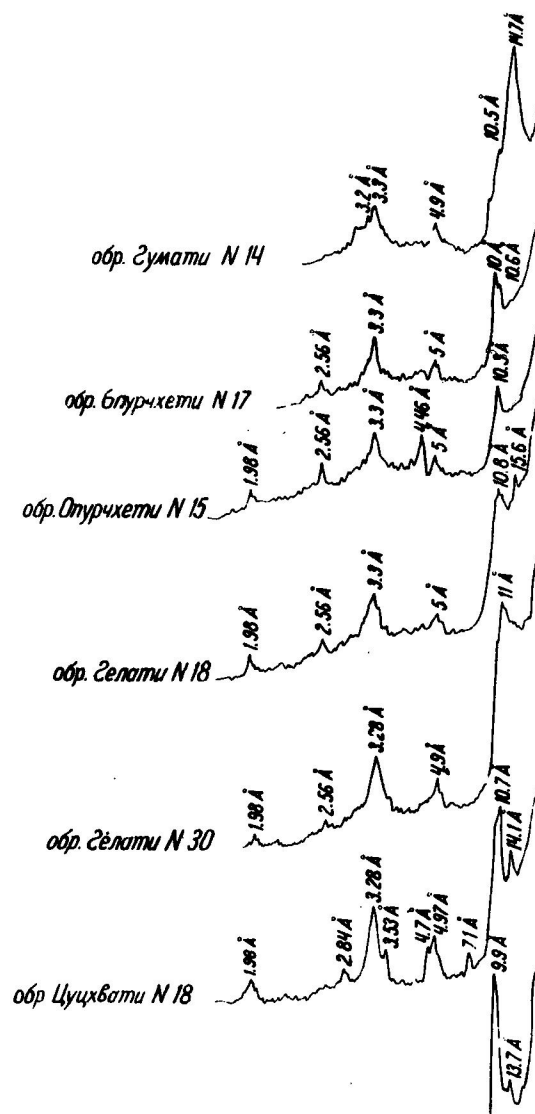


Рис.2. Рентгенограммы глин (пелитовая фракция)

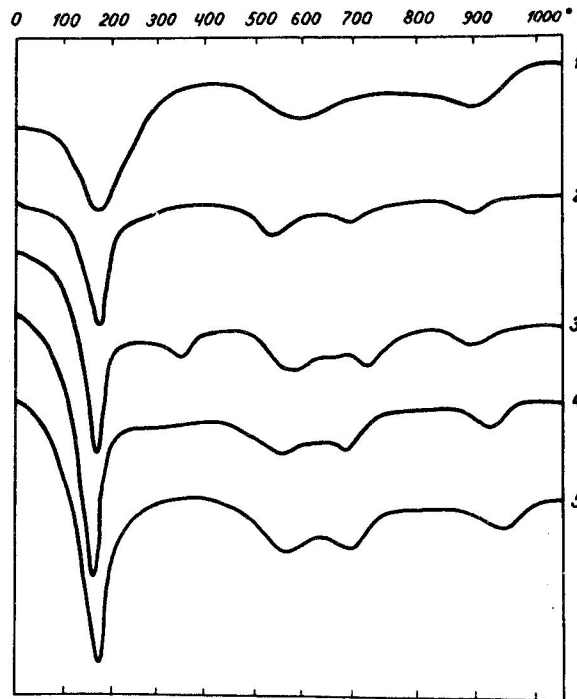


Рис.3. Термограммы монтмориллонитовых глин.

1 - образец Опурчхети № 27, 2 - обр.Гумати № 9, 3 - обр.Гумати № II, 4 - обр.Гумати № I2, 5 - обр.Гумати № I4.

Источником соответствующих пород, служивших для образования глин пестроцветной свиты, были продукты размыва коры выветривания порфиритовой серии байоса, а также вулканические породы базальтового состава самой пестроцветной свиты. Продукты разложения поступали в бассейн в виде коллоидно-дисперсного и кластического материала, о чем свидетельствует широкий структурный диапазон в глинах - от пелитовой до реликтовой.

Вулканоосадочные образования. Под этим названием объединена своеобразная гамма пород, представляющая собой переходный ряд от осадочных к вулканическим образованиям. Здесь выделяются вулканотерригенные породы и туффиты.

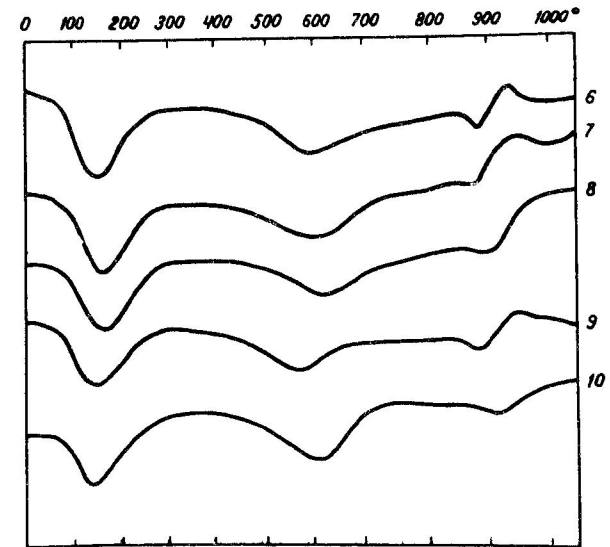


Рис.4. Термограммы гидрослистых глин.

6 - обр.Опурчхети № I5, 7 - обр.Опурчхети № I7, 8 - обр.Гелати № I8, 9 - обр.Гелати № 30, 10 - обр.Цуцхвати № I8.

