ГЕОЛОГИЯ СССР

КАВКАЗЬЯ

Часть I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

СССР
ГОСГЕОЛИЗДАТ

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
И. И. МАЛЫШЕВ

Заместители
главного редактора
Я. С. ЭДЕЛЬШТЕЙН
и
Н. А. БЫХОВЕР

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ при СНК СССР
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД
1941

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР

55.47
Г-353

ПРОВЕРЕНА

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
X

ЗАКАВКАЗЬЕ

Часть I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редактор
В. П. РЕНГАРТЕН

3306
43544 34332

Библиотека Зоовет. И-та
г. Ереван Арм.ССР

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ при СНК СССР
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД
1941

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР Библиотека

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ГЕОЛОГИИ СССР

Б. П. Асаткин
А. А. Блохин
В. М. Борейша
Н. А. Быховер
А. Г. Вологдин
А. П. Герасимов
И. И. Горский
И. Ф. Григорьев
В. Г. Грушевой
А. А. Дубянский
Н. Г. Кассин
А. Н. Криштофович
Б. К. Лихарев
В. И. Лучицкий
А. Н. Мазарович
И. И. Малышев
А. П. Марковский
В. В. Меннер
Г. Ф. Мирчинк
А. С. Моисеев
М. В. Муратов
Д. В. Наливкин
В. А. Николаев
И. И. Никшич
В. А. Обручев
С. В. Обручев
Е. В. Павловский
А. А. Полканов
В. П. Ренгартен
Б. Н. Семихатов
П. И. Степанов
М. А. Усов
В. Д. Фомичев
А. С. Хоментовский
А. А. Чернов
П. К. Чихачев
М. С. Швецов
Д. И. Щербаков
Я. С. Эдельштейн
В. С. Яблоков
В. И. Яворский
А. Л. Яншин

Ученый секретарь редакции
Н. И. Марочкин

ВВЕДЕНИЕ

Территория Закавказья по своим размерам (185 600 *км*²) составляет лишь очень небольшую часть всей площади СССР, менее 1%. Однако сложность и пестрота геологического строения этой области так велики, что в настоящем томе многие черты воспроизводимой картины удается обрисовать лишь общими штрихами. Это особенно относится к данным о богатых и разнообразных минеральных ресурсах края. Здесь пришлось ограничиться лишь общими характеристиками и перечислениями, в виде примеров, наиболее важных месторождений. Ссылки на главнейшую литературу должны восполнить эти пробелы.

Советское Закавказье составляют три республики: Грузинская ССР (69 600 *км*²) с автономными Абхазской и Аджарской республиками и автономной областью Юго-Осетии, Армянская ССР (30 000 *км*²) и Азербайджанская ССР (86 000 *км*²) с автономной Нахичеванской республикой и Нагорно-Карабахской автономной областью. Административные границы трех Закавказских республик являются также и границами территории, описываемой в данном томе.

Северная граница Закавказья начинается на Черноморском побережье от устья р. Псоу. Далее она поднимается на водораздел Главного Кавказского хребта и следует по нему до верховьев Терека. Здесь граница отходит к северу по водоразделу между бассейнами Терека с одной стороны и Ардона, Фиаг-дона и Гизель-дона с другой стороны. Пересекши Терек у северного выхода из Дарьяльского ущелья, граница поднимается на водораздел между правыми притоками Терека, сначала Арм-хи и Кистинкой, а затем Арм-хи и Джутой. Далее границей снова служит Главный водораздел. Обогнув верховья Аргуна, граница во второй раз отклоняется от Главного водораздела к северу и проходит через вершины Тебулос-мта и Диклос-мта, между бассейнами Аргуна и Андийского Кой-су. Верховья последней реки, известной здесь под именем Пирикитской Алазани, входят в состав Грузии. У вершины Шави-клде граница снова возвращается на Главный водораздел и следует по нему до меридиана горы Шах-даг. По отрогам последней граница спускается к р. Самуру, по которому она доходит до Каспийского моря. Кубинский район Азербайджана является третьей областью зоны северного склона, входящей в состав Закавказских республик. Остальные границы Закавказья совпадают с государственными или выражены морями.

О расположении материала в настоящем томе можно судить по подробному оглавлению. Первая часть книги посвящена вопросам геологии, вторая — минеральным ресурсам и подземным водам. При обзоре огромного фактического материала необходимо было выбрать такую естественную группировку фактов, чтобы легко можно было найти интересующие детали и вместе с тем не утратить стройности и

ясности общей картины. В изложении обеих частей тома приняты различные принципы распределения материалов.

В первой, геологической, части выделены следующие главы: географический очерк, стратиграфия, вулканизм, тектоника и геоморфология. Далее в изложении этих глав и особенно в стратиграфии и тектонике выдвигается значение так называемых тектонических зон. Фактический материал, приводимый в виде описания разрезов, тектонических элементов, интрузивных тел и пр., группируется так, чтобы получилось возможно более полное изображение геологии каждой из трех республик, составляющих Закавказье.

Во второй части, в обзоре минеральных ресурсов, в основу распределения материалов положено понятие о ведущих полезных ископаемых, которые и рассматриваются более подробно на фоне связанных с ними крупных промышленных проблем. В области Закавказья выделяются районы по экономическим признакам, причем для каждого из них намечаются ведущие полезные ископаемые, как играющие самостоятельную роль в экономике района, и все остальные ископаемые, являющиеся подсобным сырьем или строительными материалами. Чтобы избежать повторений и вместе с тем дать возможность легко составить представление о полезных ископаемых республики, обзор месторождений в каждом разделе ведется последовательно по Грузии, Азербайджану и Армении. Так же построено описание минеральных источников, подземных пресных вод и вопросов инженерной геологии.

Вернемся теперь к основному принципу распределения материалов в геологической части тома по тектоническим зонам. Прежде всего необходимо пояснить, почему понятие тектонической зоны достаточно широко для того, чтобы объяснить не только известные формы тектоники, но выявить также для каждой данной области единство стратиграфических и фациальных особенностей отложений, разъяснить морфологию района и многие другие явления, в том числе и распространение различных полезных ископаемых.

Различная интенсивность тектонических проявлений в разных зонах обусловливается неодинаковым распределением тектонических сил в глубине земной коры, но в пределах одной зоны наблюдаемые формы тектоники нередко оказываются в зависимости от литологического состава и мощности отложений. Мощные однообразные толщи сланцевых пород при достаточных тектонических напряжениях дадут интенсивную складчатость и пластические изменения объема. Жесткие массы известняков и кристаллических пород склонны скорее давать разрывы по крутым поверхностям с относительно небольшим перемещением глыб. Тонкие осадочные покрышки на таких жестких глыбах, давая широкие и пологие складки, сминаются более интенсивно только вдоль линий разломов и т. д.

Кроме кратковременных периодов диастрофизма (орогенических фаз), те же тектонические напряжения в земной коре, действуя непрерывно в течение долгих промежутков времени, производят колебательные или эпейрогенические движения, т. е. являются причиной изменений в характере морей и суши, причиной трансгрессий и регрессий. Таким образом глубокая тектоника данного участка земной коры предопределяет и общий ход образования осадочных пород. В медленно прогибающихся зонах (геосинклиналях) накапливаются огромные толщи однообразных морских осадков, часто в виде флишевой фации. Другие участки проявляют геоантиклинальные тенденции. Здесь распространяются моря эпиконтинен-

тального типа, характеризуемые частыми трансгрессиями и регрессиями. Осадочные отложения здесь не достигают значительной мощности, представлены неритическими и лагунными фациями и обнаруживают частые пробелы.

Периоды диастрофизма открывают пути проникновения к поверхности земли для магмы и ее спутников — газов и минеральных растворов. Отсюда связь тектоники с рудными месторождениями. В самом процессе внедрения или выжимания магмы очень вероятно влияние тектонических напряжений.

Влияние тектоники и состава пород на образование форм рельефа рассматривается в особой главе, посвященной геоморфологии. За последнее время накопилось уже много фактов, доказывающих, что в области Закавказья, даже в четвертичное время, происходили такие тектонические нарушения, которые существенным образом изменяли ход развития форм рельефа.

Сейсмические явления находятся в еще большей зависимости от молодой современной тектоники. Многие тектонические линии живут и сейчас и проявляют себя землетрясениями.

Вот перечисление тектонических зон, выделяемых на Кавказе (см. рис. 1).

I. Зона Предкавказья.
   a — подзона Ставропольского плато;
   b — подзона депрессий Кубани и Терека.
II. Зона Большого Кавказа.
   a, b, c — подзона северного склона;
   d — подзона южного склона;
   e — подзона погружения.
III. Закавказская пологоскладчатая зона.
   a — Абхазско-Рачинская подзона;
   b — Рионско-Дзирульская подзона;
   c — Карталинская подзона;
   d — Куринская подзона;
   e — Сомхетско-Азербайджанская подзона.
IV. Аджаро-Триалетская складчатая зона.
V. Армянская складчатая зона.
   a — Араксинская подзона;
   b — Севанско-Карабахская подзона.

Полная характеристика этих зон в отношении состава развитых в них отложений и свойственных каждой из них тектонических форм дается в отделах стратиграфии и особенно тектоники. Здесь можно ограничиться указанием на основные черты, отличающие одну зону от другой, и очертить границы зон.

Зона северного склона Главного хребта входит в пределы Закавказья лишь на небольших участках — область Главного водораздела на западе, Приказбекский район, верховья Ассы и Андийского Кой-су (Пирикитская Алазань) и зона Шах-дага в Кубинском районе. В мезозойское время здесь образуются отложения, которые по их неритическим фациям можно рассматривать как осадки северной окраины геосинклинального бассейна. И только нижнеюрская сланцевая толща по своей мощности и однообразию может быть причислена к осадкам главной геосинклинали. На западе из-под этой толщи выступает древний кристаллический субстрат; на востоке отличием от южной зоны служат, главным образом, формы тектоники. Последние не выражаются еще сильно сжатыми складками,

хотя коробчатые складки имеют большую амплитуду и сопровождаются иногда крупными разрывами типа надвигов.

Подзона южного склона Главного хребта протягивается сравнительно узкой полосой от р. Псоу до Шемахи и переходит на востоке в особую подзону погружения в районах Дибрара, Кабристана и Апшерона. На большей части своего протяжения южная граница подзоны отмечается крупным разломом, по которому флишевые осадки этой зоны приходят в соприкосновение с отложениями совершенно иных фаций в расположенных южнее зонах. За исключением небольших выходов палеозоя и древнего кристаллического субстрата, вся серия осадочных отложений зоны южного склона отличается флишевыми сланцевыми фациями и огромной мощностью. Такому составу пород вполне отвечает и альпинотипный характер тектоники, выражающийся большим числом сильно сжатых изоклинальных складок, опрокинутых к югу и часто чешуйчато надвинутых друг на друга. В южном фронтальном поясе наблюдаются покровные надвиги с амплитудой горизонтальных перемещений более 10 *км*. Отрезанные эрозией от своих корней, остатки этих покровов флишевых отложений являются совершенно чуждыми элементами среди осадков иных фаций Закавказской пологоскладчатой зоны.

Закавказская зона расположена к югу от Большого Кавказа. Она распадается на пять подзон, имеющих каждая свои особенности. В целом Закавказская зона характеризуется сравнительной близостью жесткого субстрата, подстилающего мезозойские и третичные осадочные отложения. В обширной Закавказской пологоскладчатой зоне выделяются подзоны с бóльшим или меньшим накоплением осадочных отложений — геосинклинали и геоантиклинали второго порядка. Эта осадочная покрышка обладает меньшей мощностью, чем соответствующие отложения в главной геосинклинальной зоне, частыми стратиграфическими перерывами, обломочными и вулканогенными фациями. С жесткостью Закавказской зоны и характером ее осадочной покрышки связаны и наблюдаемые сравнительно спокойные формы тектоники в виде пологих, несколько неправильных складок и крутых разломов, имеющих характер взбросов. Особенности отдельных частей Закавказской зоны обусловливаются прежде всего различным наклоном этих частей. Так, Абхазско-Рачинская и Рионско-Дзирульская подзоны имеют общий наклон к западу от наиболее приподнятого участка в области Сурамской перемычки. Карталинскую, Куринскую и Сомхетско-Азербайджанскую подзоны можно рассматривать как разные части одной зоны, наклоненной к северу. Низкое положение занимает Куринская подзона, более приподнятое — Азербайджанская. Южная граница Закавказской зоны прослеживается на западе вдоль северного подножия Аджаро-Имеретинского, а затем и Триалетского хребтов. Здесь намечается крупная линия разлома с надвиганием с юга на север. Обогнув с востока область погружения Триалетского хребта у сел. Сартачалы на р. Иоре, граница зоны уходит в Сомхетию, где выступает гранитный субстрат. Далее южная граница Сомхетско-Азербайджанской подзоны еще резче отмечается линией разлома, по которой вулканогенные юрские отложения этой подзоны надвинуты на лежащие южнее более молодые верхнемеловые и палеогеновые породы у Калагерана, по северному побережью оз. Севан и в бассейне Тертера.

Аджаро-Имеретино-Триалетская зона расположена к югу от Рионско-Дзирульской и Карталинской подзон и вдается клином между Куринской и Азербайджанско-Сомхетской подзонами. В нее входит также Ахалцихский район. За исключением небольших выходов верхнего мела, вся зона

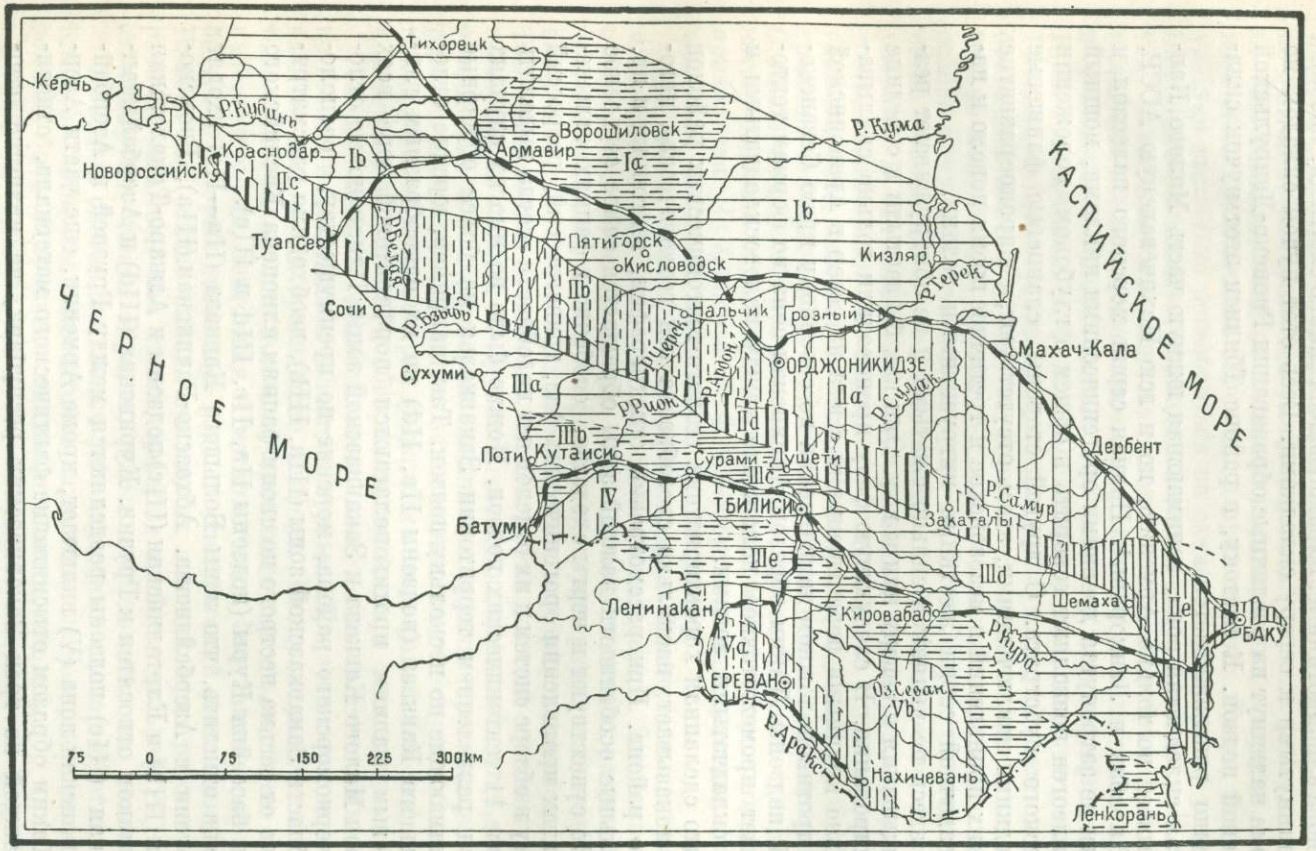


Рис. 1. Карта тектонических зон Кавказа.
Составил В. П. Ренгартен в 1937 г.

I — зона Предкавказья (*a* — Ставропольское плато; *b* — депрессии рр. Кубани и Терека); *II* — складчатая зона Большого Кавказа (*a* — восточная часть северного склона; *b* — центральная часть; *c* — западная часть; *d* — подзона южного склона; *e* — подзона погружения); *III* — Закавказская пологоскладчатая зона (*a* — Абхазско-Рачинская подзона; *b* — Рионско-Дзирульская подзона; *c* — Карталинская подзона; *d* — Сомхетско-Азербайджанская подзона); *IV* — Аджаро-Триалетская складчатая зона; *V* — складчатая зона Армении (*a* — Араксинская подзона; *b* — Севанско-Карабахская подзона).

сложена палеогеновыми отложениями, особенностью которых является чрезвычайно мощное развитие флишевых осадков эоцена. Формы тектоники здесь снова альпинотипные, выражающиеся сильно сжатыми, изоклинально опрокинутыми к северу складками. Весь этот пучок складок по линии разлома надвинут на различные образования Рионско-Дзирульской и Карталинской подзон. К востоку, в районе Тбилиси этот пучок складок постепенно разглаживается.

Армянская складчатая зона, занимающая южную часть Малого Кавказа, охватывает не только Армению, но и всю Нахичеванскую АССР, Нагорный Карабах и Ленкорань[1]. Полная серия морского палеозоя и триаса, почти не затронутая древними орогеническими циклами, мощный мезозой и палеоген позволяют говорить в общем о глубоком положении кристаллического субстрата. С другой стороны, сланцевые флишевые фации, за редкими исключениями, здесь отсутствуют, а широкое развитие вулканических проявлений в мезозойское и третичное время повело к насыщению осадочной серии жесткими интрузивными телами.

Складки здесь не являются сильно сжатыми и не обнаруживают резкого опрокидывания к северу или к югу. Они как бы застыли в середине своего формирования. В следующую фазу происходили только скалывания с довольно крупными перемещениями с юга на север в Араксинской подзоне и в противоположном направлении по северному краю Севанско-Карабахской подзоны. Таким образом Армянская зона по формам тектоники занимает промежуточное положение между пологоскладчатыми и интенсивно складчатыми зонами.

Только что сделанная характеристика геолого-тектонических районов Закавказья показывает, насколько своеобразна вся геологическая история каждого района. При рассмотрении стратиграфии, тектоники и пр. на отличительные особенности каждой зоны обращается самое серьезное внимание. Но существуют и черты сходства, особенно в фациях отложений, в моментах проявления орогенических фаз, трансгрессий, регрессий и пр. Поэтому в обзоре систем и их отделов нет надобности всегда выделять полностью все 11 тектонических подзон. Можно было во многих случаях ограничиться разделением территории Закавказья на более обширные районы, обнимающие по нескольку подзон. Так, например, юрские отложения Большого Кавказа (подзоны IIa, IId) по их однообразным глинисто-сланцевым фациям противополагаются порфиритовой юре всех остальных зон Малого Кавказа и Закавказской зоны. Плиоценовые отложения Причерноморского района, морские по преимуществу, расположенные в области Закавказской зоны (IIIa, IIIb), необходимо рассматривать отдельно от весьма пестрого по своим фациям плиоцена Каспийского побережья и бассейна Куры (подзоны IIa, IIe, IIId и IIIe).

Можно еще отметить, что зоны Большого Кавказа (IIa—IIe) входят в состав Грузии и Азербайджана. Абхазско-Рачинская (IIIa), Рионско-Дзирульская (IIIb) и Карталинская (IIIc) подзоны и Аджаро-Триалетская зона (IV) целиком относятся к Грузии. Куринская (IIId) и Азербайджанско-Сомхетская (IIIe) подзоны разделяются между Грузией и Азербайджаном. Армянская зона (V) включает, кроме Армении, еще части Азербайджана. Таким образом отыскивание фактического материала, относящегося к каждой из трех Закавказских республик, не является сложным.

---

[1] По новейшим данным Ленкорань и Талыш, повидимому, правильнее относить к Куринской зоне.

Составление настоящего труда большим количеством авторов неизбежно ведет к некоторым отступлениям отдельных авторов от указанного плана изложения материалов и от общих идей, их освещающих. Редактор не считал себя вправе все унифицировать. Случаев расхождения мнений вообще немного, и они не касаются кардинальных вопросов. Кое-где иные возможные толкования отмечены в примечаниях. Здесь, пожалуй, будет уместно несколько остановиться на схеме тектонического районирования Западного Закавказья, приводимой в соответствующей главе Б. Ф. Меффертом. В понятие «зона южного склона Главного хребта» Б. Ф. Меффертом вкладывается несколько иное содержание, чем принятое в общей схеме и в соответствующих главах тектоники и стратиграфии, написанных В. П. Ренгартеном. Б. Ф. Мефферт включает в это понятие и всю Абхазско-Рачинскую подзону, где кристаллический субстрат является погруженным более или менее глубоко, но формы тектоники все же остаются сравнительно пологими. С другой стороны, соглашаясь на выделение севернее особой флишевой зоны южного склона, Б. Ф. Мефферт слишком суживает ее по сравнению с представлениями В. П. Ренгартена. Как видно на разрезах Б. Ф. Мефферта, изоклинальная, опрокинутая к югу складчатость, характерная для «подзоны южного склона» в понимании В. П. Ренгартена, продолжается несколько южнее проведенной Б. Ф. Меффертом границы зон «флиша» и «эпиконтинентальных отложений» южного склона. С такой поправкой против выделения промежуточной умеренно-складчатой подзоны эпиконтинентальных отложений возражать особенно не приходится. На даваемые Б. Ф. Меффертом характеристики зон это передвижение северной границы почти не влияет.

По своему объему обзор стратиграфии Закавказья занимает первое место в томе, ему отведено более 20 печатных листов. Здесь по каждой системе дается, по возможности, описание всех типичных разрезов в различных районах и зонах, причем фактического материала оказывается все-таки настолько много, что приходится делать выборку и сжимать изложение. Так как сводка данных по стратиграфии каждой системы приводится в очерках по каждой из крупных геотектонических областей, то в общем обзоре для всей территории Закавказья детали стратиграфии не повторяются. Внимание останавливается только на некоторых общих вопросах геологической истории края и кратком обзоре фаций. Эти замечания в равной мере относятся и к обзорам вулканизма и тектоники.

Сводка воедино колоссального количества фактических материалов по геологии Закавказья делается впервые. При этом сопоставлении намечаются новые, интереснейшие выводы. Ввиду ограниченности объема тома, в нем далеко не удалось исчерпать эти выводы, особенно по вопросам палеогеографии, тектоники и металлогении. Это задачи дальнейших работ, для которых настоящее издание дает богатый фактический материал. Намечаемые сейчас выводы во многих случаях надо рассматривать как рабочие гипотезы или схемы, которые требуют дальнейшей проверки и стимулируют, таким образом, новые исследования на местах.

Наконец, сделанная сводка уже известных фактов отчетливо выявила также области, еще недостаточно изученные, на которые в первую очередь должно быть направлено внимание исследователей.

История изучения геологии Закавказья выделяется в особую главу.

Здесь необходимо оттенить еще одну особенность настоящего коллективного труда. Отдельные статьи были написаны в период между 1935 и 1937 гг. К весне 1938 г. многие из них, но не все, были пересмотрены и дополнены. В частности, многочисленные статьи по разнообразным

вопросам геологии Западной Грузии, написанные безвременно умершим Б. Ф. Меффертом, не могли быть переработаны без автора. Однако изучение геологии Закавказья быстро идет вперед, и ко времени выхода тома в свет многое в нем покажется неполным и не отражающим новейших взглядов. В некоторых случаях мы даем в сносках указания на новые, только что опубликованные материалы. Во всяком случае геологи, работающие на Кавказе, должны рассматривать настоящее издание, главным образом, как сводку материалов, подводящую итог за большой период изучения Кавказа. Их новейшие исследования, почему-либо не использованные в настоящем томе, должны положить начало новому циклу изучения Кавказа. Если наша сводка поможет исследователям Кавказа в их дальнейших работах, а еще более широкому кругу лиц облегчит трудную задачу быстро разобраться в разнообразных вопросах геологии этой интереснейшей страны, то наша цель будет достигнута.

Часть первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Глава первая

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Если не углубляться в давно прошедшие времена, в XVII и XVIII века, когда некоторые путешественники захватывали своими маршрутами различные части Закавказья, то первые более или менее достоверные сведения по геологии этой страны, сведения, разбросанные и отрывочные, мы найдем у француза Ф. Дюбуа де-Монпере (Frédéric Dubois de Montpéreux), натуралиста, историка и археолога: Проехав по Черноморскому побережью до Абхазии, он проследовал оттуда через Кутаиси до Тбилиси, исколесил Южную Армению, побывал в Ереване, Нахичевани, пересек по Военно-Грузинской дороге Главный хребет и описал свое путешествие в многотомном сочинении, полном разнообразнейших сведений *(952)*. Среди очерков по истории Грузии и Армении, среди археологических материалов и описаний различных памятников в этом труде разбросано не мало геологических данных, то определяющих возраст тех или других пород, то характеризующих отдельные выходы массивных пород, то оценивающих какое-нибудь месторождение. Конечно, все это не систематично, случайно, не связано между собою, но все же дает некоторое представление об общем характере страны и о той значительной роли, какую играют в строении Закавказья вулканические образования и относительно очень молодые отложения. Ф. Дюбуа путешествовал в тридцатых годах прошлого столетия; последние тома его книги вышли в свет в начале сороковых годов, а уже в 1843 г. в б. Дерпте (теперь Тарту) была опубликована первая кавказская работа Г. Абиха (Hermann Wilhelm Abich, *895*), почти на полвека, до начала восьмидесятых годов, связавшего свою жизнь с изучением Кавказа, главным образом Закавказья, и, к сожалению, не успевшего закончить задуманную им сводку своих многочисленных и многосторонних наблюдений по этой стране *(889)*. Г. Абиха с полным основанием называют отцом кавказской геологии: нет ни одного более или менее серьезного вопроса, которого бы он не коснулся в своих многочисленных сочинениях, нет ни одного сколько-нибудь интересного уголка, которого бы он не посетил в своих многолетних странствиях. Его интересовали и осадочные и массивные породы, и окаменелости, и минералы, и тектоника, и вулканизм. Его тонкая наблюдательность, громадный опыт, приобретенный в Закавказье и сопредельных частях Турции и Ирана, большая эрудиция и временами почти гениальная интуиция иногда помогали ему лучше и правильнее разбираться во многих сложных и трудных вопросах, чем это удавалось крупным ученым, работавшим позже. Нет ни возможности, ни надобности перечислять все, чем занимался Г. Абих, приводить все его многочисленные труды. Достаточно, кроме уже указанных выше, назвать еще несколько интересовавших его тем и опубликованных работ. Из числа последних особняком стоит широко известный «Продромус» *(899)*, представляющий раннюю попытку дать в кратком изложении общее представление о геологии и тектонике всего Кавказа и ближайших частей соседних стран. Но, помимо таких общих сводок, много интересных и важных

наблюдений рассеяно в более мелких работах, посвященных то ледникам Кавказа *(892)*, то землетрясениям *(893)*, то соли *(894)*, то своеобразным проявлениям энергии природных газов и так называемым извержениям грязевых вулканов *(896)*, то термальным источникам *(885)*, то описанию отдельных путешествий *(901)*. Конечно, многое в сочинениях Г. Абиха устарело, многое имеет только исторический интерес и для современного читателя, в особенности не искушенного в ходе развития геологических идей, звучит странно. Таковы, например, его геометрические построения орографических и тектонических направлений, таковы его идеи о кратерах поднятия, но стоит вспомнить Э. де Бемона (Elie de Beaumont) с его тетраэдрической землей или Л. фон Буха (Leopold von Buch) с его базальтовыми пузырями, чтобы высказанные Абихом мысли перестали казаться странными: они только отражали господствовавшие в то время представления. Но его выводы из наблюдений часто поражают своей правильностью и иногда оказываются далеко впереди своего времени: он первый, владея очень небольшим числом фактов, определенно установил юрский возраст так называемых сланцев Главного хребта, задолго до И. Н. Стрижова, К. И. Богдановича и И. Г. Кузнецова; в его сочинениях, задолго до Э. Зюса, можно найти указания на связь термальных источников с внутренней энергией земли.

Мы позволили себе несколько остановиться на работах Г. Абиха и их значении только потому, что иногда в наши дни звучит несколько презрительное отношение к этим трудам. Говорят, например, о неверном определении возраста нефтеносных толщ на Апшероне, говорят о неправильных определениях окаменелостей из известного Джульфинского разреза и совершенно забывают, что все это происходило 80 лет тому назад и что такие же ошибки и для тех же самых объектов были сделаны много позже, когда наша наука успела уйти далеко вперед.

Одновременно с Г. Абихом начались геологические исследования, выполнявшиеся горными инженерами и геологами, состоявшими на службе Управления горной частью на Кавказе. Эти исследования, как бы их ни расценивать, были первыми в государстве, поставившими себе целью систематическое геологическое изучение и картирование обширной и сложно построенной страны и представляют параллель тем систематическим работам по изучению геологии европейской части России, какие примерно в то же время ставило перед собою Минералогическое общество. Исследования Кавказского горного управления, закончившиеся только вместе с революцией, за полвека успели дать геологическую карту значительной части Закавказья в пятиверстном масштабе (1:210 000) и позволили опубликовать 36 томов различных геологических материалов, содержащих, кроме объяснительных текстов к картам, много заметок, посвященных преимущественно различным месторождениям полезных ископаемых. Эти так называемые «Материалы для геологии Кавказа» *(229, 377, 487, 491, 542*, три полных серии и начало четвертой), несмотря на все их недостатки, служили и служат еще и теперь тем основным первоисточником, в котором можно почерпнуть более или менее правильные сведения о многих частях Закавказья. То первое двадцатилетие (1868—1886), когда управление считало своей основной задачей съемку страны, было вместе с тем периодом весьма напряженной работы: небольшой персонал, среди которого мы с уважением должны вспомнить имена Г. Цулукидзе, С. Симоновича, А. Сорокина, Л. Бацевича, почти ежегодно публиковал карты и объяснительные к ним записки, не имея ни времени, ни возможности в далекой провинции, какой в научном отношении был тогда Тбилиси, углубляться

в разработку отдельных деталей, в тщательное изучение окаменелостей, в микроскопическое изучение горных пород. Отсюда и суммарность стратиграфических подразделений, неверное подчас определение ископаемых остатков и горных пород, схематичность тектонических построений. Но, с одной стороны, надо помнить, что в основу этих работ была положена практическая цель: выяснение и познание тех горно-промышленных ресурсов, какими располагает страна, а во-вторых, не следует забывать и то далекое от нас время, когда шли эти работы, когда только начинали вырабатываться основы нашей науки, в особенности стратиграфии и тектоники.

В дальнейшем работа кавказских геологов пошла по иному руслу: вместо съемки отдельных территорий на первый план было выдвинуто изучение отдельных месторождений полезных ископаемых, причем на первое время главные силы (А. М. Коншин, Н. Н. Барбот де Марни) были направлены на изучение нефтяных месторождений Апшеронского полуострова, на исследование месторождений различных солей и минеральных источников и в меньшей мере металлических месторождений. К этому десятилетию (1887—1896) относится появление в серии «Материалов» замечательного труда В. Мёллера о полезных ископаемых края (1889); в 1896 г. эта книга в дополненом виде была издана вторично и независимо от «Материалов» *(547)*; впоследствии этот труд дважды дополнялся списками Г. М. Смирнова (*764*, 1905 и 1910) и отчасти был переработан и переиздан в 1917 г. *(671)*. Наконец, последний период геологической деятельности Кавказского горного управления, когда наиболее видное участие в его работах принимали Н. И. Лебедев, А. М. Марголиус, Л. К. Конюшевский, В. В. Богачев, Е. В. Круг, Г. М. Смирнов, А. Г. Эрн, наряду с продолжением геолого-съемочных работ и изучением месторождений нефти, соли и минеральных источников, отмечен повышением интереса к металлическим месторождениям (медь, железо, марганец). Многие из работ этого последнего периода не успели вылиться в форму вполне разработанных очерков и статей и остались в виде кратких служебных, но весьма содержательных отчетов, особенно работы Л. К. Конюшевского, В. В. Богачева и Е. В. Круга, опубликованные в ежегодных общих отчетах о состоянии и деятельности управления.

Одновременно с работами кавказских геологов и, главным образом, под влиянием многочисленных сведений и заметок Г. Абиха Кавказом и его геологией заинтересовались иностранцы, среди которых на первом месте надо поставить швейцарца Э. Фавра (Ernest Favre). Результаты своего двухлетнего путешествия по Кавказу, главным образом в области Главного хребта и его склонов, он изложил в сравнительно короткой работе *(953)*, интересной по приложенной к ней карте и по тем общим выводам, к которым пришел автор. Его книга, не утратившая своего интереса и до сих пор, в некоторых отношениях оказала заметное влияние на взгляды и русских исследователей. Так, главным образом под влиянием его авторитета, надолго укрепилось и до сих пор еще окончательно не оставлено мнение о палеозойском возрасте так называемых сланцев Главного хребта, установленное им на основании находки в долине Местии (в Сванетии) одного сомнительного фукоида, а также некоторых литологических аналогий с штирийскими нижнедевонскими сланцами. Этот взгляд, против которого возражали Г. Траутшольд, И. Стрижов, К. Богданович, который противоречил более ранним выводам Г. Абиха, все же надолго укрепился в литературе, нашел отражение на обзорных картах и окончательно был опровергнут только после начала детальных работ уже в двадцатых годах текущего

Библиотека Зоовет. И-та г. Еревана Арм.ССР

столетия, хотя и теперь еще кое-кто продолжает писать о глинистых сланцах как о палеозойских породах.

Значительно позже Кавказ посетил другой иностранец, на этот раз француз Э. Фурнье (E. Fournier), который, сделав из своей объемистой работы докторскую диссертацию, в сущности во многом использовал материалы своих предшественников и, не сообщив ничего оригинально нового, допустил много ошибок, неправильных сопоставлений и недостаточно обоснованных выводов *(954)*.

Может быть, нарушая несколько хронологический порядок изложения, будет лучше теперь же указать на те немногие иностранные работы общего характера, которые отчасти оказали некоторое влияние на дальнейший ход исследований в стране и послужили основой для некоторых широко распространенных взглядов. В ряду их на первом месте надо поставить работы Ф. Освальда (Felix Oswald, *627*, *978—981*), идеи которого о встрече в Закавказье понтических и иранских дуг, о существовании там многочисленных меридианных или близких к ним расколов, разбивающих страну на ряд отдельных глыб, нашли отражение во многих русских работах более позднего времени. Его взгляды на возраст некоторых третичных толщ, изученных им в Малой Азии, не без пользы были обсуждены и поставлены в параллель с результатами работ на нашей территории. Гораздо меньшее значение имеет другая обзорная работа, охватывающая весь Кавказ, именно работа Шталя (A. F. Stahl, *1002*), входящая, как и одна из работ Освальда *(978)*, в серию томов «Региональной геологии». Изданная в 1923 г., она уже к этому времени содержала весьма устаревший материал, так как автор не учел многих весьма важных русских работ послереволюционного времени.

Значительное оживление интереса к Кавказу последовало в 1897 г., когда после 7-й сессии Международного геологического конгресса в Петербурге был устроен ряд экскурсий во все концы страны, в том числе и в Закавказье. В этой последней приняли участие такие видные представители геологической науки Западной Европы, как М. Бертран (Marcel Bertrand) и А. Гейм (Albert Heim), которые и поделились своими впечатлениями о проделанном маршруте, содержавшими ряд любопытных сопоставлений и параллелей с геологическим строением и тектоникой Альп *(912, 913, 957, 958)*.

Однако помимо этих работ общего характера, помимо кратких заметок, вызванных экскурсиями конгресса, некоторые иностранные ученые занялись отдельными вопросами геологии и петрографии Закавказья более внимательно, но о них мы скажем несколько позже. Теперь же укажем на ту большую русскую работу, которая, будучи предпринята в связи с проектом сооружения железнодорожного пути через Главный хребет, не только дала много материала для геологического освещения совершенно неизученных пространств, но впервые привела на Кавказ акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, так много сделавшего для изучения петрографии этой страны. Здесь имеется в виду коллективный труд А. А. Иностранцева, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Н. И. Каракаша и С. И. Стрешевского, в котором Закавказья касаются главы, написанные вторым и последним. Взгляды, изложенные в этой работе *(346)*, изданной в 1896 г. во многом успели измениться, многое оказалось неправильным, но многое, в особенности в петрографической части, написанной Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, сохранило весь свой интерес до наших дней.

В самом начале текущего столетия (1901) Геологический комитет не без сопротивления со стороны Совета съездов нефтепромышленников

приступил к геологическим исследованиям в нефтеносных областях Кавказа и с этой целью направил под общим руководством Н. А. Соколова ряд молодых геологов на Северный Кавказ и в Закавказье. Начало этих работ не коснулось Апшеронского полуострова, и в Закавказье (в его современных границах) первые исследования были направлены в Шемахинский район (Н. И. Андрусов) и в окрестности ст. Килязи (С. К. Квитка). С этими же исследованиями были связаны работы К. И. Богдановича, которому поручалось изучение геологического строения юго-восточного окончания Кавказского хребта к востоку от меридиана Шах-дага. Стоя несколько в стороне от собственно нефтеносных площадей, эти последние работы, вылившиеся в результате в две хорошо известные монографии [1] («Два пересечения», 1902 г., и «Система Дибрара», 1906 г.), сыграли значительную роль в истории развития наших представлений об общей структуре Кавказского хребта, впервые выдвинув идею о нем как о большой веерообразной складке, осложненной на крыльях повторной сложной складчатостью и отмеченной, по крайней мере на юго-востоке, широким развитием своеобразных отложений, по общему типу близких к альпийскому флишу. Тем временем постепенно развивалось изучение нефтеносных районов, было поставлено на очередь, исследование Кубинского района (П. Е. Воларович) и Ширакских степей в Кахетии (А. Н. Рябинин), а несколько позже были начаты работы и на Апшероне. Если исследования в Кахетии и Кубинском районе, в окрестностях ст. Килязи и близ Шемахи в этот период времени ограничились более или менее подробными рекогносцировками, иногда (Кахетия) сопровождаясь геологическими картами пятиверстного масштаба, то работы на Апшероне постепенно развились в очень детальное изучение всех особенностей этого богатейшего района по картам полуверстного и верстового масштаба, продолжающееся и до сих пор. Вскоре во главе этих работ стал Д. В. Голубятников, почти тридцать лет жизни отдавший изучению геологии Апшеронского полуострова, в частности, и нефтеносных районов Закавказья вообще и по справедливости считавшийся лучшим знатоком нефтяных месторождений этой страны. В работах на Апшероне вместе с ним принимал участие целый ряд лиц, сменявших друг друга (П. Е. Воларович, А. Н. Рябинин, М. В. Абрамович, Н. И. Ушейкин, И. М. Губкин, В. В. Вебер, К. П. Калицкий), и их соединенными усилиями был выяснен и большой стратиграфический разрез и сложное тектоническое строение полуострова. Вполне естественно, что особое внимание исследователей привлекла к себе так называемая продуктивная толща, этот неисчерпаемый источник нефти, уже около 70 лет являющийся главнейшим поставщиком жидкого горючего для всего государства и еще очень далекий от истощения. Только тщательные работы твердо установили нижнеплиоценовый возраст этой огромной песчано-глинистой толщи, генезис которой и до сих пор еще составляет предмет споров и разногласий. Запутанная складчатость с изгибами осей как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, плохая обнаженность, широкое развитие молодых покровных отложений — все это потребовало применения раскопок, шурфов, канав, но в конце концов привело к детальному выяснению состава и характера изменений нефтьсодержащих отложений, к установлению относительного значения их различных отделов, к возможности сопоставления отдельных членов толщи в разных районах, к расширению контуров нефтеносности отдельных

[1] В дальнейшем обзоре не будут даваться ссылки на печатные работы ввиду того, что все они указаны в соответственных главах тома.

месторождений, к открытию новых благоприятных структур, скрытых новейшими отложениями от непосредственного наблюдения. Конечно, все это потребовало много времени и по-настоящему стало возможно только после революции, когда единственным хозяином недр стало государство, глубоко заинтересованное в правильном, возможно полном и рациональном использовании общенародного достояния. Только с этого времени геологу стали доступны разрезы всех скважин и весь добытый в них материал, только с этого времени голос геолога на нефтяных промыслах зазвучал вполне авторитетно, только с этого времени его работа была поставлена «во главу угла» всех предприятий по использованию недр. Вполне понятно, что то бережное отношение, какое советская власть проявляет к нефтяным богатствам страны, то значение, какое она придает геологической службе на нефтяных промыслах, быстро привели к сознанию необходимости, кроме геологических работ центра, иметь на местах постоянную геологическую консультацию, которая должна не только следить за всеми деталями жизни того или другого промысла, но направлять его развивающуюся деятельность, указывать пути и возможности новых достижений. Основанная именно с этими целями «Геолого-разведочная контора Азнефти» в Баку, впоследствии переименованная в Геолого-разведочное управление Азнефти, с честью выполняет поставленную перед нею сложную задачу, и ее районные геологи (С. М. Апресов, А. Я. Кремс, А. И. Месропян, В. Я. Сулин и др.), руководясь общими данными Д. В. Голубятникова и его личными советами, внесли немало новых и важных деталей, вызвали к жизни несколько новых районов, в особенности в восточной равнинной части полуострова, где широким развитием пользуются каспийские отложения и осадки апшеронского яруса.