Вулканотерригенные образования являются собственно осадочными породами, в составе которых существенную роль играет переотложенный материал синхронного вулканического происхождения, без заметных следов переноса и обработки, что часто придает этим породам туфовый облик. Слагаются они обломками средних эффузивных пород, кристаллами плагиоклаза, эффузивным кварцем, слюдами и рудными минералами. Отмечается также незначительное количество окатанных обломков кислых эффузивов.

Цементирующая масса представлена глинисто-хлоритовым веществом, местами отмечается присутствие кальцита и анальцима.

Туффиты - это смешанные образования, в которых осадочный и пирокластический компоненты составляют каждый менее 90 %, причем эти породы образуют переходный ряд от ортотуффитов, в которых преобладает пирокластический материал, к паратуффитам, в которых преобладает осадочный.

Породы эти представлены остроугольными, почти неизменными обломками средних эффузивов, очень свежими пирокластическими плагиоклазами. Равнозначное участие в сложении этих образований принимают

пелитизированные, лимонитизированные, окатанные обломки этих же пород.

В роли цемента выступает хлоритизированное, пелитоморфное глинистое вещество.

Встречаются эти породы в верхних частях разрезов Гелати, "Телевышка" и Цители Корди.

Вулканические породы изученного района представлены несколькими базальтовыми покровами и жилами (мощность от 1-2 до 20-30 м), внедренными на разных уровнях пестроцветной свиты и связанными с ними туфами и туфобрекчиями.

Базальты пестроцветной свиты характеризуются красно-бурыми, ржавыми, иногда зелеными цветами, местами отмечается пятнистая окраска. В основном это измененные, выветрелые, оглинившиеся, лимонитизированные, иногда мандельштайновые породы, изредка местами (Гелати, "Телевышка", Цители Кодори) отмечаются сравнительно свежие плотные базальты и только по реке Отаскура наблюдается мощный покров совершенно свежих черных базальтов.

Общая структура базальтовых пород в основном порфировая с фено-кристаллами основного плагиоклаза, пироксена, оливина, изредка афировая, целиком состоящая из микрокристаллического или полукристаллического агрегата без вкрапленников. Отмечается также мандельштайновая структура, при которой поры в породе заполнены глинистым веществом, хлоритом, цеолитом и кальцитом.

По структуре основной массы среди базальтов пестроцветной свиты выделяется ряд разновидностей - интерсертальная, пилотакситовая, порфировая, гломеропорфировая, гялопелитовая, варволитовая.

Плагиоклаз в базальтах составляет основную массу пород и встречается в виде фенокристаллов андезин-лабрадорного ряда (An 52-53 %, An 56-57 %, An 66-67 %).

Пироксен представлен в основном авгитом, диопсидом, реже - титанавгитом и гиперстеном.

Оливин в базальтах пестроцветной свиты широко распространен и встречается в основном в виде фенокристаллов, а также и в основной массе. В большинстве случаев оливин изменен и частично, а иногда нацело переходит в илдингсит, серпентин-хлорит, красно-бурые окислы железа.

Аксессорные минералы базальтов представлены магнетитом, ильменитом, лимонитом и апатитом.

В целом вулканические породы пестроцветной свиты изученного района характеризуются тяжелой фракцией хлорит-серпентин-илдингсит-пироксенного состава.

Результаты химических анализов вулканических пород отвечают типу

базальтов и вполне сравними с таковыми, приведенными Г.С.Дзоценидзе (1948).

Пересчет нескольких образцов по Т.Барту (кислородный метод) позволил количественно учесть перемещение вещества при процессах изменения базальтов. Спектральный анализ базальтов пестроцветной свиты показал, что они богаты микроэлементами Ni (от 0,01 до 0,02 %) и Co (от 0,001 до 0,006 %), причем Ni > Co, что является характерным признаком для щелочной ассоциации оливиновых базальтов.

В пестроцветной свите изученной полосы по первичным продуктам метаморфизма выделяются базальты двух типов. В одном случае цветные минералы, в основном оливин, а реже и пироксен, переходят в хлорит-серпентин, а в другом - в илдингсит (боулингит).

Как указывает Г.С.Дзоценидзе (1948), замещение оливина илдингситом происходит лишь в тех базальтах, которые испытывали субаэральное выветривание, необходимым условием для образования илдингсита является окислительная обстановка. Базальты пестроцветной свиты совершенно такого же состава, но излившиеся под водой, лишены илдингсита и содержат лишь серпентинизированный оливин.

Пирокластиты. Туфы и туфобрекчии - это пирокластические породы, в которых обломки и цементирующий материал представлен продуктами вулканических выбросов. Характерной особенностью является угловатость обломков и их плохая отсортированность по величине.

В зависимости от структуры обломков выделяются литокластические туфы, состоящие в основном из обломков пород, кристаллокластические - из кристаллов и обломков отдельных минералов, и стекловатые, или витрокластические - из обломков вулканического стекла. В туфобрекчиях (размер составных частей > 30 мм) и крупнообломочных туфах (5-10 мм) преобладает обычно литокластический материал, в мелкообломочных (1-0,1 мм) и тонкообломочных (0,1 мм) - витро- и кристаллокластический.

а) Литокластические туфы в основном состоят из обломков с интерсертальной мандельштайновой и порфировой структурой; часто они интенсивно изменены, пелитизированы, лимонитизированы, хлоритизированы. Отмечаются также отдельные кристаллы плагиоклаза андезин-лабрадорного ряда, зерна пироксена и оливина, местами нацело замещенного красновато-бурыми окислами железа совместно с боулингитом и серпентин-хлоритом. Цементирующая масса представлена бурым, сильно лимонитизированным пелитоморфным веществом.