Вместе с созданием местной геологической организации геологические работы центра, а отчасти и местной конторы, стали мало-помалу уходить с Апшеронского полуострова, хотя, впрочем, еще раньше Геологическим комитетом было выдвинуто изучение так называемого Аджи-Кабульского района (С. И. Чарноцкий, позже Н. М. Леднев), пока не давшее практически интересных результатов. Уже К. П. Калицкий своими работами около ст. Черногорки в сущности вышел за пределы полуострова, но еще дальше к югу ушли работы С. Ф. Федорова, М. М. Жукова, Н. С. Шатского, В. Е. Руженцова и других, в конце концов приведшие к открытию нефтеносных апшеронских пород в ур. Нефте-чала в низовьях р. Куры. Работы И. М. Губкина в северо-западной части полуострова, впервые давшие попытку стратиграфического деления нижнетретичных толщ, его поездки и геологические рекогносцировки в Кабристане, указавшие и там развитие близких к Апшерону свит, естественно, выдвинули на очередь необходимость исследования этой обширной, пустынной и мало населенной местности. Работы, начатые еще Геологическим комитетом, продолженные учрежденным в 1930 г. Нефтяным геолого-разведочным институтом (В. В. Вебер, Н. С. Шатский, Н. М. Леднев, С. Е. Пахомов, М. Ф. Мирчинк, З. А. Мишунина и др.) и Бакинской конторой (И. И. Муллаев и др.), показали, что, несмотря на некоторое сходство с отложениями полуострова, развитые здесь осадки обнаруживают немало фациальных различий, вследствие своего преимущественно глинистого и грубообломочного характера, не столь благоприятных для скопления нефти, как на самом Апшероне, хотя и здесь имеются районы с песчаными фациями (Чеил), которые, возможно, оправдают возлагаемые на них надежды.

Почти одновременно с исследованиями в Кабристане геолого-съемочные работы были поставлены в Восточной Грузии, в прежние годы затро-

нутой рекогносцировочными поездками А. Н. Рябинина, Б. С. Домбровского и отчасти съемкой К. П. Калицкого в Чатме. Теперь на очередь стало изучение вопроса нефтеносности так называемой Ширакской степи, Нафталана, водораздельных пространств между Алазанью и Иорой и между Иорой и Арагвой, а также всего Притбилисского района. Большое количество сотрудников Нефтяного института (Н. А. Кудрявцев, А. В. Ульянов, З. Л. Маймин, Л. С. Петров, Н. Б. Вассоевич, И. Э. Карстенс и др.), сотрудников Азербайджанской конторы и Грузнефти сравнительно быстро покрыли съемкой большие пространства, значительные участки которых сложены почти исключительно верхнетретичными толщами, местами обнаружившими хорошее насыщение нефтью (месторождения Мирзаани, Мляшисхеви). Весьма интересным оказался район в более северной части водораздела Алазань — Иора, где Н. Б. Вассоевич, а позже И. Э. Карстенс, встретили, во-первых, своеобразное, близкое к флишу фациальное развитие меловых и нижнетретичных отложений, а во-вторых, сложное строение не только в виде сближенных и тектонически сопряженных зон фациально различных осадков мела и палеогена (Чиаурская и Кахетинская зоны), но и в виде настоящих покровов (Чинчвельский покров), до известной степени повторяющих структуру южных участков Военно-Грузинской дороги, в то время уже хорошо известную благодаря работам В. П. Ренгартена.

Отчасти развивая работы в Кабристане, отчасти продолжая исследования, начатые в Южном Дагестане в связи с поисками газовых месторождений, Нефтяной институт и бакинские геологи занялись частью площадными, частью рекогносцировочно-маршрутными съемками полосы южного склона Главного хребта, начиная от окрестностей гор. Шемахи и горы Шах-дага и кончая некоторыми левыми притоками Алазани. В особенности много сделано для познания геологии этой страны В. В. Вебером, которому удалось на целом ряде маршрутов от подножья склона до Главного водораздела выделить в однообразной юрско-меловой свите преобладающих глинистых сланцев несколько литологически различных толщ, протягивающихся во всю длину исследованного им пространства. Надо сказать, что еще раньше в основных чертах главные подразделения этой палеонтологически немой, громадной по мощности толщи были установлены К. Н. Паффенгольцем во время исследований по поручению б. Геологического комитета окрестностей так называемого Белоканского медного месторождения, позже более детально исследованного И. И. Ситковским по заданию Закавказского геологического треста. Весьма, любопытно отметить, что в той же зоне южного склона Главного хребта, уже в пределах Грузии, сначала Л. А. Варданянцем по рч. Дид-хеви, а позже Н. Б. Вассоевичем в бассейне р. Лопоты, впервые в этой восточной части Главного хребта были встречены такие образования, которые, по всем вероятиям, должны быть отнесены к палеозою, и скорее всего к нижнему палеозою (кембрию?).

Несколько иначе развивалось изучение более западных пространств Главного хребта и его южного склона: здесь львиная доля работ принадлежит б. Геологическому комитету и его преемнику ЦНИГРИ. Но раньше следует вспомнить те первые геологические исследования, которые были выполнены в связи с дважды стоявшим на очереди вопросом о сооружении Транскавказской железной дороги через так называемый Архотский перевал. В первый раз эти исследования были поставлены в 1894 г. под общим руководством проф. А. А. Иностранцева, когда южная часть намеченной трассы была изучена С. И. Стрешевским и Ф. Ю. Левинсон-Лессингом;

во второй раз гораздо более подробные работы были организованы Управлением по сооружению казенных железных дорог в 1911—1912 гг., когда в них сначала приняли участие Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин и А. П. Герасимов, ограничившиеся изучением лишь перевального участка, пересекаемого грандиозным 23-километровым туннелем, а позже И. М. Карк, исследовавший весь южный склон от водораздела до Жинвани и Ананури.

В 1923 г. б. Геологический комитет начал свои систематические работы в Закавказье, поручив исследование района Военно-Грузинской дороги и соседних мест В. П. Ренгартену, которому принадлежит огромная заслуга не только дробного стратиграфического подразделения почти немых палеонтологически флишевых толщ верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена, но и установления основных черт тектоники с развитием многочисленных чешуйчатых надвигов, а иногда и с образованием настоящих покровов перекрытия. Впоследствии как стратиграфическое деление В. П. Ренгартена, так и установленный им тип тектоники были распространены Н. Б. Вассоевичем и к востоку (в Кахетию) и к западу (в Юго-Осетию). Несколько западнее пересечение Главного хребта было проведено в 1931—1932 гг. в связи с новым проектом Транскавказской железной дороги по так называемому Рокскому направлению; сначала И. Г. Кузнецов изучил строение и условия сооружения туннеля в перевальной части хребта, а в следующем году большая экспедиция под его общим начальством подробно обследовала всю намеченную трассу дороги от ст. Даргкох на севере до гор. Гори на юге, встретив на южном склоне сначала те же, что и на Военно-Грузинской дороге, флишевые толщи юры и мела, а ниже, повидимому, впервые появляющиеся в этой зоне туфогенные толщи верхнего лейаса и несогласно налегающие на них третичные отложения в нормальном фациальном выражении. Еще раньше этой большой работы И. Г. Кузнецов пересек Главный хребет по направлению перевала Шариавцек—сел. Сачхери, где ему пришлось наблюдать чрезвычайно характерные изменения взаимоотношений различных членов нормального разреза в соседних зонах, послужившие основанием идеи о колебательных движениях отдельных узких и длинных зон, то высоко поднимавшихся и размываемых, то погружавшихся и накоплявших осадки. Еще западнее располагается громадная область Рачи, Лечхума, Мегрелии, Окрибы и Кутаисско-Чиатурского района, сплошь покрытая съемкой Б. Ф. Мефферта, установившего здесь большой стратиграфический разрез от нижней юры до верхов миоцена и наметившего основные черты крайне сложного тектонического строения с многочисленными разрывами и надвигами. Отдельные районы в этой большой области более подробно изучались проф. А. И. Джанелидзе, далеко не всегда соглашавшимся со взглядами и положениями Б. Ф. Мефферта.

Древние граниты, секущие их пегматиты, кристаллические сланцы и метаморфизованные осадки нижнего палеозоя в так называемом Дзирульском массиве изучались с минералогической точки зрения проф. А. А. Твалчрелидзе и сотрудниками Закавказского треста и Тбилисского геологического института, а также Е. В. Кузнецовой, а с общегеологической — членами Закавказского филиала Академии наук и И. Г. Кузнецовым. Здесь любопытно отметить, с одной стороны, открытие кембрийских отложений, а с другой, находку таких редких для Кавказа минералов, как берилл и колумбит.

Чтобы не прерывать изложения истории исследований южного склона Главного хребта, нужно теперь же перейти к исследованиям в Абхазии, в свое время почти в пределах всего б. Сухумского округа рекогносциро-

вочно изученной Л. К. Конюшевским, а позже в приморской части исследованной М. С. Швецовым, А. Л. Козловым и особенно подробно сотрудниками Нефтяного института С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным. Все последние исследователи имели дело исключительно с третичными отложениями, причем, пожалуй, наиболее интересным здесь является, с одной стороны, установление несомненного палеонтологически охарактеризованного палеоцена с морскими ежами типа *Echinocorys*, согласно налегающего на верхний мел и согласно же перекрытого фораминиферовыми слоями эоцена, а с другой, выделение так называемых слоев Дуаба представляющих опресненную фацию нижних горизонтов киммерийского яруса. Следует отметить, что своеобразие отложений Дуаба и Мокви еще раньше было отмечено К. Сенинским, Г. П. Михайловским и Н. И. Андрусовым. В той же Абхазии мы должны указать на подробные исследования В. В. Мокринским Ткварчельского месторождения каменного угля, в свое время посещенного В. Н. Вебером, Л. И. Лутугиным и др. и в настоящее время поступившего в эксплоатацию и на маршрутные рекогносцировки Петрографического института Академии наук по Кодори и его притокам (С. С. Кузнецов и др.).

Перейдем теперь к югу от долин Куры и Аракса. После работ Кавказского горного управления здесь геолого-съемочные работы с 1923 г. повел Геологический комитет, а позже ЦНИГРИ. К востоку от меридиана Тбилиси большие пространства в Западном Азербайджане (район Кировабада, Казаха), почти вся Армения, вся Нахичеванская АССР были изучены и положены на карту К. Н. Паффенгольцем, а некоторые области, отмеченные широким развитием среднего и верхнего палеозоя (Даралагез, Казаняйла) исследовались Н. Н. Яковлевым. Впрочем, надо заметить, что еще раньше, до империалистической войны, повидимому, бóльшая часть Армении была довольно подробно изучена французским геологом Пьером Боннэ (Pierre Bonnet) и его женой, давшими целый ряд небольших, но очень важных и ценных заметок по отдельным существенным вопросам стратиграфии. Знаменитое по своему классическому разрезу палеозоя и мезозоя Джульфинское ущелье на Араксе отчасти стало тем исходным пунктом, откуда пошло изучение границы пермских и триасовых толщ. Первые исследования Г. Абиха определили возраст джульфинских известняков сначала как нижний (Kohlenkalk), а позже как верхний карбон, — вывод, опротестованный В. И. Мёллером, установившим после полного переопределения фауны Г. Абиха нижнепермский возраст этих пород, тогда как В. Вааген полагал, что джульфинская фауна отвечает не только нижнему, но и верхнему отделам пермской системы. Еще дальше пошел в своих выводах Г. Артхабер (G. von Arthaber), который на основании изучения собранной им самим вместе с Ф. Фрехом (F. Frech) фауны счел возможным поставить джульфинские слои выше артинских отложений и слоев Сосио в Сицилии и приравнять их верхнему продуктусовому известняку Соляного кряжа Индии. Новый этап в этом запутанном вопросе отметили две поездки в Джульфу А. А. Стоянова, который в конце концов склонился к нижнепермскому возрасту араксинских известняков, считая за верхнепермские те красные мергели, которые следуют выше. Опять по-новому поставил вопрос П. Боннэ, который, изучив отложения верхнего палеозоя и нижнего триаса не только в Джульфе, но и в разных местах Южной Армении, признал присутствие здесь полного разреза пермских отложений и установил постепенность перехода от верхней перми к триасу. Так, насколько известно, толкуются и понимаются соответственные отложения и в настоящее время.

Одновременно с работами Геологического комитета и ЦНИГРИ отдельные районы изучались Закавказской комиссией Академии наук под общим руководством Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Связанная теснее всего с так называемой проблемой оз. Севан, эта комиссия подвергла исследованию побережье этого озера и примыкающее к нему с юга вулканическое плато Агмангана (Б. М. Куплетский, А. С. Гинзберг, С. С. Кузнецов и др.) и долину р. Занги (А. А. Турцев), во многих вопросах существенно разойдясь с толкованиями К. Н. Паффенгольца, также отчасти ведшего там геолого-съемочные работы. Особняком стоят работы той же комиссии в вулканическом конусе Алагеза (П. И. Лебедев, Б. Л. Личков) и к северу от Севана (Е. Н. Дьяконова-Савельева). Позже отдельные области и районы Восточного Закавказья привлекли к себе внимание сотрудников Тбилисского и Бакинского филиалов Академии наук, Закавказского геолого-разведочного треста и азербайджанских геологических организаций, причем в числе работ академических организаций надо особо отметить геологические и геофизические исследования в связи с землетрясением 1932 г. и петрографические характеристики отдельных районов (А. С. Гинзберг, И. А. Преображенский), а в ряду тем азербайджанских организаций и треста следует указать геологические съемки Нагорного Карабаха (А. Н. Соловкин, П. С. Бернштейн) и особенно Ленкорани и Талыша (П. П. Авдусин, В. Михайлов).

Геологический институт Грузинского государственного университета за последнее время дал весьма детальное исследование притбилисского палеогена (И. В. Качарава) и несколько палеонтологических монографий, главным образом по аммонитам (А. И. Джанелидзе и И. М. Рухадзе).

Говоря о работах в Восточном Закавказье, нельзя не указать на многочисленные исследования, с одной стороны, В. В. Богачева, касавшегося в своих статьях самых разнообразных вопросов, но с особой любовью останавливавшегося на вопросах палеонтологии и стратиграфии, а с другой, Л. К. Конюшевского, признанного знатока месторождений полезных ископаемых и минеральных вод Закавказья.

Идя на запад от Тбилиси, прежде всего надо указать на работы, связанные с изучением третичных отложений Куринской депрессии и прилежащих к ней мест, среди которых назовем исследования А. Н. Рябинина, Л. Ш. Давиташвили, М. И. Варенцова и В. В. Богачева, которому принадлежит первое указание на присутствие ниже чокракско-спириалисовых отложений так называемых онкофоровых слоев. Огромное пространство в восточной части Триалетского хребта, по всей системе Аджаро-Имеретинских гор, в окрестностях Боржоми, в Ахалцихской котловине, по верховьям Куры и в Аджарии геологически исследовано Б. Ф. Мефферт том, по поручению ЦНИГРИ, а почти вся Гурия захвачена исследованиями С. И. Ильина, поставленными Нефтяным институтом, выдвинувшим необходимость производства там глубокого бурения в целях выяснения нефтеносности третичных отложений. Из более старых работ в этой области необходимо указать на оставшиеся незавершенными исследования К. К. Фохта, захватившие значительную часть отошедших к Турции областей, исследования С. В. Обручева в Боржоми, В. А. Страхова по Средней Куре, Н. М. Кипиани и Е. В. Круга в Гурии и Л. К. Конюшевского, связанные с различными практическими вопросами. Наконец, следует указать на ряд петрографо-геологических предприятий Закавказской комиссии Академии наук, а именно на работы Е. Н. Дьяконовой-Савельевой на Ахалкалакском вулканическом плато, Д. С. Белянкина и С. С. Кузнецова в Аджарии, в Триалетах и др.

Особняком стоят исследования В. Г. Грушевого, связанные с изучением Аллавердских, Сисимаданских и Зангезурских медных месторождений, и Е. Г. Багратуни, посвященные главным образом Дашкесанскому железорудному району.

Такое же особое место занимают исследования Ф. П. Саваренского и его сотрудников (В. А. Приклонского и др.), посвященные изучению гидрогеологических условий пониженных степных пространств в низовьях Куры и Аракса (Мильская и Муганская степи), предназначаемых, сколько известно, к интенсивному разведению особо ценных культур, и в первую очередь хлопка.

Остается указать, что целый ряд лиц, лично не посещая Закавказья, занимался обработкой собранных другими исследователями палеонтологических и петрографических коллекций. Среди первых можно назвать В. И. Меллера, М. Неймайра и В. Улига (M. Neumayr und V. Uhlig), Г. Гепперта (H. R. Goeppert), К. Редлиха (K. Redlich), Г. Полига (H. Pohlig) и др., а среди вторых: В. Н. Лодочникова, И. Н. Танатара, Н. Н. Смирнова, Ф. Бекке (F. Becke), Г. Чермака (G. Tschermak), К. Рорбаха (C. Rohrbach), А. Пеликана (A. Pelikan), К. Тоста (C. Thost), А. Данненберга (A. Dannenberg) и др.

После составления настоящего обзора в течение 1936 и 1937 гг. в Закавказье проведен ряд геологических исследований и появилось немало печатных работ, которые здесь следует отметить.

Геолого-съемочные работы треста Азнефтеразведка охватили не только почти всю Куринскую пологоскладчатую подзону и Каспийское побережье, но и предгория Малого Кавказа. Упомянем работы В. Е. Хаина *(832)*, Б. П. Ясенева и А. А. Али-Заде *(882)*, И. А. Меликова, С. А. Мовсисяна *(600)*, М. Л. Лачиняна *(486)* и др. С. А. Ковалевским *(390)* вышущена в свет сводка данных по плиоценовым и четвертичным континентальным толщам Аджиноура. К. Али-Заде *(21)* напечатал палеонтологическую работу по акчагылу Нафталана. В изданиях Ленинградского нефтяного института вышли две работы В. В. Вебера *(199, 202)* по южному склону Главного хребта от Вандама до Лагодехи. Много работ выполнили сотрудники Геологического отдела Грузнефти: А. М. Гижимкрели *(235)*, В. Е. Пахомов *(665)*, С. Г. Букия *(133)*. Особенно ценные работы по тектонике Закавказья дал Н. Б. Вассоевич *(160, 179, 184)*. Строение Триалетского хребта освещено в работах М. И. Варенцова *(155, 158)* и С. С. Кузнецова *(466, 475)* и его сотрудников. В работах ЦНИГРИ приняли участие И. Ф. Пустовалов *(678)*, К. Н. Паффенгольц *(649, 650)*, В. Н. Робинсон *(713)*, В. В. Белоусов *(79, 80)*, а по Закавказскому геолого-разведочному тресту следует отметить работы А. Н. Соловкина *(773, 774)* и И. В. Барканова *(58)*. В. П. Ренгартен, по поручению ЦНИГРИ, предпринял изучение стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа, результаты которого нашли свое отражение в соответствующих главах настоящего тома. Академией наук и ее филиалами выполнены как палеонтологические работы — А. Г. Эберзин *(872)*, так и петрографо-минералогические Г. П. Барсанов *(59, 60)*, Г. М. Смирнов и Г. М. Заридзе *(765)*. Д. С. Белянкиным и его сотрудниками собирался материал по петрографии интрузивных пород Закавказья.

Наконец, немалое значение имеют специальные работы, производившиеся для подготовки экскурсий XVII Международного геологического конгресса и нашедшие свое отражение в изданном в 1937 г. Путеводителе *(234, 437)*.

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Закавказье представляет в административном отношении группу отдельных республик и входящих в их состав автономных областей, занимающую площадь в 185 600 *км*². По отдельным республикам и областям эта площадь распределяется следующим образом:

Грузинская ССР (вся)		69 600 *км*²
Грузия (без автономных областей и республик)	54 400 *км*	
Абхазская АССР	8 700 »	
Аджарская АССР	2 800 »	
Юго-Осетинская автономная область	3 700 »	
Армянская ССР		30 000 »
Азербайджанская ССР (вся)		86 000 »
Азербайджан (без автономных областей)	76 400 *км*	
Нахичеванская АССР	5 400 »	
Автономная область Нагорного Карабаха	4 200 »	
Все Закавказье		185 600 *км*²

Как административное понятие эта группа республик не совпадает с понятием Закавказского края в смысле географической единицы, выходя за ее пределы и захватывая часть северного склона Кавказа. Границы Закавказья в таком более широком понимании проходят следующим образом. На севере Закавказье граничит с Краснодарским краем в западной части, с Орджоникидзевским—в средней и с Дагестанской АССР—в восточной. Возле устья р. Псоу граница отходит от берега Черного моря и направляется через горный массив Ах-аг к горе Агепсте (3262 *м*) и далее по боковому водоразделу через Сухумский перевал к Главному хребту Кавказа, вдоль которого и следует до Мамисонского перевала (2816 *м*). Здесь по хребту Кепета она, следуя Главному водоразделу Кавказа, переходит на параллельный Главному — хребет Халаца-Зикара, чтобы у горы Зилга-хох, по боковому хребту-перемычке, перейти на массив Колкай-хох (Джимарай) — Казбек.

Дальше граница пересекает долину Терека между сел. Ларс и Казбек и переходит на гору Кури, откуда через гору Шино направляется на вершину Махис-магали, отрезая к Закавказью верховья р. Ассы (Архотисцхали). Проходя далее через вершины массивов Комито, Донос-мта и Диклос-мта в вершине Главного водораздела Шави-клде, она отделяет к Закавказью верховья рр. Аргуна и Андийского Кой-су и следует дальше по Главному водоразделу до Горы Кечан-даг (Базар-дюзы) и затем через гору Кара-кая (западная часть массива Шах-дага) направляется по боковому отрогу восточнее р. Муллар-чай до берега р. Самура, вдоль которого идет до берега Каспийского моря.

Каспийское море образует восточную границу края на всем протяжении от устья Самура до иранской границы у устья р. Астары.

Южная граница отходит от берега Каспийского моря вдоль р. Астары, затем направляется на северо-запад по водораздельному Талышскому

хребту и, обогнув верховья рр. Вазарӯ-чай и Виляж-чай, подходит к верховьям правого притока р. Боргир-чай, р. Базар-чай и идет вдоль последнего и по среднему течению Болгир-чая. Здесь она направляется от Белясувара через безводную Муганскую равнину к долине р. Аракса, которого и достигает у поста Карадонлы. Вдоль р. Аракса до Волчьих Ворот (возле устья р. Нижнего Кара-су) идет граница с Ираном, дальше с Турцией. Дойдя до устья р. Западный Арпа-чай, она поворачивает вдоль этой реки на север, севернее устья р. Кара-чай направляется на вершину вулканической группы Уч-тапаляр (Аг-баба́) и, пересекая оз. Хозапин, проходит через Улгарский хребет, северную часть Армянского нагорья и далее вдоль Шавшетского хребта идет к р. Чороху. Пересекши последний выше (южнее) устья р. Аджарис-цхали, она идет прямо на запад и достигает Черного моря у сел. Сари.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ

Рельеф края чрезвычайно разнообразен и слагается из ряда горных хребтов, высоких нагорий и плато (преимущественно вулканического происхождения), чередующихся с низменностями и глубокими долинами.

Мы можем в этом сложном рельефе выделить три главные части: 1) южную покатость Большого Кавказа, 2) пониженную зону так называемого Закавказья (Колхидская низменность, Горийская равнина, Алазанская и Куринская низменности вместе с Сурамским массивом и Кахетинскими горами в широком смысле слова) и 3) Малый Кавказ, или Анти-Кавказ, состоящий из Аджаро-Триалетского хребта и Армяно-Карабахской горной страны, включающей и Ириараксинскую котловину.

Южную покатость Большого Кавказа можно разделить на три части: 1) западную, до долины р. Большой Лиахвы включительно, 2) среднюю, от последней до верховьев р. Алазани и 3) восточную, от р. Алазани до восточного окончания Кавказа.

Западная часть представляет несколько (от двух до трех) параллельных хребтов, между которыми заключены более или менее ясно выраженные продольные долины, служащие водосборными бассейнами главных рек (Бзыбь, Чхалта — Гвандра, Ингур, Цхенис-цхали, Рион, Большая Лиахва). Наибольшие высоты мы встречаем в Главном хребте Кавказа, который здесь (до группы гор Адай-хох) является одновременно и водораздельным: Домбай-ульген (4041 *м*), Донгуз-орун (3766 *м*), Озенги (4450 *м*), Ушба (4697 *м*), Тетнульд (4758 *м*), Аман-тау, или Шхара (5183 *м*), Джангитау (5051 *м*), Лабода (4318 *м*), Караугом (4292 *м*).

Средняя часть южной покатости Кавказа характеризуется преобладанием поперечных долин, если не принимать во внимание района, лежащего к северу от Главного водораздела, где в относящихся в административном отношении к Закавказью верховьях рр. Терека и Андийского Кой-су имеются хорошо выраженные участки продольных долин (верховья р. Терека от истоков до Коби, р. Пирикитская Алазань, р. Тушинская Алазань). Эта часть Кавказа имеет такие крупные горные массивы, как Колкай-хох (Джимарай-хох, 4798 *м*) и Казбек (Мкинвари-мта или Урс-хох, 5043 *м*), восточнее р. Терека Диклос-мта (4276 *м*), но за исключением этих массивов, лежащих к северу от Главного водораздела, она в общем значительно уступает в отношении высот Западному Кавказу. Здесь высшими точками водораздельного хребта являются Халаца (3935 *м*) и Зикара (3828 *м*).

У горы Шави-клдэ (3574 *м*) южная покатость Кавказа сразу суживается до 12—20 *км*. В этой части ее наиболее высокой точкой является вершина Чобори-даг (3561 *м*), а восточнее, в районе группы Шах-дага, где горы снова становятся выше, — Кечан-даг, или Базар-дюзы (4259 *м*), высшая точка Восточного Кавказа (показанная на пятиверстной карте высота в 4489 *м* не верна), Шах-даг (4253 *м*) и Туфан-даг (4197 *м*). За вершиной Баба-даг (3413 *м*) горы сразу становятся значительно ниже. Здесь начинается расхождение круто поставленных и сжатых до сих пор складок, и потому в районе горы Дибрар (2210 *м*) намечается ряд параллельных невысоких хребтов с продольными долинами между ними, которые становятся все ниже и заворачивают на юг, минуя Апшеронский полуостров и направляясь к заливу имени Кирова (б. Кизыл-агачскому), где, не доходя до Куры, исчезают под ее наносами.

В восточной части, за исключением самого востока (восточнее горы Баба-даг), параллельных Главному хребту хребтов не имеется. Напротив в широкой средней и в особенности в западной части Большого Кавказа (Кавкасиони по терминологии А. Н. Джавахишвили) мы находим ряд таких параллельных хребтов. Идя с запада к востоку, мы имеем: Гагринский хребет (Ах-аг 2735 *м*, гора Арабика 2661 *м*), Бзыбский (гора Чедым 3156 *м*), массив Дзыпра (2634 *м*), хребет Жургя (2763 *м*), Кодорский (гора Ходжал 3309 *м*), Сванетский (Ляйла 4008 *м*), Лахумурис-дуды (3264 *м*), Лечхумский (Сомерцхле 3525 *м*), Рачинский (гора Сырх-Леберта 2817 *м*).

Восточнее долины р. Б. Лиахвы выделяются хребты Гудиси (между Б. и М. Лиахвами), Харули (между Лиахвой и Ксани), Ломиси, Гудомакарский, Карталинский и Кахетинский (между Иорой и Алазанью). Два последние тянутся почти в долготном направлении, приблизительно перпендикулярно к кавказскому простиранию, и в действительности не представляют собою достаточно резко выраженных хребтов, а скорее являются водоразделами между поперечными долинами и состоят из принадлежащих разным тектоническим зонам отдельных массивов, соединенных между собою хребтами-перемычками, часто очень мало возвышающимися над дном долин.

Пониженная зона Закавказья, лежащая между горными областями Большого Кавказа и Малого Кавказа, или Аджаро-Армяно-Карабахской горной страны, начинается на западе Колхидской низменностью, проникающей в глубь материка до места слияния Квирилы с Рионом, а на север вдоль побережья Черного моря протягивающейся узкой полосой до Очемчири. Значительная часть ее представляет сплошные болота, занимающие Рионскую низменность от Поти до Самтредиа. Более возвышенная предгорная ее часть, расположенная на древних террасах и речных конусах, известна под именем Мингрельской (Мегрельской) равнины.

Далее к востоку располагается Дзирульский массив, невысокая горная страна, часть которой носит название Месхийских гор, через которые проходит важный в климатическом отношении водораздел между Черным и Каспийским морями. Последний ни в коем случае нельзя рассматривать, как это иногда делается, как продолжение Аджаро-Имеретинского хребта Малого Кавказа.

К востоку от Месхийских гор располагается треугольной формы высокая Горийская равнина, покатая на юг, к р. Куре. С востока она граничит с Кахетинской горной страной, хребты которой в западной части достигают высоты почти 2000 *м* (гора Цива 1934 *м*), а далее на восток быстро снижаются и переходят в синклинального строения плоскогория с блюдцеобразно вогнутой поверхностью, ограниченные от прилегающих к ним

Алазанской и Курийской низменностей крутыми уступами частью эрозионного, но чаще тектонического происхождения. Из числа этих плоскогорий следует отметить Иорское к западу и Шекинское к востоку от Алазанской теснины.

Обширная Куро-Араксинская низменность, в значительной своей части лежащая ниже уровня океана, расположена между этими плоскогориями и возвышенной предгорной полосой Карабаха в нижнем течении Куры, начинаясь к востоку от гор. Кировабада. В районе низовьев Аракса она сливается с прибрежной Ленкоранской низменностью, лежащей узкой полосой между Каспийским морем и Талышскими горами.

Малый Кавказ, или лучше *Армяно-Карабахская горная страна*, расположенная к югу от пониженной зоны Закавказья, представляет ряд нагорий различной, но всегда значительной высоты и возвышающихся среди них и на них горных, частью вулканических, массивов и отдельных вулканических конусов, опоясанных по окраине цепью краевых хребтов, местами более высоких, чем нагорные равнины центральной части, местами ниже последних и значительно ниже вулканических гор. Эти краевые хребты начинаются на западе Аджаро-Ахалцихским (Ахалцихско-Имеретинским) хребтом, высотою до 2300—2600 *м*, с высшей точкой — горой Непис-цкаро (2847 *м*). Он протягивается от берега Черного моря сначала на северо-восток, затем прямо на восток от ущелья р. Куры у гор. Боржоми. Его продолжение по другую сторону последней, представляющее в сущности одно целое с ним, носит название Триалетского хребта и достигает в вершине Хумара наибольшей высоты (2840 *м*), откуда далее на восток постепенно понижается и оканчивается у Тбилиси на правой стороне Куры отрогом Мта-Цминда.

Далее к востоку идут, располагаясь кулисообразно несколько южнее Триалетских гор, Сомхетский хребет (2000—2500 *м*), с высшей точкой — горой Ляльвар (2555 *м*), южнее и далее к востоку хребет Бзовдальский, начинающийся у восточного склона вулканических Мокрых гор и продолжающийся к горе Дали-даг. Его высшая точка — гора Халаб (2980 *м*). Южнее Бзовдальского расположен хребет Памбакский (Памб), идущий параллельно предыдущему, высотою до 3060 *м*. У невысокого Семеновского перевала, через который идет дорога из Дилижана на сел. Севан (б. Еленовку), как его непосредственное продолжение, идет хребет Шахдаг, направляющийся на юго-восток вдоль северо-восточного берега оз. Севан. От вершины Гинал-даг (3317 *м*) этот хребет получает название Мровдагского и в вершине Гямыш достигает своей наибольшей высоты (3681 *м*). Продолжаясь прямо на восток, он оканчивается у сел. Тертер, стоящего у выхода одноименной реки из гор на Куринскую равнину. Южнее горы Гямыш, по другую сторону долины Тертера, начинается Карабахское нагорье, переходящее по другую сторону дороги из Степанакерта в Шушу в Карабахский хребет, оканчивающийся в районе горы Зиарет (2455 *м*). Высшая точка этого хребта гора Кыз-кала имеет 2799 *м*, в то время как Карабахское нагорье, состоящее из группы вулканических вершин и лавовых плоскогорий и в сущности неправильно называемое Карабахским хребтом, имеет значительно бóльшие высоты (3000—3400 *м*), достигающие в горе Дали-даг высоты 3629 *м*.

Совершенно неправильно также распространенное представление, что хр. Зангезурский начинается от горы Гинал-даг Мров-дагского хребта и идет прямо на юг извилистой линией через вершины Казан-даг (3724 *м*) и Капуджих (3917 *м*) до Аракса. В действительности это водораздел, перебрасывающийся с одной возвышенности на другую по пониженным

хребтам-перемычкам, в то время как действительные хребты идут преимущественно в юго-восточном направлении, следуя в общем тектоническим линиям этого района. Таким образом будет правильнее Конгуро-Алангезский (Зангезурский) хребет начинать от верховьев рр. Базар-чай и Нахчиван-чай (западнее Карабахского нагорья). Так же точно и отходящий от него на восток хр. Баргушетский тоже сложное образование — сочетание различных тектонических элементов, соединенных водораздельной линией, в действительности не является одним непрерывным хребтом. То же самое надо сказать и об изображаемом на картах широтного направления хр. Даралагезском, на месте которого, согласно с общим направлением главных тектонических линий, идут хребты юго-восточного простирания, прорезанные реками, сбегающими с возвышенностей центральной части страны.

Вдоль южного и западного берегов оз. Севан проходит обширное вулканическое нагорье, разделяемое на две части. Горы вдоль южного берега называются Южногокчинским хребтом (гора Гезал-дара 3482 *м*), примыкающее к нему на западе широкое и высокое вулканическое же нагорье носит название Агманганского хребта и имеет высшую точку — гору Большой Аг-даг (3589 *м*). Это нагорье тянется вдоль всего западного берега озера, и его потоки когда-то создали озеро, подпрудив протекавшую на его месте реку. Оба нагорья настолько тесно связаны одно с другим, что их можно было бы объединить под общим названием Агманганского.

Между хребтами и вулканическими группами расположены высокогорные равнины, представляющие преимущественно лавовые покровы, выполняющие долины и котловины между ними. Эти равнины имеют абсолютную высоту от 1000 до 2000 *м*. Наиболее крупными являются Ахалкалакское плоскогорье, Цалкинская и Лорийская равнины к востоку от Мокрых гор (хр. Кечути), Ленинаканская равнина и к востоку от нее небольшая Абаранская равнина. Далее к востоку от этой последней между Агманганским нагорьем и Шаг-дагским хребтом раскинулась обширная Гокчинская равнина, занятая оз. Севан (Гокча).

Обширная равнина Среднего Аракса занимает котловину опускания между горными массивами Алагеза, Агмангана и Арарата (хр. Агри-даг) и замыкается на востоке отрогами Даралагезского хребта; теснины у Волчьих Ворот, обусловленной лавовыми потоками, она разделяется на две части — Ереванскую котловину на севере и Нахичеванскую на юге.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КЛИМАТА ЗАКАВКАЗЬЯ

Вследствие сильной расчлененности рельефа Закавказье представляет в климатическом отношении очень пеструю картину, и мы здесь можем встретить рядом друг с другом климаты самого различного характера, резко разнящиеся один от другого как по температурным условиям, так и по количеству осадков и по их распределению по временам года. Наиболее характерной чертой Кавказа в климатическом отношении является его положение между относительно теплым Черным морем и континентальной массой Азии, причем влияние последней только отчасти смягчается Каспийским морем.

Весь Малый Кавказ (Аджария, Армения, Карабах) почти в течение всего года лежит в области экваториального градиента давления воздуха, что вызывает северо-южное движение ветров. Летом это выражено резко, зимою же картина сложнее, так как над нагорьем Малого Кавказа

устанавливается местный максимум, как следствие скопления холодного воздуха в замкнутых котловинах и на окруженных горами высоких плато, где мы наблюдаем значительное охлаждение. Преобладают северные ветры, в районе Кировабада и в Тбилиси — чаще всего западные и северо-западные, в районе Шуши — юго-восточные и восточные; в центральных частях преобладает затишье, достигающее в Ереване 75% времени всего зимнего периода, в Нор-Баязете — 58%; в остальное время преобладают ветры западные, юго-западные и северные. Северо-восточные ветры господствуют и в Азербайджане. В то же время Черноморское побережье как Большого, так и Малого Кавказа находится в большей степени под влиянием западных ветров, так как ветры восточных румбов задерживаются высокой стеной Кавказских гор.

Летом над Армянским нагорьем и Прикуринской равниной устанавливается область низкого давления, которая прежде всего усиливает значение западных морских ветров вследствие всасывания воздуха в район минимума. В меньшей степени это явление сказывается на востоке, так как за Каспийским морем, в средней Азии, Иране и Северной Индии устанавливается сильный минимум. Все же муссоны местного значения проникают с Каспийского моря на Куринскую равнину до края гор Малого Кавказа, до Кировабада и на южный склон Большого Кавказа в пределах восточной части Кахетинской низменности.

Это смягчающее влияние морских ветров создает по всему побережью Черного моря до близко проходящей здесь стены гор влажный и теплый климат, причем по долине Риона влияние моря сказывается до Сурамского перевала. За окраинные цепи гор Малого Кавказа оно почти не проникает, и там мы находим холодные зимы и жаркие лета, типичный климат высокогорных равнин. Влияние Каспийского моря значительно слабее и сказывается сильно только в прибрежной полосе Талыша, в слабой степени, в виде увеличения количества осадков, на восточной окраине гор Малого Кавказа, на южном, кахетинском склоне Большого Кавказа и в районе Кубы.

Количество выпадающих осадков особенно велико на побережье Черного моря, где оно в предгорьях в полосе максимальных осадков доходит до 2000—3000 *мм*. В центральной части, на нагорьях Закавказья оно резко уменьшается. Еще меньше оно в области низовьев Куры и на Каспийском побережье в районе Баку, затем в замкнутых котловинах Еревана и Нахичевани по Среднему Араксу. На Черноморском побережье осадки обильные круглый год, с преобладанием осенних и зимних дождей и относительно более сухим летом. На Армяно-Карабахском нагорье, при осадках тоже в течение всего года, выделяется период весенних дождей и сухое, позднее лето и начало осени. В Баку, при общем незначительном количестве осадков самыми сухими месяцами являются июнь, июль и август. В обильной осадками Ленкоране наиболее сухое время года весна и очень дождливы осень и первая половина зимы. На больших высотах (Крестовый перевал 2380 *м*, Гудаур 2204 *м*) наиболее обильны осадками летние месяцы.

Следующие цифровые данные, взятые у А. В. Вознесенского *(211)*, могут характеризовать климат различных частей Закавказья. Для удобства сравнения запада и востока и чтобы больше оттенить влияние Черного моря, эти данные располагаются приблизительно по широтам, с запада на восток.

Из данных А. В. Вознесенского видно, что самый холодный месяц всюду январь, самый жаркий — на западе август, на востоке июль.

№ по пор.	Районы	Высота над уровнем моря, *м*	Температура по месяцам, °С		Средняя годовая	Годовое количество осадков, *мм*
			I	VII		
1	Большой Кавказ, западная часть	22	6,7	23,6	14,9	1293
2	» » » »	52	5,1	23,6	14,2	1396
3	» » центральная часть	890	—1,5	20,4	9,9	644
4	» » » »	543	1,5	24,3	12,9	904
5	» » » »	736	0,3	24,0	12,4	701
6	» » восточная часть	725	0,7	24,4	12,1	481
7	» » » »	600	—2,1	22,1	9,9	554
8	» » » »	—13	3,4	25,2	13,9	187
9	Депрессия Риона	8	5,1	22,7	14,2	1593
10	» »	156	4,4	23,6	14,6	1317
11	Депрессия Куры	600	—2,0	22,2	10,9	485
12	» »	409	0,1	24,2	12,6	507
13	» »	305	—0,3	25,3	12,9	408
14	» »	8	1,6	28,5	15,3	345
15	» »	—17	2,2	26,6	14,8	241
16	Малый Кавказ, западная часть	3	6,3	23,0	14,3	2402
17	» » » »	1260	—6,3	17,3	6,3	668
18	» » » »	813	—2,8	19,8	9,1	587
19	» » » »	1715	—7,8	16,4	5,6	545
20	» » центральная часть	1254	—7,9	22,3	8,8	455
21	» » » »	1257	—1,6	18,5	8,2	551
22	» » » »	1940	—8,8	16,3	4,9	513
23	» » » »	1964	—7,8	16,7	5,0	449
24	» » » »	334	0,0	24,7	12,6	344
25	» » восточная часть . .	442	0,4	25,0	12,6	251
26	» » » » . .	1403	—2,4	19,6	8,6	643
27	» » » » . .	350	1,3	24,9	13,3	422
28	» » » » . .	—19	3,2	25,8	14,7	1252

В замкнутых котловинах по Среднему Араксу, в районе Еревана и Нахичевани за год осадков выпадает меньше 300 *мм*.

А. Ф. Ляйстер *(526)*, основываясь преимущественно на работах И. Фигуровского, предлагает следующее деление Закавказья на климатические области:

1. Климаты горные: а) лесной, б) степной, в) вечных снегов.
2. Климаты континентальные: а) лесной, б) степной.

Лесные климаты Закавказья характеризуют, главным образом, Черноморскую и Ленкоранскую низменности, где они носят характер теплого, влажного субтропического климата, затем горную полосу у южной подошвы Главного Кавказского хребта, долины Алазанскую, Мухрано-Сагурамскую, Горийскую в Грузии, Нухинскую и Автаранскую в Азербайджане, где мы находим уже климат умеренно-холодный, сходный с западноевропейским, более сухой и холодный, чем в Колхидской и Ленкоранской низменностях. Такой же климат свойствен и склонам хребтов Малого Кавказа между 600 и 2000 *м* высоты. Наиболее высокая полоса лесной растительности характеризуется климатом холодным, со средней температурой в 3—4°С, продолжительной и суровой зимой и коротким летом. Выше следует климат вечных снегов.

Степные континентальные климаты развиты в Закавказье на юго-востоке в Куро-Аксинской низменности, в Ереванской котловине и на высоких плоскогорьях и равнинах Центральной вулканической области.

Сходное, основанное на более новом и более обильном материале деление на климатические области, принимающие характер зон, предлагает А. В. Вознесенский *(211)*, согласно которому мы можем различить в Закавказье следующие области.