Литокластические туфы встречаются в качестве включений и связующей массы в туфобрекчиях разрезов Сахурали, Гелати, "Телевышка", Цители Корди и в виде прослоев в разрезах Гелати, Цители Корди, Оцурчети.

б) Кристаллокластические туфы представлены красно-бурой, часто оглинившейся, изотропной, непрозрачной цементирующей массой, в которой погружены свежие остроугольные кристаллы плагиоклаза андезин-лабрадорного ряда.

Как переходный тип от литокластических туфов к кристаллокластическим выделяются лито-кристаллокластические разности, где наряду с кристаллическим материалом встречается и довольно большое количество угловатых, необработанных обломков базальтов. Встречаются эти породы в разрезе Салесави, Гелати, "Телевышка".

в) Витрокластические туфы представлены красно-бурой аморфной стекловатой, пещлово-туфовой массой (до 75-80 %) с реликтами, иногда отдельными свежими обломками и кристаллами плагиоклаза. Породы эти сильно изменены - хлоритизированы, лимонитизированы, пелитизированы - иногда настолько, что первичный характер пород с трудом определяется лишь по реликтовой структуре.

Эти породы встречаются в виде редких маломощных прослоев в верхней части разрезов Салесави и Джимастаро.

#### Терригенные и аутигенные минералы и их ассоциации

В результате изучения в прозрачных шлифах и иммерсионных препаратах были выделены следующие терригенные минералы - магнетит, ильменит, гранат, циркон, турмалин, рутил, шпинель, апатит, биотит, мусковит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка, эпидот, цоизит, титанит, вулканическое стекло, кварц, полевые шпаты. Среди аутигенных минералов отмечаются перит, анатаз, барит, глаукоцит, хлоритовое вещество, бурый железняк, анальцит, кальцит, доломит, магнезит.

Проведенный минералогический анализ позволил выявить некоторые закономерности в распределении минералов тяжелой и легкой фракций, выделить коррелятивы для комплексов пород и наметить вероятные источники их сноса.

На юго-востоке полосы распространения пестроцветной свиты, в нижней части породы характеризуются цирконово-хлорито-слищистой ассоциацией минералов, а в верхней части - группой устойчивых минералов.

В центральной и северо-западной частях полосы породы I комплекса характеризуются авгит-цирконовой, а породы II комплекса - авгит-апатитовой ассоциацией минералов.

Источником питания терригенным материалом являлись породы кислого состава Дзиркульского массива, средние породы порфиритовой свиты Сайоса и вулканические породы базальтового состава самой пестроцветной свиты.

#### Условия образования верхнеюрских пестроцветных отложений

Осадконакопление пород пестроцветной свиты Южной Окрибы происходило под влиянием двух крупных факторов - осаднения в бассейне терригенного материала и химических осадков, а также вулканической деятельности.

В начале образования пестроцветной свиты были спокойные условия осадконакопления (слабая денудация, нет сильных колебаний дна), об этом свидетельствуют химические осадки в низах пестроцветной свиты (I комплекс) - глины, анальцитомолиты, карбонатные прослои и конкреции, которые выше (II комплекс) уже не встречаются.

Широкое развитие глинистых отложений в начале пестроцветной свиты указывает на наличие слабо денудированного берега с мягким рельефом, продукты разрушения которого приносились в виде алевро-пелитового, реже псаммитового, в основном же в виде глинистого, коллоидного и химически растворенного материала.

Впоследствии (II комплекс) колебания морского дна вызвали расширение фронта размыва и, соответственно, глинистые отложения сменились песчаниками, гравелитами с включениями галек. Пестрота слагающих свиту отложений в горизонтальном и вертикальном направлениях объясняется этими колебаниями дна бассейна.

На протяжении почти всего времени накопления пестроцветной свиты импульсивно происходили вулканические излияния, образовавшие покровы и пластовые жилы базальтов и связанные с ними туфы и туфобрекчии.

В верхней части пестроцветной свиты (II комплекс), в результате примешивания пирокластического материала к осадочному, образовались вулканотерригенные породы.

Красно-бурая окраска пестроцветных отложений является в основном унаследованной от продуктов интенсивного выветривания порфиритовой свиты. Зеленоватая окраска связана с восстановительными условиями, временами создававшимися на отдельных участках в осадке, в результате накопления и разложения органического вещества, а также последующего воздействия на красноцветные осадки гамусовых кислот.

Осадконакопление пестроцветной свиты Южной Окрибы происходило при жарком, но довольно влажном климате, обеспечивающем сток с суши пресных вод. Об этом свидетельствует отсутствие сколько-нибудь крупных, столь характерных для лагунно-континентальных пестроцветных свит других районов Западной Грузии, проявлений гипса, барита, доломита, имеющих у нас лишь минералогическое значение.

Накопление пестроцветной свиты в наиболее глубоких частях депрессии Южной Окрибы, по-видимому, начинается с келлоевы и охватывает

почти всю верхнюю юру (т.к. верхний переход пестроцветной свиты в нижнемеловые отложения трансгрессивен, то самые верхние части верхней юры, вероятно, отсутствуют). Впервые мысль об отнесении пестроцветной свиты некоторых районов ко всей верхней юре была высказана Р.Д. Левинадзе и В.Я. Эдилашвили (1958). В нашем районе об этом свидетельствует непрерывный постепенный переход в этой полосе батских отложений в образования пестроцветной свиты, широкое развитие в низах пестроцветной свиты аутигенного анальцима, местами анальцимолитов (т.е. продолжение сходных геохимических условий, таких же как и в конце бата, представленного здесь своеобразными, анальцимодержащими породами), а также обнаруженная нами в низах пестроцветной свиты микрофауна келловейских и окофордских фораминифер семейства Globigerinidae и Lagenidae (Т.Д. Кутателадзе) и верхнеюрских остракод родов *Spelucella* и *Darvinula* (З.А. Имнадзе).