На Главном Кавказском хребте мы находим полярный климат тундры с наиболее холодным месяцем ниже —38°, ниже на склонах его идут бореальные климаты, сначала с наиболее холодным месяцем теплее —38° и с 1—4 месяцами выше 10°, затем с наиболее теплым месяцем от 10 до 22° и, по крайней мере, 4 месяцами теплее 10°. Через пониженную полосу Закавказья проходит зона теплого климата в предгорьях Кавказа от Адлера до Кубы, с температурой выше 10° в течение 4 и более месяцев, но с самым теплым месяцем ниже 22°. Другая зона прослеживается по всему Черноморскому побережью и отсюда через Тбилиси, раздваиваясь у последнего на две ветви, из которых одна опоясывает Большой Кавказ до Кубы, другая — Малый Кавказ до выхода Аракса на равнину; климат этой зоны характеризуется самым холодным месяцем от 18 до —3° и самым теплым — выше 22°.

Классификация климатов А. В. Вознесенского имеет то преимущество, что она проще и основана исключительно на метеорологических данных.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГРАФИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Закавказье принадлежит к двум бассейнам — Черноморскому и Каспийскому. Главный водораздел Закавказья, отделяясь от Главного хребта у Мамисонского перевала, где он разделяет верховья бассейнов Риона и Ардона (Северный Кавказ), проходит по хребтам Кепета, Халаца-Зикара, Рачинскому, через Дзирульский массив, по Аджаро-Имеретинскому и Арсианскому хребтам, отделяя более богатую осадками, но значительно меньшую по площади, часть к Черному морю (более 30 000 *км*^{2}) и бо́льшую (около 155 000 *км*^{2}) площадь — к Каспийскому морю.

Реки Закавказья почти все без исключения имеют характер горных рек или, по крайней мере, представляют смешанный тип, в верховьях — горный, в нижней части (Кура, Аракс, отчасти Рион) — равнинный. Часть рек Армянского нагорья А. Ф. Ляйстер выделяет в тип рек плоскогорий. Реки Кавказского хребта, из которых многие берут начало из ледников, имеют половодье обыкновенно летом, когда в горах идет усиленное таяние ледников и зимних снегов, самую низкую воду зимою (декабрь—январь), когда таяние ледников почти прекращается.

Реки Малого Кавказа имеют низкую воду в период сухих и жарких месяцев (июль—август), наибольшую весною, во время таяния снегов на высоких нагорьях. Периодические сильные дожди вызывают короткие, скоро преходящие паводки, отличающиеся, особенно на Черноморском побережье, бурным характером, с высоким подъемом воды в тесных ущельях. Такие же бурные паводки, часто превращающиеся в муры (сили), нередки в реках Кахетинского склона Главного хребта Кавказа.

Реки Черноморского бассейна

Реки Черноморского бассейна не отличаются ни длиной, ни размерами своих бассейнов (за исключением принадлежащей нам только своим нижним течением р. Чороха), но главные из них, вследствие обилия осадков в их верховьях и питания талыми водами крупных ледников, весьма полноводны. На первом месте по длине и многоводью следует поставить р. Рион, достигающую длины в 297 *км*, при водосборной площади свыше 13 000 *км*^{2}. Она берет начало из ледников Главного хребта у горы Пасис-мта и принимает в своей верхней части ряд ледниковых рек, из которых надо отметить идущие с Главного хребта р. Цанцахи (Чанчахи) и с хр. Халаца-Зикара рр. Гверулу и Джоджору. Справа в р. Рион впадают с боковых хребтов рр. Сакао, Лухумури и Ладжанури.

В нижней части течения, уже по выходе из гор на Колхидскую равнину, р. Рион принимает справа рр. Губисцхали, Цхенис-цхали, Мтехури, слева, с Дзирульского массива, р. Квирилу с Дзирулой, а с Аджаро-Имеретинского хребта — р. Хапис-цхали с Сакреули и целый ряд небольших речек. В низовьях Рион образует обширные болота и озера, остатки прежних русел.

Севернее р. Риона с хребтов Большого Кавказа течет р. Хопи с притоком Чапис-цхали, а затем следует бассейн р. Ингура. Эта река имеет длину в 198 *км* и собирает свои воды с площади в 3700 *км*^{2}. Река Ингур берет начало из ледников горы Аман-тау (Шхара). Из многочисленных ледниковых рек верховьев Ингура, текущих в высокогорных долинах Сванетии, следует упомянуть рр. Мульхру, Долру, Накру и Ненскрыру (Ненскру).

Далее к северу идет ряд коротких, но довольно многоводных речек: Эрис-цхали, Охуми, Галидзга, Мокви и затем одна из наиболее крупных рек причерноморской части Закавказья — Кодор, бассейн которого занимает почти 2000 *км*^{2}. Река Кодор составляется из рр. Чхалты и Гвандры, а последняя образуется от слияния текущих с Клухорского перевала рр. Клыча и Секена. Севернее Кодора в пределах Закавказья крупных рек нет. Здесь следует назвать Келасури, Бзыбь и Псоу.

Реки, впадающие в Черное море южнее устья р. Рион, текут с хребтов Малого Кавказа. Кроме уже упомянутых выше левых притоков р. Рион, с западной части Аджаро-Имеретинского хребта сбегают рр. Супса и Нотанеби, имеющие длину до 100—115 *км*. Река Чорох входит в пределы

Закавказья только своими низовьями и здесь принимает в себя справа р. Аджарис-цхали, собирающую воды с южной покатости Аджаро-Имеретинского хребта и с северного склона Шавхетского.

Реки Каспийского бассейна

Вся остальная, значительно бо́льшая часть Закавказья принадлежит к бассейну Каспийского моря. Первое место среди рек этого бассейна занимает извилисто текущая р. Кура, длина которой достигает 1113 *км*, а водосборная площадь — до 91 000 *км*^{2}. Река Кура берет начало в пределах турецкой Армении на высокой заболоченной Гельской равнине и крупными зигзагами, несколько раз резко меняя направление, прорезывает все Закавказье и впадает в Каспийское море в его южной части возле Кизыл-агачского залива, где она образует обширную дельту. Она, подобно Риони, собирает воды как с Большого, так и с Малого Кавказа. С первого в нее текут рр. Большая Лиахва с Малой Лиахвой, Ксан, Арагва, составляющаяся из Белой Арагвы и Черной Арагвы и принимающая в себя Пшавскую Арагву с Хевсурской Арагвой, Алазань с Ийорой и Агричай, Алджиган-чай и Кара-су (Туриан-чай). Восточнее р. Кара-су стремятся к Куре, но не доходят в обычное время вследствие сухости климата и маловодья рр. Геок-чай, Гердыман-чай и Аг-су. Они достигают р. Куры только во время таяния снегов. Текущая еще восточнее, уж непосредственно в Каспийское море р. Пирсагат тоже не доходит до нее. К северу от Алятской косы впадает в море р. Джейран-Кечмас. С северного склона Главного хребта текут в Каспий рр. Бельбел-чай, Кудиал-чай (Куба-чай), Кусар-чай (Шахин-абад-чай) и Самур, образующий своим нижним течением границу Закавказья с Дагестаном.

С Малого Кавказа в Куру текут: слева, в пределах внутреннего нагорья, Посхов-чай с Коблиан-чаем, справа Тедзами, Вера, Храм, впадающий в него Алгети с Дебеда-чаем (Борчала), Акстафа; с Шах-дагского и его продолжения — Мровдагского хребта — Ахинджа, Дзегам, Шамхор-чай, Ганджа-чай, Кюрак-чай, Тертер. К юго-востоку от Тертера с Карабахского нагорья текут Хачин-чай и Каркара-чай, но до Куры они не доходят.

Аракс, вторая большая река Закавказья, раньше бывший приток Куры и впадавший в нее возле Джевара, с 1896 г. отделился от нее и направил свои воды непосредственно в Кизыл-агачский залив, сохранив с Курой связь только незначительным протоком. Он тоже начинается в пределах Турции на склонах хребта Бин-гёль-даг и вступает в пределы Закавказья в месте впадения в него р. Западный Арпа-чай, где и выходит на Ереванскую равнину. Здесь он сворачивает на юго-восток и течет так до Джульфы, принимая слева рр. Абаран, Зангу, идущую из оз. Севан, Гарни-чай, Веди-чай, Восточный Арпа-чай и Нахчеван-чай. У Джульфы он поворачивает на восток, потом на северо-восток и только уже по Прикуринской низменности вблизи Джевата загибает на юго-восток, чтобы излиться в залив имени Кирова. Ниже Джульфы он принимает в себя с Карабахского нагорья и Алагезского хребта Охчи-чай, Базар-чай и Акера-чай.

С Талышских гор в Каспийское море текут Виляж-чай, Ленкоран-чай (Вазару), Тангяру-чай и на границе с Ираном Астара.

Кроме того, в пределы Закавказья проникают своими верховьями (к северу от главного водораздела Кавказа) Терек с Байдарой и Черной Арагвой, Асса, Аргун и Андийское Кой-су (Пирикитская и Тушинская Алазань).

Озера Закавказья

Большой Кавказ лишен крупных озер. Небольших озер в его пределах насчитывается несколько сот. Напротив, Малый Кавказ имеет несколько больших озер, но сравнительно мало небольших. По своему положению относительно уровня моря озера могут быть разделены на высокогорные и равнинные, а по их происхождению на следующие типы:

1) озера плотинные, разделяющиеся по характеру плотины на моренные, лавовые, обвальные;

2) карстовые, образовавшиеся вследствие растворения атмосферными водами известняков и последующей закупорки нерастворимыми частями каналов подземного стока;

3) реликтовые, представляющие отделившиеся от моря заливы;

4) озера речных долин: старые русла, отделившиеся от реки, отделившиеся от моря намытой волнами косой устьевые озера.

Первая категория самая обширная. На южном склоне Большого Кавказа сюда относятся все каровые озера, причем многие из них частично выпаханы льдом в коренной породе, затем подпруженные лавовыми потоками озера нагорья Кели. Но наиболее крупные озера этого типа, озера, возникновение которых обязано лавовым потокам, перегородившим реки, мы находим в Малом Кавказе. Здесь первое место занимает оз. Севан (Гокча), происхождение которого отнюдь не провальное, как это предполагалось некоторыми исследователями. При длине свыше 72 *км*, оно занимает площадь в 1413 $км^2$. Глубина его доходит до 100 *м*. Его зеркало лежит на высоте 1916 *м* над уровнем моря.

Особенно богата крупными озерами Джавахетия. Все они плотинного (лавового) происхождения: Табацкурское (Таба-цкури), с подземным стоком, Тапараван (Тба-Паравани), Туман-гель и солоноватоводное бессточное оз. Хозанин.

Вследствие обвала горы Кяпаз образовалось знаменитое оз. Гёк-гёль к югу от Кировабада.

Относительно оз. Рици в бассейне Бзыби мнения исследователей расходятся. Одни приписывают его образование подпруде обвалом горы, другие объясняют его возникновение карстовыми явлениями, третьи видят в нем грабен и, наконец, некоторые объясняют его возникновение сбросом.

Происхождение озера, во всяком случае, недавнее.

Из карстовых озер наиболее известны небольшие озера Шаорской котловины — Хариствали и Дзрохиствали, режим которых явно зависит от количества выпадающих осадков.

Остальные озера расположены по берегам морей. В бассейне Черного моря известно остаточное оз. Палеостом в низменной приморской части Колхидской низменности.

Из озер речных долин самым большим является оз. Ах-чала в низовьях Куры и Аракса, образовавшееся вследствие запруды речной протоки ее же собственными наносами.

Многочисленны небольшие подпрудные озерки в устьях рек, возникающие вследствие того, что море наметывает валы.

В слабо вогнутых впадинах степных плоскогорий восточной части Кахетинских возвышенностей имеется несколько бессточных соленых озер, из которых наиболее крупным является оз. Аджи-ноур в одноименной степи, затем Калжирис-тба и Казан-гель между Иорой и Курой.

ПОЧВЫ ЗАКАВКАЗЬЯ

Почвенный покров, как продукт воздействия на горные породы климатических агентов и растительности (влияние животного мира настолько незначительно, что им можно пренебречь), отражает в себе всю сложную картину климатов и растительных областей. Благодаря ряду работ многих исследователей, среди которых встречаются такие крупные имена, как В. В. Докучаев *(303, 304)*, С. А. Захаров *(321—327)* и Б. Б. Полынов, география почв Закавказья может считаться в своих основных чертах вполне выясненной.

Учитывая влияние климата, растительности и рельефа, мы должны прежде всего отметить резко выраженное существование вертикальных почвенных зон и затем деление Закавказья на почвенные области и районы.

В вертикальном направлении не везде в Закавказье можно наблюдать одни и те же зоны. Но на склонах гор, находящихся в одинаковых условиях климата, при одинаковой крутизне и экспозиции, наблюдается одинаковая смена зон почвенных образований, хотя и не повторяется в точности.

В горизонтальном направлении Закавказье может быть разделено на следующие почвенные области и подобласти *(303*, стр. 189—198):

1. *Область красноземно-подзолистых почв Западного Закавказья* занимает Черноморскую низменность с прилегающими лесистыми горами в пределах влажного субтропического климата. В наиболее низменной части мы находим подобласть болотистых и подзолистых почв; на возвышенной предгорной части Колхиды, преимущественно на высоких террасах и склонах предгорий, — подобласть красноземов, наибольшего развития достигающих в районе Аджаристана, отчасти в Абхазии, а выше, в зоне хвойных лесов, вступаем в подобласть горных лесных почв. Восточнее Кутаиси может быть выделена подобласть рендзин.

2. *Область черноземно-каштаново-лесных почв Центрального Закавказья* заключает в себя Восточную Грузию и прилегающую к ней возвышенную часть Азербайджана. На западе это сплошная область, на востоке она разделяется возле устья Алазани на две ветви, из которых одна идет вдоль склона Большого Кавказа, огибая его высокогорный район до района Кубы (Кусарская равнина), другая — вдоль возвышенных предгорных террас Малого Кавказа до Аракса, охватывая область сероземно-солонцеватых почв Восточного Закавказья. В вертикальном направлении эта область может быть разделена на две подобласти: черноземно-каштановую в более низкой части (до 600 *м* абс. высоты) и выше — зону лесных почв (600—2000 *м*).

3. *Область сероземно-солонцеватых почв Восточного Закавказья*, как указано выше, вклинивается по нижнему течению р. Куры в предыдущую область, захватывая почти всю Куринскую низменность, занимает низовья р. Аракса до Талыша и береговую Прикаспийскую полосу до границы Закавказья (Самур). В связи с сухим субтропическим климатом, создающим здесь условия для образования солончаковых пустынь и полупустынь с открытыми формациями солончаково-полынной растительности, здесь развиты сероземы, переходящие местами в солонцеватые почвы.

4. *Область белоземно-каштаново-черноземных почв Южного Закавказья* занимает, по А. Ф. Ляйстеру, все Центральное вулканическое нагорье Закавказья и долину Среднего Аракса (котловины Нахичеванская и Ереванская). А. Ф. Ляйстер подразделяет эту область на две подобласти

а) полупустынные Средне-Араксинские степи (равнины Ереванская, Сардарабадская и др.), в которых развиты, как правило, белоземы, образующиеся на изверженных породах или на известковой коре выветривания этих пород, и б) Центральное вулканическое нагорье Закавказья (Джавахетия, Цалка, Духоборье, Лорийская равнина, высокие равнины Армении — Ленинаканская, Абаранская и Элли-дара и Гокчинская нагорная котловина с прилегающими хребтами и Карабахским нагорьем, где развиты каштановые и типичные черноземы).

5. *Область желтоземов Талыша*, представляющих родственные красноземам почвенные образования.

6. *Область высокогорных почв Закавказья* занимает высокогорную полосу Большого Кавказа и наиболее высокие массивы и хребты Малого Кавказа между зоной лесных почв и снеговой областью. Здесь можно различить почвы: 1) горно-луговые дерновые на альпийских лугах, 2) черноземовидные и черноземные горно-степные и 3) горно-тундровые. В западной, более влажной части Закавказья развиты преимущественно горно-луговые и горно-тундровые, в более сухой восточной части — горно-степные почвы.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗАКАВКАЗЬЯ

Не останавливаясь подробно на растительном покрове, геологическое значение которого сводится, главным образом, с одной стороны, к защите поверхности от размыва и отчасти механического выветривания, с другой — к содействию в накоплении продуктов разрушения коренных пород на месте, отметим, что растительность западной части Закавказья, с ее влажным и более теплым климатом, отличается большей роскошью, чем растительность восточной его части и долины Среднего Аракса, где в некоторых более сухих и засолоненных частях дело доходит до образования почти настоящей пустыни. Современная растительность с ее реликтами третичного времени есть результат сложного исторического развития, в котором местная флора, пережившая волны холода ледникового периода, смешалась с пришлой флорой Востока (арало-каспийские элементы) и Запада (европейские элементы). Н. А. Буш *(135)* отмечает на Кавказе четыре гнезда третичной растительности: гнезда мезофильной растительности — Колхиду и Талыш, сравнительно мало изменившиеся с третичного времени (здесь похолодание ледникового времени почти не сказывалось) и два гнезда ксерофильной третичной растительности — Армению и Дагестан.

В связи с изменением климата в сторону большей сухости, мы наблюдаем обеднение растительности третичными видами от Колхиды на восток и от Талыша на север и запад.

Растительность Закавказья может быть разделена на следующие ботанико-географические области: 1) область лесов Западного Закавказья; 2) область лесов Центрального Закавказья; 3) область лесов Талыша; 4) область степей Восточного Закавказья; 5) область нагорно-ксерофитных степей Южного Закавказья; 6) область альпийских лугов Закавказья.

Глава третья

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ДОКЕМБРИЙ

Докембрийские отложения в Закавказье выходят на поверхность в немногих областях: на южном, относящемся к Закавказью склоне Главного Кавказского хребта, в Дзирульском массиве, в Сомхетском массиве, в Центральной Армении и в Азербайджане.

1. На южном склоне Главного Кавказского хребта докембрийские отложения входят в состав того древнего кристаллического фундамента, который вследствие тектонических причин выходит на поверхность в центральной части Кавказа — от горы Фишт до Дарьяла. Главное развитие породы древнего фундамента (кристаллические сланцы и граниты) имеют на Северном Кавказе и лишь отчасти, именно вследствие резкого их отсечения одним из крупнейших разрывов (надвиг Главного хребта), распространяются на южный склон главного водораздела — границы РСФСР и Закавказья.

Докембрийские отложения представлены здесь исключительно гнейсами нижнего отдела докембрия. Это обычные слюдяные (биотитовые и двуслюдяные) гнейсы, которым подчинены лишь спорадически встречающиеся амфиболиты. В неизученном районе верховьев р. Местик (Мульхры), правой ветви р. Ингур, можно рассчитывать встретить пачки мраморов, подчиненных гнейсам. Гнейсы на южном склоне Главного хребта то встречаются в виде пачек или даже ксенолитов среди серых гранитов, то приобретают значительное развитие и заключают в себе интрузии гранитов.

Наиболее восточный выход гнейсов находится в верховьях р. Чанчахи, левой ветви р. Рион. Здесь на южном склоне горы Эльбат среди гранитов зажата мощная их пачка, которая выклинивается уже к верховьям Нацарулы. В верховьях р. Чвешури на правом склоне ледника Микича, у перевала в Стыр-Дигор, среди гранитов также в форме пачек встречаются слюдяные и роговообманковые гнейсы. Далее к западу, в верховьях Риона и Цхенис-цхали, докембрийские кристаллические сланцы совершенно отсутствуют, если не считать встречающихся в гранитах ксенолитов. Но еще западнее, в верховьях Ингура и Кодора, они уже широко развиты.

По сообщению Г. П. Агалина, кристаллические сланцы так инъецированы серыми гранитами, что выделение на карте тех и других пород становится невозможным; совершенно условно по преобладанию одной из них на миллионной карте выделены полосы гранитов и полосы гнейсов. В общем всю эту зону в данном месте нужно понимать как зону мигматитов.

Более молодые, вероятно юрские, дайки диабазов преимущественно западно-северо-западного направления пересекают комплекс древнейших кристаллических пород.

Обоснование принадлежности указанных гнейсов с амфиболитами к древнему докембрию приведено в томе IX «Геологии СССР».

2. В Дзирульском массиве кристаллические сланцы совершенно не изучены и не расчленены на свиты. Г. М. Смирнов *(763)* в 1930 г. впервые отметил присутствие здесь наиболее древних метаморфических пород, гнейсов, слюдяных сланцев, амфиболитов, роговообманковых сланцев, кварцитов и филлитов, залегающих островками среди интрузивных пород. Открытие в 1931 г. в Лопанском ущелье на восточной окраине Дзирульского массива археоциат в мраморах, подчиненных филлитам и кварцитовым сланцам, позволило И. Г. Кузнецову *(459)* провести резкую грань между только что упомянутыми слабо метаморфизованными осадками кембрия и глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами — гнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами и обосновать докембрийский возраст последних. Только что перечисленные докембрийские кристаллические сланцы, по данным Е. В. Кузнецовой *(479)*, в более или менее значительном развитии наблюдаются в районе сел. Шроша и восточнее по правобережью р. Дзирулы. Всюду они оказываются древнее дзирульских гранитов (красных и серых), пересечены их дайками и связанными с ними пегматитами. Очень часто они образуют лишь мелкие ксенолиты среди гранитов. Кроме типичных слюдяных гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов — наиболее типичных представителей докембрия в Дзирульском массиве, Е. В. Кузнецовой встречены по рч. Мечхетуре гранатово-магнетитовые кварциты, относящиеся к тому же комплексу древнейших пород, но по своему составу резко обособляющиеся в отдельную свиту.

Так как Дзирульский массив многократно в течение геологической истории подвергался эрозии, то уже к началу юрского периода кристаллические сланцы, служившие кровлей интрузии серых гранитов, были в значительной мере смыты, а в последующие континентальные эпохи, особенно перед олигоценом и в начале миоцена, эрозия уничтожила и последние их остатки, за исключением отдельных пачек и ксенолитов, оказавшихся более глубоко погруженными в гранитах.

В соответствии с этим и подчиненные кристаллическим сланцам рудные месторождения, образование которых было генетически связано с древними гранитами, оказались нацело уничтоженными.

3. В Сомхетском массиве, по данным С. С. Кузнецова, докембрийские кристаллические сланцы встречены лишь в виде крупных глыб в условиях плохой обнаженности на площади выходов древнего, сложенного в основном гранитами кристаллического фундамента по р. Храми.

Здесь еще больше, чем в Дзирульском массиве, эрозией в доюрское, а затем в предверхнемеловое время была уничтожена не только та мощная толща кристаллических сланцев, в которую в свое время внедрялась гранитная интрузия, но и верхние части последней.

В выходах древнейших кристаллических пород в районе Чатаха, составляющих в геотектоническом отношении единое целое с упомянутыми выходами по Храми, докембрийские кристаллические сланцы не обнаружены; здесь, они, повидимому, совсем отсутствуют.

4. Метаморфические и кристаллические сланцы, выступающие в бассейнах рр. Занги и Абаран-чая в Армении и по р. Асрик-чай в Азербайджане, по новейшим данным, могут соответствовать не только докембрию, но частично также и кембрию.

ПАЛЕОЗОЙ ГРУЗИИ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения установлены с достоверностью в Закавказье всего лишь в одном месте, именно в Юго-Осетинской автономной области, в долине рч. Лопанис-цхали, вблизи сел. Цнелиси. Это место находится на восточном окончании обнаженной части Дзирульского кристаллического массива. Среди гранитов, слагающих в основном Дзирульский массив, сохранилась зажатая пачка метаморфизованных осадочных пород, протягивающаяся в юго-западном направлении от сел. Цнелиси до Лопанис-цхали через Чорат-хеви в долину р. Дзирулы. В составе этой полосы принимают участие как глубокометаморфизованные осадочные породы — кристаллические сланцы, так и слабометаморфизованные — филлиты, слюдисто-кварцитовые сланцы, мраморы, графитовые сланцы.

Речка Лопанис-цхали пересекает упомянутую полосу на протяжении около 2 *км* вкрест простирания. На этом протяжении в ряде пунктов среди сланцев отрывочно обнажаются мраморы. Лучшее обнажение их наблюдается в искусственной выработке на правом склоне ручья, стекающего от сел Чорчаны и впадающего справа в рч. Лопанис-цхали немного выше сел. Цнелиси.

Здесь среди темных филлитов и слюдисто-кварцитовых сланцев вскрыты три пачки яснослоистых мраморов, общей мощностью около 80 *м*. Наиболее толстая верхняя пачка имеет мощность около 40—60 *м*. Мраморы согласно пластуются с метаморфическими сланцами. Мощная пачка мраморов пересечена сложно ветвящейся дайкой основной породы, которая при своем внедрении оказала резко выраженное воздействие на мраморы и превратила их в значительной мере в скарны. Получились пестроокрашенные полосчатые и пятнистые плотные породы, в которых темный зеленоватый гранат уже преобладает над первоначальным кальцитом мрамора; сложноветвящиеся прожилки волластонита иногда вместе с кальцитом пересекают породу и делают скарны еще более пестрыми.

Как раз в таких плотных полосчатых скарнах из верхней пачки мраморов указанной выработки в 1930 г. Г. П. Барсановым *(60)* и И. Г. Кузнецовым *(459)* были собраны окаменелости. Бóльшая часть их была обнаружена при распиловке и при шлифовке скарнов, тогда как в более чистых мраморах ни в штуфах, ни на полированных поверхностях, ни в шлифах обнаружить окаменелостей не удалось. Возможно, что замещение мрамора тонкозернистым агрегатом силикатов способствовало лучшей сохранности окаменелостей, которые могли подвергаться полной перекристаллизации одновременно с перекристаллизацией первоначального известняка в чистые средне- или крупнокристаллические мраморы.

А. Г. Вологдин *(217)* обработал собранную фауну и определил здесь *Coscinocyathus caucasicus* sp. nov. и *Archeocyathus* sp. и сделал заключение, что по общему впечатлению фауна мраморов Цнелиси может быть отнесена к верхам нижнего кембрия. Кроме указанных скелетов группы своеобразных кембрийских организмов *Archeocyathidae*, на полированных поверхностях скарнов обнаружен еще ряд менее сохранившихся неопределимых окаменелостей, а под микроскопом в шлифах встречены также несомненные органические остатки с сохранившейся тонкой сетчатой структурой, напоминающей таковую *Echinodermata*.

На левом, сплошь задернованном склоне ручья, по которому вскрыто описанное обнажение, мраморы не обнаружены даже в заданных здесь

расчистках, возможно, из-за имеющихся здесь тектонических нарушений; неизвестны они и далее к западу в пределах упомянутой полосы метаморфических сланцев. Но немного севернее, между сел. Цнелиси и Гверисна по обоим склонам Лопанис-цхали мраморы выходят еще в нескольких местах.

Наиболее крупный, слабо вскрытый выход располагается на правом склоне долины среди филлитов и графititовых сланцев. Здесь частью в коренном выходе, частью в развалах видны громадные глыбы белого средне- и крупнозернистого мрамора, не обнаруживающего той отчетливой слоистости, как в описанной выработке. Повидимому, здесь обнажаются массивные мраморы какого-то другого горизонта. Будет ли этот последний приходиться стратиграфически выше или ниже пачки с археоциатами — не установлено из-за неизученности района, притом еще плохо обнаженного. Не имеется по этому исключительно интересному району и сводного разреза, в котором нашли бы себе место все упомянутые здесь породы. Равным образом не имеется данных даже о попытках поискать фауну в слабо метаморфизованных филлитах и графititовых сланцах, хотя здесь рядом учреждений (Юго-Осетинская экспедиция Академии наук, Закавказский геолого-разведочный трест, Закавказское отделение Института прикладной минералогии) велись многолетние работы по разведкам мраморов, талька и пр. В общем же можно сказать, что общая мощность всех слабо метаморфизованных и относящихся целиком, повидимому, к кембрию осадков измеряется многими сотнями метров. Филлиты и слюдисто-кварцитовые сланцы, включающие пачки мраморов с археоциатами, из всех упомянутых осадков являются наиболее метаморфизованными, обнажающиеся же севернее породы — графитистые сланцы и вместе с ними глинистые сланцы — оказываются весьма слабо измененными осадками.

Все породы интенсивно дислоцированы, обнаруживая на данном участке в среднем западно-юго-западное простирание. Помимо дислокационного метаморфизма, они подверглись также и некоторому воздействию гранитной интрузии, которая проявляется здесь в значительном количестве мощных даек красноватых аплитовидных гранитов и аплитов. В слабо метаморфизованных осадках района Цнелиси имеется также несколько штоков, превращенных в серпентиниты ультраосновных пород.

На размытой поверхности всего древнего комплекса залегает лейас и притом, повидимому, нижний лейас. В свою очередь лейас вместе с древними породами также трансгрессивно перекрывается средним миоценом. Последний целиком скрывает далее к востоку древние породы Дзирульского массива вместе с кембрием, который должен продолжаться в этом направлении под Горийской равниной.

Не подлежит сомнению, что кембрийские отложения отлагались на значительной площади на месте нынешнего Закавказья, но в подавляющей своей части были уничтожены в течение многократных периодов эрозии, сопровождавших многочисленные фазы каледонской, варисской, мезозойской и кайнозойской складчатости. Возможно, что они сохранились больше в зоне южного склона Главного хребта под развитыми здесь и еще не промытыми до субстрата юрскими и меловыми флишевыми сланцевыми толщами.

По заключению А. Г. Вологдина, археоциаты Закавказья, а теперь уже известные и на Северном Кавказе, являются связующим звеном между археоциатовыми известняками Сибири и Средней Азии, с одной стороны, и археоциатовыми известняками о. Сардинии, с другой.

Некоторое подтверждение когда-то широкого распространения кембрия в Закавказье можно видеть из следующих данных.

Древнепалеозойские, в том числе, вероятно, и кембрийские отложения встречены еще в ряде пунктов зоны южного склона Главного хребта, Рионской и Сомхетской подзоны, но ни в одном случае из-за отсутствия фауны точное определение их возраста пока невозможно.

Весьма вероятно, что к кембрию относятся мраморы, переслаивающиеся со слюдисто-кварцитовыми и слюдисто-хлоритовыми кварцитовыми сланцами и находящиеся в невыясненной ассоциации с метаморфизованными конгломератами, выходы которых были встречены и описаны Л. А. Варданянцем *(149)* и Н. Б. Вассоевичем *(163)* на южном склоне Главного хребта и рр. Дид-хеви и Лопоте в Кахетии к северу от Телави. Весь комплекс этих пород по литологическому составу гораздо ближе к кембрию Лопанского района и Северного Кавказа, чем к нижнему карбону Сванетии. Упомянутые палеозойские породы в Кахетии образуют узкие тектонические клинья вдоль разрывов среди сланцев лейаса зоны южного склона Главного хребта и на глубине, очевидно, подстилают последние.

В той же зоне, но уже весьма далеко от Кахетии, именно в Абхазии, по стекающим с Главного хребта рр. Гвандре, Клычу и Хецкваре обнажаются, по устному сообщению инж. Г. Р. Чхотуа, роговообманковые и хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки, образовавшиеся, повидимому, за счет последних эпидозиты, затем кварциты и филлиты. Этот комплекс пород не прорывается серыми гранитами, обнажающимися вместе с включающими их гнейсами сейчас же севернее и отграниченными от него, видимо, крупным разрывом. В свою очередь комплекс метаморфических пород с мраморизованными известняками надвинут на сланцы лейаса зоны южного склона Главного хребта и образует, стало быть, тектонический клин между крупными разрывами.

По литологическому составу упомянутые несомненно палеозойские отложения очень близки к кембрийской метаморфической толще, развитой в непосредственной близости на северном склоне Главного хребта.

В более южной зоне выходов древнего фундамента, к югу от Куры, в Сомхетской подзоне по рч. Лок-чай у сел. Джандар, по данным В. Г. Грушевого, обнажаются узкой полосой на протяжении около 2 *км* в широтном направлении черные графитистые кварцитовые сланцы. Красные гранит-аплиты (каледонские?) прорывают их. Весь комплекс древних пород покрывается песчаниками и туфо-порфиритовой свитой нижней и средней юры, причем в песчаниках, часто аркозовых, содержатся обломки графитистых сланцев.

Относя красные граниты к каледонской тектонической эре, мы должны признать эопалеозойский возраст графитистых сланцев, а сравнивая последние с такими же породами Лопанского района в Дзирульском массиве, мы можем с некоторой вероятностью отнести графитистые кварциты Сомхетии также к кембрию.

На левом склоне р. Дзирулы в районе сел. Бжиневи на гранитах в узкой, ограниченной крутыми разрывами зоне погружения сохранились метаморфические сланцы, представленные в основном филлитами *(225, 763, 960)*. Они интенсивно дислоцированы с северо-восточным — юго-западным простиранием. Им подчинены незначительные выходы рассланцованных серпентинитов. С юга на филлитах трансгрессивно и несогласно налегают конгломераты и кварцевые песчаники нижнего (?) лейаса, перекрываемые в свою очередь красными известняками с фауной среднего лейаса. С запада комплекс всех упомянутых пород трансгрессивно перекрывается

нижним мелом. Распространение филлитов к востоку не установлено. Имеется указание *(225)* на незначительный выход тех же сланцев к юго-западу от сел. Бжиневи (километрах в 8—10) по рч. Карнеба.

П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе пишут: «...их (филлитов) соотношение с соседними гранитами указывает, что они древнее последних, но более точное определение их возраста невозможно». Те же авторы правильно отмечают резкую разницу между кристаллическими сланцами и филлитами, считая последние за более молодые образования. К сожалению, в упомянутой работе *(960)* не приводится фактических данных о соотношении филлитов и гранитов и не указывается, какие именно граниты — серые или красные — моложе филлитов. Серые граниты мы относим к докембрию, а красные — к нижнему палеозою, связывая их с каледонской складчатостью. Филлиты не могут быть древнее серых гранитов; в таком случае они в данном месте должны были бы пониматься как остатки кровли последних или как крупная погруженная в них глыба и обнаруживали бы глубокий контактовый метаморфизм, чего там на самом деле не наблюдается. Если же филлиты прорываются красными гранитами, на что конкретных указаний тоже не имеется, то они могут быть отнесены к древнему палеозою, от кембрия до девона включительно.

Филлиты сохранились среди гранитов в грабенообразном погружении; нормальных контактов между ними и другими породами не установлено.

Приведенные хотя и немногочисленные и отрывочные данные о нижнепалеозойских отложениях указывают на когда-то широкое их развитие в Закавказье, что находится, в частности, в полном соответствии с приведенным выше заключением о широком распространении кембрия.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Палеозойские отложения в Абхазии и Сванетии были найдены Г. П. Агалиным в 1929 г. (собственно еще в 1928 г., но без ископаемых, которые могли бы послужить для определения возраста).

«В 1929 г. лишь в одном месте, — сообщает Г. П. Агалин, — удалось обнаружить скудную и плохо сохраненную фауну. Нахождение этой фауны позволило, благодаря определению проф. Н. Н. Яковлева [1], отнести эту свиту к нижнему карбону».

Как нижнекарбоновые отложения они были нанесены на выпускавшуюся в то время геологическую карту Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000.

Описываемые отложения прослеживаются вдоль высокогорной части южного склона Главного хребта на значительном протяжении. В исследованном Г. П. Агалиным районе они обнаружены на западе, начиная от устья р. Клыч, притока р. Кодор. Выходы их протягиваются в широтном направлении, и полоса выхода имеет вкрест простирания до 1 *км*.

Далее к востоку они проходят под вершиной Гогца и, пересекая р. Секен у минерального источника, уходят в бассейн р. Непскрыры, обнажаясь на водоразделе двух последних рек, южнее вершины Харихра. Полоса выходов здесь значительно суживается и не превышает 0,5 *км*.

---

[1] В коллекциях В. Н. Робинсона и Г. П. Агалина Н. Н. Яковлев обнаружил присутствие *Lithostrotion* (повидимому, у В. Н. Робинсона один вид, а у Г. П. Агалина другой). Уже одно это позволяет считать возраст вмещающих отложений не ниже визейского яруса. В коллекции Г. П. Агалина имеются еще *Chaetetes* sp. и *Diphyphyllum* sp., т. е. исключительно кораллы.

В бассейне р. Ненскрыры палеозойские отложения развиты более широко, и в районе горы Кирар (по-сванетски — мрамор) полоса выходов имеет ширину до 6 *км*. Г. П. Агалиным выходы палеозоя были прослежены до устья рр. Накра и Хумпрера, впадающих в р. Ингур. Далее на восток, к сожалению, эти отложения Г. П. Агалин не имел возможности проследить. Можно было только заметить, что палеозойские отложения протягиваются вдоль хребта с вершинами Абакура, Ляйла и Гвадараши, уходя, таким образом, в бассейн р. Цхенис-цхали.

Палеозойские отложения представлены сильно метаморфизованной осадочной свитой. В состав ее входят глинистые сланцы, песчаники и известняки. Глинистые сланцы превращены в плотные, филлитовидные сланцы и дают часто переходы к серицитовым сланцам. Песчаники характеризуются тем, что цемент их в значительной степени перекристаллизован и состоит из хлорита и отчасти серицита. Одновременно наблюдается значительное раздавливание зерен кварца.

Известняки также сильно метаморфизованы и на большей части протяжения представлены мраморовидными известняками и даже мраморами.

Лишь на отдельных участках наблюдается несколько меньшая степень метаморфизации, и в одном из таких мест, на юго-восток от горы Утур, и была обнаружена собранная фауна.

Тектонической формой, которой обусловлено появление выходов палеозойских отложений, является поднятие типа горста. С юга палеозойские отложения контактируют с юрскими, а с севера — с юрскими и докембрийскими породами исключительно по тектоническим плоскостям.

ПАЛЕОЗОЙ АРМЕНИИ И АЗЕРБАЙДЖАНА

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В отношении палеозоя Закавказья первым значительным научным исследователем является Г. Абих, бóльшая часть жизни и научной деятельности которого была посвящена Кавказу и Закавказью. Работы его не имели характера систематического геологического картирования местности, как его понимают в настоящее время: это были маршрутные исследования, с маршрутами, отстоявшими иногда довольно далеко один от другого, с возвратом к одной и той же местности иногда через большой промежуток времени, причем новый маршрут пересекал старый. Несистематичность съемки вела за собою и несистематичность изложения, так что данные, относящиеся к палеозою, в частности к той или другой системе, находятся рассеянными в работах различных лет. Все это, конечно, не умаляет больших заслуг Г. Абиха: им проделана огромная работа, он охватил образования всех геологических систем; работы его стояли на высоте геологии того времени и, кроме массы деталей, давали настолько общую картину, что и теперь к ним на каждом шагу приходится обращаться, но пользоваться ими нелегко и нелегко даже просто читать.

К верхнему силуру П. Бонне *(919, 933)* относит черные, слегка слюдистые сланцы, в которых, как он пишет, «в центре Даралагеза я мог в одном пункте открыть фауну, отличающуюся малорослостью индивидуумов и состоящую, главным образом, из пластинчатожаберных, именно: *Modiolopsis complanata* S o w., *Orthonota solenoides* S o w., *O. rigida* S o w.,

Pterinea retroflexa Wahl., *Ctenodonta edmodiformis* M'Coy, *Cucullella lievinensis* Ler., *Pycnomphalus helicites* Sow.?, *Orthoceras gregarium* Sow. Эта ассоциация видов встречается в сланцах нижнего девона и верхнего силура Западной и Центральной Европы».

«Эти черные сланцы могут, на основании их фауны, быть приравнены к переходным силурийско-девонским слоям. Преобладание *Modiolopsis complanata* Sow. и отсутствие всякого явно девонского элемента сближают их скорее со слоями верхнего лудлоу Шропшайра и могут считаться основанием для отнесения их к верхам готландского яруса».

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Абих (*899*, стр. 440—441) выяснил присутствие лишь верхнего девона. Для девона он приводит разрез в районе Гинешика на Арпа-чае (очевидно, не Гинешик — Gyneschik, а Гюмюшлуг или Кишик), где показывает «горный известняк» и девон (сверху вниз):

Горный известняк, наверху с *Fusulina (Fusulinella) sphaerica* Abich, внизу с кораллами, посередине с выделениями темных кремней	46 *м*
Далее вниз следуют битуминозные известняки	17 »
Глинистый сланец серый, частью мергелистый и железистый	14 »
Светлосерые плотные известняки с *Spirifer seminoi* Viquesuel, *S. orbelianus* Abich, *Orthis striatula* Schloth., *Productus*	15 »
Глинистый и слюдистый песчаник, сланцеватый и перепластовывающийся с тонкими слоями светлосерого сланца	21—24 »
Книзу этот песчаник переходит в белый кварцитовидный песчаник	6—9 »
Битуминозные сланцы	4 »
Серия тонких слоев известняков светлозеленого цвета, с теребратулидами и спириферами	около 20 »
Глинистые песчаники и сланцы	6 »
Известняки со спириферами и продуктусами	около 15 »

Всего, на основании приведенных цифр, а также чертежа с приложенным к нему масштабом—46 *м* карбона (нижнего) и 122 *м* верхнего девона. Среднего девона Г. Абих не нашел или не различил.

Нижний девон. Что касается нижнего девона, то в сущности палеонтологические данные для установления его в Закавказье отсутствуют.

К нижнему девону П. Бонне относит толщу, залегающую между верхним силуром и средним девоном, согласно пластующуюся с тем и с другим и состоящую из слюдистых кварцитов и сланцеватых, тоже слюдистых, песчаников, незаметно переходящих в средний девон, который представляет в своей нижней части песчаники, песчанистые и слюдистые пропластки.

П. Бонне (*933*, стр. 319—320) пишет: «Я констатировал сначала в южной дуге Зинджирлу (к западу от Даралагеза), что некоторые слои сланцеватых песчаников представляют отпечатки и органические остатки, весьма сходные с изображениями, которые Мак-Кой дал для верхнего силура Кумберленда под названием *Chondrites*. Затем я собрал в слюдистых кварцитах, которые образуют несколько небольших обнажений в более южной дуге, на гребне Каракаша (к северо-западу от Даралагеза) обломок ствола *Knorria acicularis* Goepp.».

Находка *Chondrites* не определяет возраста сколько-нибудь точно, а указание на находку каменноугольного вида *Knorria* является странным.

Средний девон у Волчьих Ворот на Араксе (Фрех почему-то называет это место Daheha), у железнодорожной станции Велидаг, содержит, по Ф. Фреху (*956*, стр. 198):

Mollusca. *Paracyclas proavia* Goldf.