Источником питания пестроцветной свиты Южной Окрибы являлись породы Дзирульского массива, порфиритовой свиты байоса, самой пестроцветной свиты, а также пирокластический материал базальтового состава, синхронного с пестроцветной свитой верхнеюрского вулканизма.

В начале накопления (рис.5-а) пестроцветной свиты (I комплекс), основной питающей провинцией являлся Дзирульский массив, откуда приносился материал перемыва гранитоидов и кислых эффузивов (не исключена вероятность размыва и аркозовых пород лейаса, байоса и бата). Причем, влияние Дзирульского массива особенно заметно на юге и юго-востоке полосы распространения пестроцветной свиты (разрезы Цуцхвати, Сахурали). Это подтверждается как аркозовым составом осадков (аркозовые и "полимиктовые" песчаники), так и характером распределения грубообломочного материала, а также содержанием тяжелой фракции. Грубообломочные образования представлены гравелитами, линзами микрогалечного конгломерата и отдельными включениями, состоящими из кварца, обломков кислых эффузивных пород, гранита и кварцита.

Состав тяжелой фракции характеризуется цирконово-хлорито-слюдистой ассоциацией.

Влияние Дзирульского массива ослабевает по мере продвижения на запад. В центральной части полосы (разрезы Гелати, "Телевышка") грубообломочный материал аркозового состава уже не встречается, здесь отмечаются лишь редкие прослойки аркозовых песчаников, а на западе и северо-западе (разрезы Чители Корди, Джимастаро, Гумати) нет и аркозовых песчаников, и влияние Дзирульского массива проявляется лишь в наличии в тяжелой фракции циркона, количество которого постепенно уменьшается и сходит на нет в крайних северо-западных разрезах.

В центральной и северо-западных частях полосы распространения

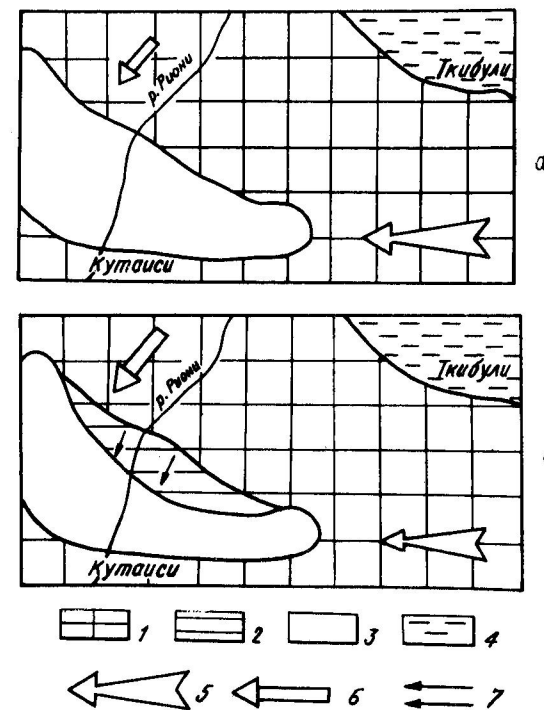


Рис.5. Схемы палеогеографической обстановки.

- а) в начале отложения пестроцветной свиты;  
 б) в ее верхней части. 1 - суша, 2 - часть суши, сложенная породами пестроцветной свиты, 3 - пестроцветная свита (Южная Окриба), 4 - пестроцветная свита (Ткибульский бассейн), 5 - снос материала размыва гранитоидных пород (Дзирульский массив), 6 - снос материала размыва средних эффузивных пород (Бзиурское поднятие), 7 - снос материала размыва пород пестроцветной свиты.

пестроцветной свиты в роли питающей провинции выступают породы порфиритовой свиты байоса (Бзиурское поднятие).

Во время накопления верхней части (рис.5-б) пестроцветной свиты Южной Окрибы (II комплекс) влияние Дзирульского массива проявлялось лишь на юго-востоке (разрезы Цуцхвати и частично Сахурали). В цен-

тральной части полосы распространения пестроцветной свиты в роли главного источника питания выступают породы порфиритовой свиты байоса (Бзиаурское поднятие или же более близлежащие кордильеры, сложенные порфиритовой свитой). Об этом свидетельствует граувакковый состав отложений, характер грубообломочных образований, представленных здесь включениями плагиоклазовых порфиритов и туфов этих порфиритов, а также состав тяжелой фракции, которая характеризуется авгит-апатитовой ассоциацией минералов.

К северо-западу и к северу от центральной части полосы (разрезы Цители Корди, Джимастаро, Гумати) к этому источнику прибавляется и размыв пород самой пестроцветной свиты. По всей вероятности, в результате колебаний морского дна (отступление моря в результате кимериджской регрессии), в некоторых местах обнажались участки, сложенные породами пестроцветной свиты, которые превратились в арену денудации. Это отразилось на характере грубообломочного материала, который представлен включениями, сложенными типичными для этой толщи граувакковыми песчаниками, туфами, базальтами и анальцимолитами.

Большое влияние на осадконакопление пестроцветной свиты Южной Окрибы оказывал также пирокластический материал синхронного с ней верхнеюрского вулканизма, что особенно проявилось во время отложения верхней части пестроцветной свиты (II комплекс).