Brachiopoda. *Spirifer speciosus* auct. (non Schloth.), *Sp. subcuspidatus* Schl., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Merista plebeia* Sow., *Atrypa reticularis* L., *A. aspera* Schl., *Pentamerus sieberi* v. Buch. mut., *Leptaena depressa* Sow., *Productella subaculeata* Murch.

Rugosa. *Cyathophyllum araxis* Frech., *Cyath. vermiculare* Goldf. mut. *praecursor* Frech, *Endophyllum nicolai michaelidis* Frech, *Mesophyllum maximum* Schlüter var. *damnoniensis* M. Edw. et H., *M. cylindricum* Schlüter, *Cystiphyllum cristatum* Frech, *C. vesiculosum* Goldf., *C. pseudoseptatum* E. Schulz, *Calceola sandalina* Lam., *Calceola* n. sp.

Tabulata. *Heliolites porosus* Goldf., *Fistulipora favosa* Goldf., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Al. suborbicularis* Lam. var. *minor* Frech, *Favosites goldfussi* M. Edw. et H.

Stromatoporoidea. *Stromatopora concentrica* Goldf. emend. Nichols., *Actinostroma stellulatum* Nichols.

Ф. Фрех определяет возраст этих слоев как несомненно верхних кальцеолевых слоев, т. е. верхи среднего девона. Надо упомянуть, что в коллекциях Кавказского музея в Тбилиси, в сборах Л. К. Конюшевского из Гюмюшлуга Н. Н. Яковлевым обнаружено присутствие *Stringocephalus burtini* Defr.

Верхний девон. Что касается верхнего девона, то, в отличие от среднего, он не представляет такого разнообразия в фауне и изобилия видов, и если для среднего характерны главным образом кораллы, то для верхнего характерна преимущественно фауна брахиопод, хотя и не отличающаяся богатством видов и родов. Особенно обычны для выходов на Восточном Арпа-чае, около Эртыча и Данзика, спириферы группы *verneuili*, причем, кроме собственно *Sp. verneuili* M. V. K., — *Sp. tenticulum* Vern. и *Sp. archiaci* Murch. Крупный *Spirifer*, отнесенный Ф. Фрехом, хотя и с некоторой оговоркой, к *Sp. anossoffi* M. V. K., по мнению Д. В. Наливкина, не принадлежит к этому виду. Кроме спириферов, часто встречаются *Rhynchonella letiensis* Goss. и *R. gauthieri* Goss. Указываются также *Orthotetes chemungensis* Hall и *Productus fallax* Pand. В одном пропластке около сел. Данзик Н. Н. Яковлевым были найдены тентакулиты.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Г. Абих всю толщу каменноугольных отложений Закавказья относил сначала к нижнему карбону, присоединив сюда и пермь.

Различные отделы карбона разделяются менее легко, чем девон, потому что здесь нет характерных европейских гониатитов, кораллов и брахиопод (*Dibunophyllum*, *Productus giganteus*, *Spirifer mosquensis* и др.).

Характерная для закавказского карбона *Fusulina (Fusulinella) sphaerica* Ab. впервые была указана и описана Г. Абихом.

Ф. Фрех указывает на переходные между девоном и карбоном слои, в которых с девонскими *Spirifer tenticulum* Vern. и *Sp. verneuili* M. V. K. встречаются каменноугольные типы — *Dalmanella michelini* l'Eveillé, *Orthotetes crenistria* Phill., *Spirifer tornacensis* de Kon.

Нижнекаменноугольные отложения им подразделяются следующим образом (сверху вниз) (*956*, стр. 172):

1. Мощный, частью битуминозный и несколько гипсоносный известняк, обнажающийся на правом берегу р. Арпа-чай, при выходе его в долину р. Аракса, в горе Норашен у железного моста. Известняк этот содержит *Lonsdaleia araxis* Frech, *Productus semireticulatus* Mart., *Pr. keyserlingianus* de Kon. и *Euomphalus* cf. *pentangulatus* Sow.
2. Мергели и сланцы со *Spirifer tornacensis* de Kon. и *Sp. tenticulum* Vern. (редко), относимые Ф. Фрехом к турнейскому ярусу и подразделяющиеся на:
   a) слои с *Dalmanella michelini* l'Éveil. в большом количестве, *Athyris ambigua* Sow., *Orthotetes crenistria* Phill. (часто), *Productus perlongus* Pand. mut. *armenica* Frech и с более редкими *Temnoheilus* n. sp., *Cyathaxonia cornu* Mich., *Syringopora*, *Pentatrematites*, *Leptaena analoga* Phill., *Spiriferina moelleri* Kon., *Spirifer* aff. *rotundatus* Sow., *Athyris royssii* l'Év. mut. *tornacensis* Frech.
   b) Слои с *Dalmanella michelini* l'Év. (очень редкой или отсутствующей), *Productus perlongus* Pand. mut. *armenica* Frech и *Athyris ambigua* Sow. (часто встречаются). Более редки *Rhynchonella pleurodon* Phill. и var. *darreuxiana* de Kon., *Leptaena analoga* Phill. и *Orthotetes crenistria* Phill. var. *kelli* M'Coy, *Bellerophon* sp. и *Spirifer tenticulum* Vern.

Новые данные к изучению нижнего карбона Закавказья дает К. И. Лисицын, опубликовавший, к сожалению, лишь первую часть своей работы *(515)*, ценность которой уменьшается плохими рисунками и слишком краткими описаниями новых форм — недостатки, обусловленные, впрочем, как указывает автор, не зависящими от него обстоятельствами.

К. И. Лисицын дает разрез в нижнем течении р. Восточный Арпа-чай в следующем виде (в нисходящей последовательности):

A. Плотные серые и темносерые известняки, прорезанные пластовыми жилами изверженных пород. Главным образом кораллово-фораминиферовая фация открытого моря. Мощность не менее 465 *м*. Внизу переход к брахиоподовой фации мелководья через кораллово - брахиоподовые известняки.	a) Известняки кораллово - фораминиферовой фации с *Fusulinella*. Мощность не менее 300 *м*.	1) Известняк с *Lonsdaleia* (компактная форма); около 125 *м*. 2) Известняки с *Dibunophyllum araxis* (Frech), ветвистый полипняк; около 180 *м*.
	b) Бедные окаменелостями известняки с *Productus burlingtonensis* var. и *Athyris royssii*. Фация переходная от кораллово-фораминиферовой к мелководной брахиоподовой.	3) Без одиночных кораллов, с очень редкими указанными брахиоподами; около 50 *м*. 4) Много одиночных кораллов из *Cyathophyllidae*, *Spirifer tornacensis*, *Sp. verneuili*, *Productus burlingtonensis* в различных вариететах, *Pr. semireticulatus*, *Athyris royssii*, *Syringothyris* sp., *Spirifer tenticulum*—внизу; около 30 *м*.
B. Чередующиеся прослои песчаников, сланцев и брахиоподовых известняков; не редки кораллы (одиночные). Фации мелководья. Переход от карбона к девону.	Слои со *Spirifer tornacensis* Vern., *Syringothyris* cf. *texta*, *Leptaena* sp., *Athyris lamellosa*, *A. royssii*, *Rhipidomella michelini*, *Rhynchonella acutirugata*; около 80 *м*.	

Границу между турнейскими и визейскими слоями К. И. Лисицын проводит через группу 3-ью, так что, и по Ф. Фреху и по К. И. Лисицыну, слои с *Dibunophyllum araxis (Lonsdaleia araxis)* являются нижневизейскими, а турнейские слои, и по тому и по другому автору, характеризуются присутствием *Spirifer tornacensis*, *Athyris royssii*, *Leptaena* sp.

Средний и верхний карбон. Ф. Фрех считает *Fusulinella sphaerica* Ab. свойственной нижней части верхнего карбона Армении; он принимает существование регрессии моря и перерыв в образовании осадков во время верхнего карбона и нижней перми. П. Бонне считает *Fusulinella sphaerica* Ab. свойственной среднему карбону (*932*, стр. 456), и это собственно является единственным, едва ли достаточным основанием для установления среднего карбона. В 1880 г. В. И. Меллер указал на совместное нахождение в северном Иране *F. sphaerica* Ab. со *Schwagerina princeps* Ehrenb.— в известняке, который он определяет как верхнекаменноугольный (содержит также *Fusulina* cf. *verneuili* Moell. и *Tetrataxis conica* Ehrenb.).

П. Бонне был первым, установившим верхний карбон в Даралагезе на основании присутствия там фузулин (*Fusulina verneuili* Moell., *F. loutouguini* Schellw.).

Кроме фузулин, в верхнем карбоне Н. Н. Яковлевым были собраны характерные мшанки, обработанные А. И. Никифоровой, а именно следующие: *Polypora tubulosa* nov. sp., *Septopora flabellata* nov. sp.; встречаются также трилобиты. Укажем также на впервые найденные Н. Н. Яковлевым в Армении губки *Amblysiphonella*.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермь Закавказья впервые стала известна в Джульфе. Г. Абих сначала предполагал, что джульфинский палеозой относится к нижнему «горному известняку» (*889*. стр. 1); затем, под влиянием критики В. И. Меллера (*975*), появившейся немедленно после выхода монографии Абиха, повысил до верхнего карбона то, что В. И. Меллер считал пермью.

В. И. Меллер первый указал на наличие перми, именно нижней перми, отождествляя джульфинские ископаемые, где была хоть какая-нибудь возможность, с европейскими типами; в общем это было ошибочно, но некоторые определения В. И. Меллера были приняты и Ф. Фрехом (*Nautilus cornutus* Golov., *Productus hemisphaericus* Kut.), и если эти формы и отличимы от названных видов, то могут быть производными от них, одновременно жившими, викариирующими видами. А. П. Карпинский первый приписал джульфинской перми довольно высокое стратиграфическое положение (*371*). Толща перми в Джульфе, как она принималась до сих пор, невелика (см. ниже). Н. Н. Яковлев находит возможным считать границу карбона и перми несколько ниже, чем принято, причисляя к перми верхи толщи, считающейся за каменноугольную. К перми необходимо присоединить горизонт, определяемый собранной Н. Н. Яковлевым небольшой, но весьма характерной фауной: это известняк с кремнями, содержащий швагеринообразные фораминиферы, *Worthenia* cf. *netschajewi* Jakovl., *Orthis indica* Waag., известковые губки, напоминающие описанные Girty из Сев. Америки, например, *Heterocoelia* [1] и *Waagenophyllum indicum* Waag. et Wentr. Коралл этот и фораминиферы [2] встречаются почти повсеместно (Дарашам, Кара-Багляр, Ахура).

[1] D. Girty, New and old carboniferous fossils, p. 282—284.

[2] Когда эта статья была уже написана, фораминиферы определились как принадлежащие к роду *Staffella*.

До отнесения этого горизонта к перми, объем ее оказывался здесь необыкновенно мал.

В том объеме, как он принимался до сих пор, мощность пермских отложений составляет, по А. А. Стоянову, около 52,5 *м* и состоит из следующих горизонтов, начиная снизу:

1. *Productus intermedius* Ab., *Pr. scabriculus* (Mart.) Ab., *Pr. humboldti* (d'Orb.) Ab., *Orthotetes armeniacus* Arthaber, *Orth. peregrinus* Ab., *Marginifera helica* Ab., *M.* cf. *ovalis* Waag., *Camarophoria* cf. *solitaria* Gemm., *Pugnax* cf. *uta* Marcou, *Athyris* cf. *planosulcata* Phill. 2 *м*.
2. *Nothothyris djoulfaensis* Ab., *Noth. nucleolus* Kut. . . . . 1 »
3. Мшанковый риф с *Polypora fastuosa* Kon., *Nothothyris djoulfaensis* Kut. 3 »
4. Криноидный известняк, содержащий *Productus* (?) *scabriculus* (Mart.) Abich (=*Tschernyschewia typica* Stoyan.). . . . . 2,5 »
5. Известняк с *Productus* cf. *hemisphaericum* Kut., *Orthis indica* Waag., *Lyttonia* sp., *Marginifera spinicostata* Ab. . . . . 1 »
6. Горизонт со *Spirigera protea* Ab. и *Orthotetes cubarcos* Ab. . . . . 1,5 »
7. Цефалоподовая зона с *Otoceras trochoides* Ab., *Gastrioceras abichianum* Moell., *Orthoceras transversum* Ab., *Orth. obliqueannulatum* Waag., *Orth. cribrosum* Geiniz, *Orth. bicinctum* Ab., *Orth. lopingense* Stoyan., *Nautilus hunicus* Dien., *N. cornutus* Golovk., *Spirigera protea* Ab. 3 »
8. Ретикуляриевый горизонт с *Reticularia indica* Waag., *R. pulcherrima* Gemm., *R. convexiuscula* Gemm., *R. waageni* Loczy, *Spirigera protea* Ab., *Gastrioceras abichianum* Moell. . . . . 10 »
9. Красные мергели, с нижней криноидной частью [1] и *Gastrioceras abichianum* Moell. и верхней с *G. abichianum* Moell. . . . . 15 »
10. Белые мергели без органических остатков . . . . . 10 »
11. Красные мергели с *Gastrioceras abichianum* Moell. и *Popanoceras tschernyschewi* Stoyan. (*1006*, стр. 100—105) . . . . . 3,5 »

К характеристике пермских отложений можно еще добавить, что в нижней части серой толщи в Дарашаме в изобилии встречаются кусочки гипса.

Разрез перми изучался с особенным вниманием Ф. Фрехом и А. А. Стояновым и получил детальное подразделение. А. А. Стоянов уточнил разрешение вопроса о границе перми и триаса описанием некоторых характерных форм, между прочим нового установленного им рода *Paratirolites*.

П. Бонне в полудюжине заметок между 1912 и 1923 гг. занимался вопросом о перми и карбоне Закавказья. В 1912 г. (*916*, стр. 314) он дает следующий разрез для ущелья Аракса в районе Джульфы:

I. Черные известняки, мощностью 200 *м*, разделяющиеся следующим образом:

1. Около 50 *м* известняков, содержащих битуминозные включения или прослойками, или стяжениями, с падением на северо-восток; встречаются *Fenestella*, брахиоподы и плохо сохраненные кораллы.
2. Сотня метров известняков с тем же падением, содержащих с беллерофонами *Fusulinella sphaerica* Ab. и *F. lenticularis* Dvouv. Падение здесь изменяется на юго-запад и таковым выдерживается выше.
3. Около 50 *м* известняков, обнаруживающих под микроскопом изобилие обломков фораминифер, но не представляющих характерных форм.

Горизонты 1 и 2 относятся к карбону, но 3, может быть, принадлежит уже перми. Карбон принимается здесь впервые П. Бонне, так как ранее (Г. Абих, Ф. Фрех и Г. Артхабер) указывалась лишь пермь.

---

[1] Н. Н. Яковлевым (*880*) описаны отсюда *Frisocrinus araxensis* n. sp. и *Spaniocrinus transcaucasicus* n. sp.

II. Свита пластов 35—40 *м* мощностью, перемежаемость известняков и мергелей или мергелистых известняков, сначала серых, а наверху красных:

1. Горизонт с *Productus intermedius* A b. . . . . 2—3 *м*
2. Слои с лилиями и кораллами . . . . . 4—5 »
3. Известняки и мергели, содержащие в большом изобилии *Productus*, *Reticularia*, *Spirigera* и *Otoceras trochoides* A b. в верхней части около 15 »
4. Горизонт с *Otoceras djoulfaense* A b., *O. tropitum* A b., *O. intermedium* A b., *O. trochoides* Ab., *Goniatites abichianus* M o e l l., *Spirigera protea* A b., *Reticularia waageni* L o c z y, *Marginifera intermedia* A b., *M. helica* A b., *Productus abichi* W a a g. . . . . около 3—4 »
5. Красные известняки с несколькими прослоями серых мергелей; эти слои заключают обломки стеблей лилий, кораллы и маленькие *Productus*, около 12 »

Итак, пермские отложения в Джульфе, по А. А. Стоянову, имеют около 52,5 *м* и, по П. Бонне, 35—40 *м* мощности.

Разрезы, данные А. А. Стояновым и П. Бонне, сходны, но А. А. Стоянов дает более детальное расчленение и бóльшие списки фауны. В том же 1912 г. П. Бонне (*925*, стр. 17—41) дает разрез карбона и перми в Дараллагезе (Субус-даг).

1. Черный каменноугольный известняк с фузулинеллами и над ним несколько метров подобного же известняка без окаменелостей, с битуминозными включениями.
2. Пермская серия, содержащая:
   a) Плотные темносерые известняки с *Nautilus cornutus* G o l o v k., *N. parallelus* A b., *Orthoceras transversum* A b., *Lyttonia* sp., *Productus abichi* W a a g., *Pr.* cf. *subcostatus* W a a g., *Reticularia waageni* L o c z y, *R. indica* W a a g., *Spirigera protea* A b., *Orthotetes armeniacus* A r t h., *Michelinia abichi* W a a g. и некоторые другие кораллы и наверху *Otoceras trochoides* A b. и *Hungarites raddei* A r t h. . . . . 5—6 *м*
   b) Красные известняки, переполненные члениками криноидей, с кораллами *Rhynchonellae* и теми же брахиоподами, что и в предыдущих слоях . . . . 2 »
   c) Красноватые известняки, содержащие большое количество *Otoceras*, а именно *O. tropitum* A b. и *O. trochoides* A b., *Goniatites abichianus* M o e l l. и *Productus*.

Таким образом мощность перми здесь еще менее, чем в Джульфе.

В 1919 г. (*931*, стр. 288) П. Бонне определил в своем материале некоторые новые *Otoceras*, а именно описанных уже из Индии *O. draupadi* D i e n., *O. clivei* D i e n., *O. undatum* G r i e s b., *O. woodwardi* (=*O. djoulfaense* A b i c h), и говорит, что или надо поставить стратиграфически выше соответствующие слои Армении, или поставить ниже слои Индии, заключающие тех же аммонитов.

В 1920 г. (*918*, стр. 1—3) он пишет: «Если существует согласие в отнесении к перми джульфинских слоев с *Otoceras*, вследствие сонахождения их с *Productus*, то, напротив, возраст слоев с *Otoceras* в Индии был различно определяем двумя группами ученых, из которых одни (К. Динер) рассматривают их как триасовые, а другие (Ф. Нетлинг) — как пермские. Противники считают, что Джульфа дает каждому аргументы в пользу своего мнения: Ф. Нетлинг в пользу пермского возраста рода *Otoceras* указывает на его сонахождение в Джульфе с родом *Productus*, а для К. Динера гималайские *Otoceras* являются триасовыми потому, что они не сопровождаются продуктусами, как джульфинские, и потому, что первые имеют более сложные перегородки, чем последние. Однако я показал в предыдущей заметке (1919 г.), что, с одной стороны, *Otoceras* Армении, как Огбина, так и Джульфы, должны быть рассматриваемы как находящиеся на той же стадии развития, что и индийские, и, с другой стороны, что отсутствие *Productus* должно быть приписано различию в фации».

В заметке 1919 г. П. Бонне (*931*) указывает, что им найдены в верхней части слоев с *Otoceras* в Даралагезе *Ophiceras tibeticum* Griesb., а также формы, близкие к *Danubites himalayanus* Griesb.

На основании этого он дает такую табличку (1920 г.):

Армения		Гималаи	
Джульфа	Огбин	Нити	Спити
Триас			
		Слои с *Xenodiscus*	
Слои без определенных ископаемых	Слои с *Ophiceras* и *Otoceras*		Слои с *Ophiceras*
Слои с *Zoantharia* и *Crinoidea*		Слои с *Pseudomonotis griesbachi*	
Пермь			
Слои с *Otoceras* и *Productus*		Слои с *Otoceras woodwardi*	
Слои с *Productus*			

Вероятно, что граница перми и триаса все-таки установлена П. Бонне не безусловно точно. К самому низу триаса он относит «слои с *Zoantharia* и *Crino dea*», не определяя ближе ни тех, ни других; между тем, по определениям Н. Н. Яковлева, *Zoantharia* представлены только одним видом *Pleurophyllum*, а лилии—родами *Erisocrinus* и *Spaniocrinus*, т. е. это все пермские роды.

Кроме того, граница перми и триаса была до П. Бонне точнее установлена А. А. Стояновым.

Во всяком случае, в настоящее время в установлении объема перми можно считать более под вопросом ее нижнюю границу, чем верхнюю.

МЕЗОЗОЙ ЗАКАВКАЗЬЯ

ОБЩИЙ ОБЗОР МЕЗОЗОЯ

Горные массы Большого и Малого Кавказа в значительной степени сложены мезозойскими отложениями. Значение последних в строении этих молодых складчатых систем станет еще более очевидным и крупным, если принять во внимание то обстоятельство, что на довольно больших площадях в Армении, в Присеванском районе, в Ленкорани и в Аджаро-Имеретино-Триалетской системе под покровом третичных отложений и новейших лав также должен залегать мезозой. То же можно сказать и относительно обширной депрессии р. Куры и низменности р. Риона. Таким образом мезозой отсутствует только на небольших площадях выходов палеозоя, докембрия и древних гранитов. Эти выходы древнего субстрата закономерно укладываются в виде прерывистой полосы северо-северо-западного — юго-юго-восточного направления (Дзирульский массив —

среднее течение р. Храми — р. Маман-чай — р. Веди-чай — низовье р. Арпа-чая — Джульфа). Вдоль этой же полосы располагаются также многочисленные и наиболее крупные интрузии гранодиоритов. По окраинам ее мы видим трансгрессивно залегающие верхнемеловые отложения, а в районе Дзирульского массива — и нижнеюрские отложения. Таким образом эта полоса и в течение мезозойского времени служила осью поднятий, которые в известные моменты разделяли Кавказский мезозойский бассейн. Любопытно отметить, что эта приподнятая зона отражается и на северном склоне Кавказа: на продолжении той же оси находятся далеко выдвинутые к северу выходы гранитов и древних метаморфических пород на р. Малке и в окрестностях Кисловодска, где на них трансгрессивно налегают разные члены мезозоя.