#### ЛИТЕРАТУРА

Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, № 3.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. - Монографии, 1948, № 1.

Леквинадзе Р.Д., Эдилашвили В.Я. К стратиграфии юрских отложений бассейна среднего течения р. Риони. - Бюллетень КИМС, 1958, I.

Н.З. Инцирвели

#### НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЮРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА РАЧИ

В статье приводятся данные о петрографическом характере и минеральном составе верхнеюрских эпиконтинентально-лагунных отложений Рачи, устанавливаются источники питания позднеюрского бассейна и обсуждается вопрос связи его со смежными областями.

Литологические исследования (Инцирвели, 1972, 1977) подтвердили правильность подразделения предыдущими исследователями (Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947; Химшиашвили, 1957; Бендুকдзе, 1964 и др.) верхнеюрских эпиконтинентально-лагунных отложений Рачи на два комплекса: первый, терригенный - брекчия-конгломераты, песчаники, аргиллиты (келловей-ранний оксфорд), - отложившийся в гумидных условиях, и второй, карбонатный - биогенные и хемогенные породы (поздний оксфорд-ранний титон), - образовавшиеся в аридных условиях. В последнем комплексе различаются рифогенные известняки и лагунные образования (пестроцветные песчаники, глины, доломиты с гипсами), фашиально замещающие друг друга.

Интересную картину дает изучение обломочного материала нижней части первого комплекса, отлагающегося в заливе и образовавшегося во время келловейской трансгрессии (рис. I). В районе сс. Цеси, Мухли и в ущ. р. Барула гальки конгломерата состоят из лабрадорного порфирита; севернее, на участке Бари-Шардомети встречаются и гальки сплитита, а в окрестностях сс. Джоисубани и Сева наблюдается также материал размыва лейасских сланцев. Следовательно, источником питания служила суша, сложенная байосской порфиритовой свитой и верхнелейасскими отложениями сорской свиты. Наличие порфиритового материала в полосе Бари-Цхмори и порфиритовой гальки в основании келловей в с. Корта следует объяснить привнесением этого материала с юга. Очевидно, порфиритовая суша ограничивала келловейский бассейн и с юга. Обломочный материал, поступающий в бассейн из разных источников в нижнекелловейское время, не перемешивался.

В составе келловейских псаммитолитов, помимо материала размыва байосской порфиритовой свиты, в значительном количестве встречается также и материал размыва кислых эффузивов (эффузивный кварц, обломки



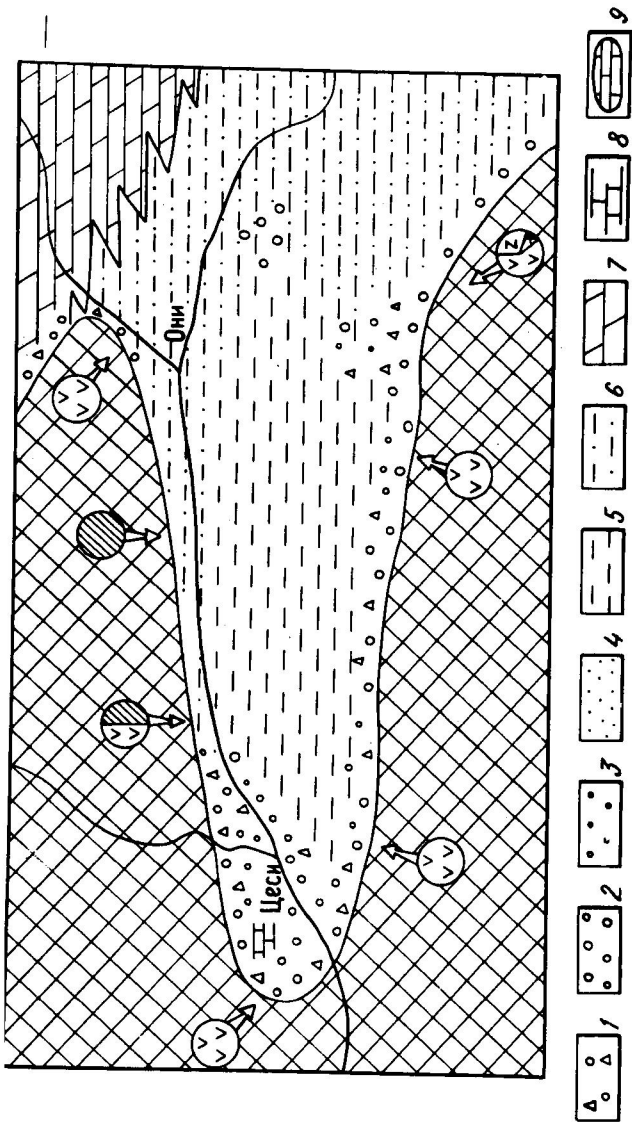


Рис. 1. Палеогеографическая схема нижнекелловейского времени Рачинского залива.

1 - брекчия-конгломераты, 2 - конгломераты, 3 - гравелиты, 4 - песчаники, 5 - аргиллиты, 6 - песчанистые аргиллиты, 7 - карбонатные флишевые отложения, 8 - карбонатные песчаники, 9 - рифовые постройки, 10 - известняки, 11 - доломиты, 12 - суша, 13 - направление сноса терригенного материала; 14 - сорской свиты, (С), 15 - порфиритовой свиты (В), 16 - доюрских гранитоидных пород, 17 - кислых эффузивов.

кислых основных масс эффузивов). К тому же, в восточной части южной полосы (сс.Корта, Жашква) его больше, нежели в западной (сс.Мухли, Цеси). Кроме этого, в келловейских песчаниках присутствует и аркозовый материал (гранитный кварц, калишпат, биотит и мусковит), количество которого также уменьшается с востока на запад. Все это приводит к мысли, что в восточной части питающего субстрата обнажалась суша, сложенная кислыми кристаллическими породами, по составу аналогичная современному Дзирульскому массиву.

Обломочный материал кислого субстрата в небольшом количестве поступал в келловейский бассейн и, видимо, морскими течениями разносился с востока на запад. Надо полагать, что в строении обнаженной суши собственно гранитоидные породы играли подчиненную роль, по сравнению с эффузивами, широко распространенными в доюрском субстрате Грузинской глыбы (Дзоценидзе и др., 1950). Предположение об участии кислых эффузивов в верхнеюрских осадках полосы Цеси - Корта было высказано Г.А. Чихрадзе с сотрудниками в 1960 г.

О преобладающей роли материала размыва байосской порфиритовой свиты в келловейских отложениях свидетельствует также установленная в них ассоциация акцессорных минералов. В частности, в тяжелой фракции присутствуют ильменит, пироксен, иногда роговая обманка, а также апатит (прозрачная, идиоморфная и необработанная разновидности). О небольшом участии размытого материала кислого субстрата свидетельствует незначительное количество циркона, турмалина и биотита. Вместе с тем, увеличение роли материала пород кислого субстрата с запада на восток (от с.Цеси к с.Корта) обуславливает увеличение в том же направлении характерных для кислых пород акцессорных минералов.

В конце нижнего оксфорда (до арговея) в центральной и северо-восточной частях залива отмечается антиклинальное поднятие и омеление центральной части бассейна. Залив, как и в келловейское время, с запада и юга ограничен порфиритовой сушей, но в разрезе с.Корта в песчаниках наблюдается увеличение количества материала кислых эффузивов и гранитоидов, указывающее на расширение площади соответствующих пород в пределах водосбора. Подобное обстоятельство наблюдается в песчанистых известняках с.Цеси, синхронных с вышеотмеченными песчаниками. Эти факты подтверждают также наличие граната и, сравнительно реже, корунда в тяжелой фракции пород нижнего оксфорда. Присутствие апатита и циркона говорит о том, что в области размыва кислые эффузивы по-прежнему занимают значительное место.

Следующий этап развития верхнеюрского эпиконтинентально-лагунного бассейна совпадает приблизительно с началом верхнего оксфорда (арговей) и отмечается возникновением барьерного рифа на северо-восточном окончании залива, а в собственно центральной части бассейна, где во

II. Литология юрских и меловых отложений...

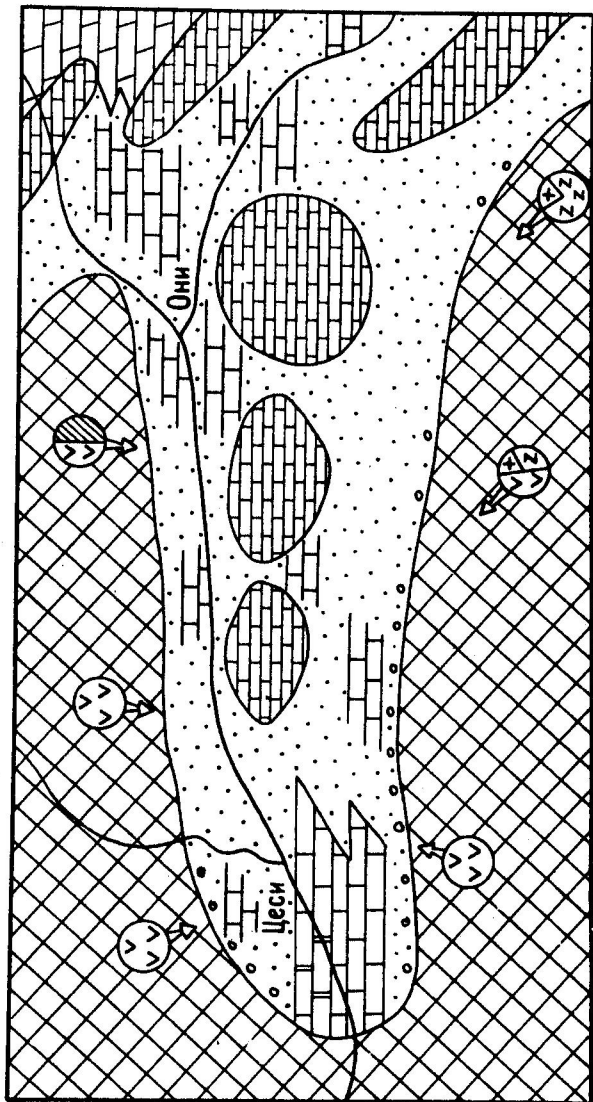


Рис. 2. Палеогеографическая схема верхнедевонского времени Рачинского залива. (условные обозначения см. на рис. 1).

время предыдущего этапа существовало антиклинальное поднятие, развиваются внутренние рифовые постройки (рис. 2). Из них наиболее значительными были биостромы и биогермы в окрестностях сс.Корта и Баджихеви, которые к концу секвана (верхняя часть верхнего оксфорда) представляли собой атоллоидные образования (Бендукидзе, Чиковани, 1975). Очевидно, интенсивный рост рифового барьера способствовал установлению в морском заливе лагунного режима и широкому развитию лагунной фации — доломитов и мощных пачек гипса в районе сс.Цеси и Мухли. Возникновению хемогенных осадков способствовал также господствовавший в то время аридный климат (Страхов, 1962). В таких условиях поступление терригенного материала в бассейн постепенно уменьшается; вместе с тем в полосе Цеси — Бари в основании пестроцветной свиты, наряду с аркозовым материалом и кислыми эффузивами, все еще имеется материал порфиритовой свиты, который сверху совершенно исчезает. Следовательно, к этому времени источник порфиритового материала превращается в область аккумуляции, тогда как на юге бассейна размыв Грузинской глыбы продолжается. Минеральный состав тяжелой фракции (апатит, циркон, турмалин) подтверждает размыв, главным образом, кислых эффузивов и гранитоидов.

Северо-восточнее, у с.Шардомети, пестроцветная свита представлена в основном материалом порфиритов и кислых эффузивов, а аркозовый материал уже почти не встречается, что, вероятно, обусловлено местным поднятием байсского субстрата. Что же касается восточной и юго-восточной части залива (сс.Корта и Баджихеви), то здесь процесс терригенного осадконакопления значительно затруднен широким развитием органогенных сооружений (атоллоидный риф). Центральные части атолл-ов представляют собой почти замкнутые участки, где возникают хемогенные осадки — доломиты, гипс и оолитовые известняки. Во внешних частях рифов по-прежнему происходит терригенная и органогенная седиментация. Подобная пестрота фаций в заливе продолжается до неокемской трансгрессии.

Проследивая палеогеографические связи Рачинского бассейна со смежными районами, следует отметить, что началу келловейской трансгрессии предшествовала батская орогенетическая фаза, внесшая значительные изменения в распределение суши и моря на территории Кавказа (Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947). Трансгрессивное эпиконтинентальное море покрыло краевые части Закавказского срединного массива и Скифской платформы. Рачинский залив к северу, по всей вероятности, отделялся от флишевого бассейна узкой полосой батской кордильеры (унаследованная геоантиклиналь), что подтверждается наличием пачек внутриформационных конгломератов с материалом размыва нижележащих отложений на

границе песчано-сланцевого доггера и верхней юры. Например, разрезы ущ.р.Сакаура и Лухунисцкали (Гамбашидзе, 1965; Кокрашвили, 1966; Беридзе, 1970). В южном направлении на Шаори - Ткибульском участке, верхняя юра представлена гипсоносными пестроцветными образованиями (Чихрадзе, 1961; Хучуа, 1964). Несколько отличны верхнеюрские отложения Южной Окрибы, где они, наряду с терригенно-глинистыми (без гипса), представлены также вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (Цабадзе, 1970).

Восточнее верхнеюрского Рачинского залива нижний литостратиграфический комплекс характеризуется на основании отдельных выходов (Кемутьта - в Осети, Джварисубани - в ущ.р.Ксани, в басс.р.Иори) глинистых отложений с аммонитами и переложенных пород кортинских слоев келловей и нижнего оксфорда вдоль северной кромки Закавказской плиты (Кахадзе, 1947; Адамия, 1958). Лагунная часть Рачинского залива в юго-западном направлении, вероятно, соединяется с обширной лагуной Колхидской низменности, в которой (данные глубоких скважин) происходила седиментация пестроцветных отложений с мощными линзами гипса и каменной соли (Бендукидзе, 1978).

В верхнеюрское же время на северо-западном окончании Закавказского срединного массива на территории Абхазии образовался залив, сходный с Рачинским, который на западе сообщался с флишевым бассейном в направлении Туапсе - Новороссийск (Кахадзе, 1947; Кикодзе, 1970). В течение келловей-раннего оксфорда здесь образовались отложения, примерно соответствующие таковым нижнего комплекса Рачинского залива (брекчия-конгломераты, гравелиты, песчаники), а с верхнего оксфорда в пределах залива формируется более мощная коралло-рифовая фация массивных известняков. Абхазский залив, аналогично Рачинскому, открывался в сторону Закавказского срединного массива, образуя на последнем мощные лагунно-континентальные отложения пестроцветной свиты (доломиты, гипс, галит).

Следовательно, в верхней юре вдоль северной окраины Закавказского срединного массива условия осадконакопления были примерно одинаковыми - лагунно-континентальными. В это же время к северу от Рачинского залива развивался бассейн со сравнительно глубоководным флишевым осадкообразованием.

Анализ разрезов флишевого бассейна (Сибашвили, Варсимашвили, 1978) показывает, что и здесь можно выделить два комплекса отложений: нижний, сложенный преимущественно аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями мергелей (келловей-нижний оксфорд) и верхний - преимущественно карбонатных пород (верхний оксфорд-титон). Отложения нижнего комплекса согласно продолжают среднеюрские, также преимущественно терригенные осадки - диабазовый горизонт (по Шония) и талахианскую свиту в Рачи (Чи-

чинадзе, 1945; Беридзе, 1970) и, в свою очередь, согласно сменяются карбонатными отложениями верхнего комплекса. Не располагая достаточными данными для допущения непрерывной седиментации в верхней юре зоны Главного хребта, невозможно судить о непосредственной связи флишевого бассейна Южного склона с таковым Северного склона. В восточном окончании Большого Кавказа флишевые отложения Южного и Северного склонов сливаются; в западной же части ряд исследователей (Кахадзе, 1947 и др.) указывает на замыкание флишевого бассейна в Верхней Сванети на меридиане г.Штавер.

На Северном Кавказе между меридианом р.Белой и р.Аргун в пределах Кубано-Малкинской и Бечасинской геотектонических зон верхнеюрские эпиконтинентальные отложения характеризуются большими мощностями и пользуются более широким распространением по сравнению с Южным склоном. Эти отложения также трансгрессивно налегают на аргиллитовые толщи средней юры и подразделяются на две части: нижнюю (келловей), представленную преимущественно терригенными породами с некоторой примесью карбонатного материала (увеличение последнего замечено в западной части полосы) и верхнюю (оксфорд, кимеридж, титон), представленную карбонатными, в основном, кластическими и органогенными известняками, местами фациально замещенными лагунными отложениями (Лучников, 1968).

Таким образом, отмечается большое сходство с разновозрастными отложениями северной периферии Закавказского срединного массива, с той разницей, что карбонатная седиментация на Северном Кавказе начинается несколько раньше и низы органогенных известняков представлены губковыми рифами, которые лишь с верхнеоксфордского времени сменяются коралловыми. Что касается лагунной фации, то здесь, так же как и в Колхидской лагуне, процесс эвапоритизации доходит до садки каменной соли.

#### ЛИТЕРАТУРА

Адамия Ш.А. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейном р.Малой Лиахви и г.Душети (Автореф.кандид.дис.), Тбилиси, 1958.

Бендукидзе Н.С. Верхняя юра. - В кн.: Геология СССР, т.Х. Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание. М., Недра, 1964.

Бендукидзе Н.С. К геологической истории позднеюрской рифовой формации Сванети, Рачи и Юго-Осетии. - В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тр. Геол.ин-та АН СССР, нов.сер., 1978, вып. 59.

Бендукидзе Н.С., Чиковани А.А. Биотекты мальма Грузии. В сб.: Вопро-

сы палеонтологии и стратиграфии мезозоя Грузии. -Тр.Геол.ин-та АН ГССР, нов.сер., 1975, вып.47.

Беридзе М.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. - Тр.Геол.ин-та АН ГССР, нов.сер., 1970, вып.24.

Гамбашидзе Р.А. К стратиграфии карбонатного флиша Горной Рачи. - Сообщ. АН ГССР, 1965, т.Х, № 2.

Джанелидзе А.И. Геологическое наблюдение в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси, 1940.

Дзюценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. О литологии питающего субстрата лейасских отложений Дзиркульского массива. -Тр.Геол.ин-та АН ГССР, сер.минер.-петрогр. Тбилиси, 1950.

Инцикирвели Н.З. Минеральный состав и условия образования пелитов верхнеюрских отложений Рачи. -Тр. НИИ гидрогеол. и инженерно-геол.проблем. ИПИ, 1972, № 2.

Инцикирвели Н.З. О составе и генезисе верхнеюрских конкреций Верхней Рачи. Сообщ.АН ГССР, 1977, т.88, № 1.

Кахадзе И.Р. Грузия в Юрское время. - Тр.Геол.ин-та АН ГССР, сер. геол., 1947, т.III(УШ).

Кикодзе Г.С. Литология верхнеюрских отложений Северо-Западной Абхазии (междуречье Псоу-Гага). Автореф. кандид.дис., Тбилиси, 1970.

Кокрашвили З.А. Новые данные о стратиграфии и истории геологического развития флишевых отложений Верхней Рачи. - Сообщ. АН ГССР, 1966, т.Х, № 3.

Лучников Б.П. Восточная, центральная и западная части Северного Кавказа. - В кн.: Геология СССР, т.IX, Северный Кавказ, ч.I. Геологическое описание, М., Недра, 1968.

Сибашвили Г.Ш., Варсимашвили Э.В. Расчленение верхнеюрско-нижнемеловых флишевых отложений Шовско-Пасанаурской подзоны в пределах Юго-Осетии. - Тр. ИПИ, 1978, № I (202).

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. т.I. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Хампиашвили Н.Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Сектор палеобиологии АН ГССР. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1957.

Хучуа М.Ф. Литология пестроцветной свиты Шаорского месторождения каменного угля. - В сб.: Вопросы геологии Грузии. К XII сессии МГК, Тбилиси, 1964.

Цабадзе Н.Г. Литология верхнеюрской пестроцветной свиты Кутаисского района. Автореф.кандид.дис. Тбилиси, 1970.

Чихрадзе Г.А. Литология пестроцветной свиты Ткибульско-Дзмуисской полосы. - Тр.Геол.ин-та АН ГССР, минер.-петрогр.серия, 1961, т.У.

Чичинадзе К.И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. М.-Л., 1945.

Содержание

Г.А.Чихрадзе. Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа	5
М.А.Беридзе. Вулканогенные образования, связанные с ниже- и среднеюрскими геосинклинальными отложениями Южного склона Большого Кавказа	42
И.Д.Чечелашвили, Э.В.Варсимашвили. Литология верхнеюрско-меловых отложений Южного склона Большого Кавказа	84
Г.С.Кикодзе. Верхняя яра западной части Южного склона Большого Кавказа (бас. пр. Мзымта, Псоу, Бзыбь)	130
Н.Г.Цабадзе. Литология верхнеюрских пестроцветных отложений Южной Окрибы	142
Н.З.Инцкирвели. Некоторые палеогеографические особенности верхнеюрского седиментационного бассейна Рачи	159

ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского совета  
Академии наук Грузинской ССР

ИБ 1475

Рецензенты: доктор геол.-мин.н. Р.А.Гамбашидзе  
кандидат геол.-мин.н. В.И.Зесашвили

Редактор издательства  
Техредактор

Г.П.Бокучава  
Э.Б.Бокерия

Сдано в производство 2. IV. 1981; подписано к печати 3. V. 1981;  
Формат бумаги 60x90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; бумага офсетная; печатн. л. 10,8;  
уч.-издат. л. 10;

УЭ 01032;

Тираж 600;

заказ 1259

Цена 1 руб. 25 коп.

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19.  
Типография АН ГССР, Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19.