Мы увидим далее, какое влияние на распределение фаций в мезозое оказывала описанная приподнятая зона. Здесь же отметим, что современное расположение выходов мезозойских отложений подчиняется другой закономерности: северо-запад — юго-восточным линиям поднятия Большого и Малого Кавказа. Эти линии ограничивают обширные области развития мезозоя: зону южного склона Главного Кавказского хребта, Рионскую зону, Аджаро-Триалетскую систему и область Малого Кавказа. По этим областям в дальнейшем ведется рассмотрение мезозойских отложений.

Мезозой принято начинать с триаса, хотя на Кавказе отложения триаса гораздо более тесно связаны с палеозоем, чем с юрой. В тех немногих местах, где триасовые осадки выступают на дневную поверхность, они играют роль древнего субстрата, сложно дислоцированного, затем размытого и снивелированного, на котором трансгрессивно залегают юрские отложения или более молодые члены мезозоя. Наоборот, переход от перми к триасу совершенно согласный и постепенный.

Граница между триасом и пермью в Армении вызвала в свое время немало споров, история которых излагается Н. Н. Яковлевым в очерке о триасе. Правильное решение вопроса уже было предложено А. А. Стояновым, давшим очень дробное подразделение мергельно-известняковых отложений перми и триаса.

Переход от триаса к юре отмечается достаточно резко, вследствие проявления тектонических движений и регрессии. Последняя началась еще в норийское время сменой морских отложений сланцами и песчаниками с прослоями каменного угля и растительными остатками. Вулканогенные толщи, несогласно залегающие на триасе и на других более древних отложениях, обычно начинают собой свиту лейаса в пределах Малого Кавказа и Рионской зоны. В зоне Главного хребта (Б. Кавказа) базальным горизонтом лейаса служат песчаники и конгломераты. Древнейшие юрские фауны и флоры свидетельствуют о присутствии только верхов нижнего лейаса.

Местами трансгрессия начинается лишь со среднего лейаса и с еще более молодых горизонтов.

Граница между верхней юрой и мелом не везде установлена с полной определенностью. На южном склоне Главного хребта, где развиты флишевые отложения и фауна отсутствует, эту границу проводят условно в толще известняково-мергельных пород, часть которых отходит к верхней юре. По мнению одних исследователей (В. П. Ренгартен), к мелу относится лишь небольшая часть карбонатной толщи (валанжин), по мнению других (И. Г. Кузнецов), бóльшая часть известняково-мергельных пород представляет нижний мел (валанжин—баррем), а меньшая часть относится

к верхней юре. На восточной оконечности Главного хребта валанжин и титон еще не разграничены по фауне аммонитов, которая там найдена недавно. Вероятно, титон и валанжин отлагались в одинаковой фации. В области Рионской пологоскладчатой зоны титон представлен лагунной фацией, а валанжин — известняками. Граница резкая. На Черноморском побережье титон также выражен известняками, но присутствие валанжинской фауны (аммониты и белемниты) позволяет отделить от них известняки нижнего мела. В Малом Кавказе почти всюду началу нижнего мела соответствует перерыв, и первая трансгрессия отмечается только в верхнебарремское время.

Имеются некоторые спорные пункты и в отношении границы между верхним мелом и палеогеном. На юго-восточном окончании Большого Кавказа наиболее правильным представляется проводить эту границу внутри сумгаитской свиты, в пользу чего говорят и результаты изучения микрофауны и сопоставления с разрезами Дагестана, где была встречена датская фауна. Однако в новейших работах Н. Б. Вассоевича и В. Е. Хаина вся сумгаитская свита относится к эоцену. В Кахетии и Душетском районе граница между верхним мелом и палеогеном проводится внутри надорбитоидной или шахветильской свиты. В Западной Грузии и датский ярус и нижний эоцен представлены известняками. Однако обилие макро- и микрофауны позволяет здесь подойти к правильному их разграничению. В Аджаро-Имеретино-Триалетской системе на границе мела и палеогена развита очень мощная флишевая толща пород без макрофауны. Точного разграничения систем здесь в настоящее время не удается сделать, хотя в районе Белого Ключа уже найдена датская фауна. В области Малого Кавказа, особенно в его юго-западной части (к западу от бассейна оз. Севан), и в верхнем мелу и в эоцене развиты известняковые фации. Разграничение их, однако, довольно хорошо может быть сделано на основании изучения фораминифер (в том числе орбитоидов и нуммулитов).

Проследим теперь распространение фаций на всей территории Закавказья в различные моменты мезозойской эры. Меньше всего данных имеется для триаса, так как его осадки подверглись сильному размыванию еще до начала отложения юры и поэтому даже в тех немногих местах, где из-под юры выступают более древние породы, далеко не всегда сохранились отложения триаса. Можно сказать, что в южной части Закавказья в течение нижнего триаса была развита известняково-мергельная фация с аммонитами, т. е. фация открытого моря. Это море сообщалось с морем, покрывавшим западную часть Главного хребта, где также развиты известняковые отложения. Нижнетриасовый морской бассейн распространялся еще далеко на север и северо-восток (Прикаспийская впадина, Мангышлак), но здесь развиты более терригенные фации. Индийско-гималайский характер фауны кавказского нижнего триаса говорит о сообщении этого бассейна с восточной частью Тетиса. Таким образом очень вероятно, что на месте всего Кавказа в нижнетриасовое время существовал сравнительно глубоководный морской залив.

В среднетриасовое время происходит обмеление северной части этого залива, выражающееся появлением терригенных фаций на Кубани, но в Армении еще сохраняются известняковые фации более открытого моря. Совершенно иное распределение глубин и фаций имеет место в верхнем триасе. В Армении и в Нагорном Карабахе отлагаются песчано-глинистые осадки сперва с морской фауной, а затем с растительными остатками.

В зоне Главного хребта, наоборот, вновь идет образование известняков. Крым и Мангышлак в верхнетриасовое время включаются в пояс терригенных морских, частью прибрежных осадков. Любопытно отметить, что характер фауны несколько изменяется: сильнее сказывается связь с западной частью Тетиса. Повидимому, изменяется направление оси Кавказского залива.

Между триасом и лейасом происходят тектонические движения во всей области Кавказа. Нет данных утверждать, что они повели к образованию горных цепей, скорее это были волнообразные поднятия обширных областей. В частности, наметилось и то среднее Кавказское поднятие, о котором говорилось выше. Здесь осадки триаса были в значительной мере уничтожены (центральная часть Главного хребта, Дзирульский, Сомхетский, Джандарский и Мисханский массивы). Трансгрессия начинается только в конце нижнего лейаса. Фации господствуют терригенные, во многих местах даже континентальные с образованием углей. Одновременно пробуждается и вулканическая деятельность, достигшая особенного развития и распространения в среднелейасовое время. Известняковая фация с аммонитами в это время появляется совершенно локально и спорадически (с. Шроша). В области Главного хребта уже ко времени среднего лейаса наметилась продольная депрессия с особенно быстрым и мощным накоплением осадков. К началу верхнего лейаса она в значительной мере оказывается выполненной осадками, и морские фации кое-где сменяются континентальными с образованием углей. В области Малого Кавказа в течение всего лейаса шло обильное накопление продуктов вулканической деятельности. Характерны кислые эффузивы — кварцевые порфиры. Интересно отметить, что и в области Главного хребта в основании лейасовой свиты указываются кислые эффузивы (кератофиры). Вулканическая деятельность продолжается в области Малого Кавказа и в течение верхнего лейаса и доггера, главным образом в форме подводных извержений, так как среди туфов, туфобрекчий и порфиритовых потоков вклиниваются и нормальные осадки с морской фауной доггера. В Главном хребте в среднелейасовое время и в начале верхнелейасового также происходят подводные излияния, но гораздо реже, чем в области Малого Кавказа, а в ааленское время и в доггере они прекращаются или становятся очень редкими.

В конце батского времени в области Рионской пологоскладчатой зоны происходит обмеление моря и даже переход к континентальному режиму с образованием каменных углей (Тквибули). В Нахичеванской АССР в течение всего доггера сохранялся морской режим с развитием глубоководной фации (известняки и мергели с аммонитами), характерной для обширной области Тетиса от Альп до Памира.

Начало верхней юры, келловейский век, знаменуется повсеместным увеличением глубины моря, развитием морской фауны, ослаблением вулканических проявлений. Чисто карбонатные фации, однако, развиваются только с оксфорда. В разных областях Закавказья наблюдаются некоторые уклонения от этого общего хода явлений. В зоне Главного хребта происходит накопление мощных карбонатных осадков, однообразных, безжизненных, со следами сероводородного заражения. В восточной части Малого Кавказа (Заглик, Хачин-чай, Кафан) отложение известняков многократно прерывается вулканогенными фациями. В титонское время последние фации распространяются еще шире. В Дашкесане, например, они совсем вытесняют известняки. Оксфордско-лузитанско-кимериджские известняки, повидимому, были широко распространены в остальных

частях Закавказья. В Зангезуре при их несколько песчанистом характере они переслаиваются с туфами и заключают богатую фауну кораллов, губок, криноидей, брахиопод и гастропод (*Nerinea* etc.). У Кедабека и в бассейне Акстафы известняки этого возраста более чисты. Такие же известняки в оксфордско-лузитанско-кимериджское время, повидимому, были распространены и во всей Западной Грузии, но они здесь сохранились в немногих местах, вследствие энергичного размывания в предтитонское время. Такой же размыв имел место и в юго-восточной оконечности Главного хребта и по его границе со всей Куринской зоной. Любопытно отметить, что в Кахетии встречена еще мергельная фация оксфорда с аммонитами. Это, повидимому, более глубоководные отложения, не входившие, однако, в сферу сероводородного заражения зоны флиша. К северу от зоны флиша, в Центральном Дагестане, К. Ренцем также отмечены мергельно-сланцевые отложения верхней юры с аммонитами.

Предтитонские орогенические движения вызвали особенно резкое изменение фаций в Западной Грузии. Здесь в течение всего титона отлагается так называемая красноцветная свита, часто имеющая вполне лагунный характер (пласты гипса). В области Дзирульско-Джульфинского вала, повидимому, титон не отлагался вовсе, а восточнее — в Малом Кавказе — перерыв был перед титоном, отложения же этого яруса отличаются большой примесью терригенных и вулканогенных материалов.

Нижнемеловая эпоха начинается валанжинской трансгрессией с развитием карбонатной фации в зоне Главного хребта и в Западной Грузии. В области Дзирульского поднятия и в Малом Кавказе нижнемеловому времени соответствует перерыв, продолжавшийся вплоть до конца баррема, а местами и до сеномана. В Восточном Закавказье зоогенная фация неокома отмечена только на крайнем юге — от с. Зейвы до Бартаза на р. Араксе. В некоторых местах (Агджакенд) можно только предполагать, что в валанжинский век продолжалось отложение известняков, но их до сих пор еще не удается отделить от известняков титона. С готеривского времени море в Малом Кавказе отступает. В зоне Главного хребта с этого же момента флишевые отложения приобретают терригенный, песчано-глинистый характер. Зоогенный, известняковый неоком (включая и баррем) отлагается, кроме Западной Грузии и Зангезура, еще в зоне Шах-дага на крайней восточной оконечности Большого Кавказа. Возможно, что эта фация могла окаймлять и с юга сплошной лентой зону флиша Главного хребта, хотя экзотические глыбы зоогенных известняков, встречающиеся в изобилии у подножия южного склона Главного хребта от Душети через всю Кахетию до Красных колодцев, заключают преимущественно титонскую фауну. Указания на меловые формы или являются сомнительными, или могут относиться только к валанжину. Иное приходится сказать о фауне экзотических известняковых утесов в Дибрарской зоне и на Каспийском побережье (Алты-агач, Дибрар и пр.); там источником их могли быть ургонские известняки, подобные северной зоне. Таким образом на пространстве от Дзирульского поднятия до юго-восточной оконечности Большого Кавказа, повидимому, был возможен снос терригенных материалов в зону флиша с юга, где в течение большей части нижнемеловой эпохи существовала обширная суша.

В аптское время зоогенная фация в Западной Грузии сменяется отложением более глубоководных мергелей с аммонитами, но к концу альба снова начинаются обмеление и принос терригенных материалов. В флишевой зоне Главного хребта особых перемен не происходит. В области Малого Кавказа в аптское и особенно в альбское время происходят обширные

трансгрессии, результатом которых являются отложения песков, глин и туффитов с характерной морской фауной.

Начало сеномана знаменуется орогеническими движениями, в связи с которыми стоит накопление по южной окраине зоны Главного хребта грубых обломочных отложений за счет размывания возникших в Закавказской зоне островов (?), сложенных более древними породами, в том числе и вулканогенной юрой. То же приходится отметить и для Западной Грузии. В области Малого Кавказа сеноман большей частью залегает трансгрессивно и выражается конгломератами, песчаниками и песчанистыми известняками с прибрежной фауной крупных гастропод и пелециpод. К этому же времени относится пробуждение вулканической деятельности в северо-восточной части Малого Кавказа и в некоторых местах Большого Кавказа.

В нижнетуронское время усиливается вулканическая деятельность, причем она проявляется и в Западной Грузии и в области Малого Кавказа вплоть до р. Тертера и северного побережья оз. Севан. Однако южнее, в Шушинском, Веди-чайском и других районах, нижний турон выражен фацией известняков с рудистами. Верхнетуронское время знаменуется повсеместно трансгрессией и отложением известняков с иноцерамами. Этот режим открытого моря продолжался местами вплоть до верхнего сенона и даже датского времени. В области Главного хребта внутри сенона происходят легкие орогенические движения, выдвигаются острова, которые вскоре снова размываются, давая грубообломочные материалы для отложений верхнего сенона. Примесь терригенных материалов, глинистых, песчанистых и даже галечных отмечается также для южной зоны верхнего мела в районе Арпа-чая, Джагры-чая и Казан-яйлы. Здесь вместе с тем развивается богатая фауна с аммонитами и рудистами средиземноморского типа. Но особенно интересно развитие мощных грубообломочных вулканогенных фаций в нижнем сеноне в Восточном Карабахе и Курдистане. Отдельные проявления этой вулканической деятельности в виде прослоев витрофировых туфов встречены среди мергельных пород нижнего сенона даже в северной зоне Малого Кавказа. Переход к третичным отложениям во всем Кавказе выражается усилением терригенных элементов в осадках. Мергельные и песчано-сланцевые отложения развиваются в Главном хребте (надорбитоидная, шахветильская и сумгаитская свиты) и в Аджаро-Триалетской зоне, где они имеют характер флиша; далее песчанистые известняки по границе верхнего мела и эоцена отмечаются на южном побережье оз. Севан и в Приараксинском районе. Местами в середине датского яруса происходит даже перерыв (Кабристан, Душети), и различные члены эоцена обнаруживают признаки трансгрессивного залегания. Непрерывный переход от мела к эоцену в известняковой фации констатирован только в Западной Грузии и на северном побережье оз. Севан.

Уже из сделанного обзора фаций мезозоя в различных областях Закавказья можно составить себе представление о главнейших моментах тектонических движений. От тех сравнительно длительных движений, которые вызвали изменения фаций, трансгрессии и регрессии, не так легко отделить собственно орогенические движения, которые были кратковременными и вели к более резким нарушениям в земной коре — к образованию складок и разрывов.

Орогенических движений перед триасом и внутри триаса для Закавказья не констатировано, но фации верхнего триаса выражают собой определенную регрессию. Древнекиммерийская фаза на границе триаса

и верхнего лейаса, повидимому, имела широкое распространение во всех зонах. Однако к моменту трансгрессии, в конце нижнего лейаса или в среднелейасовое время страна была уже в значительной мере снивелирована эрозией. Все же морской режим установился далеко не везде. Широко развивается вулканическая деятельность.

Движения донецкой фазы между средним и верхним лейасом, или внутри верхнего лейаса в Закавказье были, во всяком случае, слабыми. Скорее можно говорить о некоторой регрессии в тоарское время (углистые сланцы, грубые песчаники, перерыв (?) в области Рионской зоны) и трансгрессии в ааленское время. В конце бата опять имеет место регрессия в Западной Грузии (угленосные песчаные свиты).

Предкелловейские движения имеют в Закавказье орогенический характер лишь в немногих местах, например, в Абхазии. В Главном хребте они имели важное значение. В келловейское время несколько увеличивается распространение морских фаций в области Малого Кавказа, но только с оксфорда верхнеюрская трансгрессия распространяется на все зоны.

Наиболее ярко проявляется андийская орогеническая фаза на границе кимериджа и титона. В зоне Главного хребта она ведет к образованию островов и к накоплению брекчий, в Западной Грузии пликативные дислокации выражаются особенно отчетливо. Они обусловливают трансгрессивное с угловым несогласием залегание красноцветной свиты титона на разных членах средней юры и лейаса и интенсивное размывание верхнеюрских известняков не только в Западной Грузии, но и в области Малого Кавказа. Регрессивность нижнего титона в Западной Грузии (лагунные фации) и усиление вулканических проявлений в области Малого Кавказа являются следствиями андийской фазы.

Последующая трансгрессия в разных областях начинается в различное время: в зоне Главного хребта — в верхнем титоне, в Западной Грузии — в валанжинский век, а в области Дзирульского поднятия и в восточной части Малого Кавказа — только в барремское время.

В валанжинское и готеривское время море, повидимому, освобождает большие пространства в области Малого Кавказа и в Армянской зоне. Устанавливается обширная область сноса терригенных материалов, направляющихся в флишевую зону Главного хребта. Барремское, аптское и альбское время отмечается, повидимому, новыми трансгрессиями в Малом Кавказе. В Западной Грузии в альбское время терригенный материал проникает даже в область отложений карбонатных осадков Рионской зоны. Местами здесь перед сеноманом происходит размывание отложений. Орогенические движения австрийской фазы являются в общем слабыми и локальными (Абхазия, Рионская зона, северный склон Малого Кавказа). За ними следует сеноманская трансгрессия, сопровождающаяся пробуждением вулканической деятельности и в области Главного хребта и в области Малого Кавказа. Угловые несогласия, с которыми сеноманские отложения залегают на различных более древних отложениях в области Малого Кавказа и в Армении, не всегда могут быть приписаны австрийской фазе, так как местами там трансгрессия начинается уже в верхнем альбе, отложения которого тогда согласно переходят в сеноманские.

Нижний турон является регрессивным в Кахетии, в Рионской зоне, в области Малого Кавказа, в бассейне Тертера. С этим совпадает вспышка вулканической деятельности. Верхний турон повсеместно трансгрессивен. Орогенические движения между нижним и верхним сеноном (субгерцинская фаза) ощущались только в области Главного хребта. В других местах

были только колебания фаций, трансгрессии и регрессии. То же нужно сказать и о ларамийской фазе: ею могут быть объяснены угловые несогласия в немногих пунктах (Душети, Кахетия, Кабристан). Регрессия же в датское и палеоценовое время распространена шире — кроме Главного хребта, она заметна и во всей восточной части Малого Кавказа.

Из числа полезных ископаемых, связанных с мезозойскими отложениями, можно назвать: каменные угли в доггере Западной Грузии (Тквибули, Ткварчели и пр.), копалы в аптских отложениях Малого Кавказа, битуминозные (асфальтовые) известняки верхней юры и нижнего мела в Гагринском районе, марганцевые руды в верхнемеловых отложениях (Белый Ключ, Ганджинский район), цементное сырье в виде верхнемеловых известняков и мергелей (ст. Тауз), литографский камень в верхней юре (Акстафа) и в верхнем мелу (Аджаро-Имеретинский хребет, Белый Ключ, Кахетия и пр.), гипс и ангидрит в титонской красноцветной свите Западной Грузии, строительный камень различных твердых пород всех систем, прекрасные адсорбенты — гумбрины в сеномане Кутаисского района и гиль-аби в верхнем мелу Ганджинского района; здесь же были встречены пока в виде ничтожных примазок в известняках урано-ванадаты, агат в виде включений в вулканогенных отложениях турона в области Малого Кавказа, барит как жильное выделение в вулканогенной средней юре Западной Грузии и, наконец, серноколчеданные и полиметаллические месторождения, как результат пневматолитических процессов, воздействовавших на породы мезозоя.

Роль мезозойских отложений в режиме и циркуляции подземных вод очень велика, особенно известняковых толщ верхней юры, неокома в ургонской фации и верхнего мела. Здесь нет возможности входить в подробности. Достаточно сказать, что в зоне Главного хребта крупнейшие источники подчинены верхнеюрской карбонатной свите, что в Западной Грузии выделяются обширные области, характеризуемые развитием карста в известняках неокома и верхней юры, что верхнемеловые известняки всюду дают лучшие питьевые воды и т. д. В южных засушливых районах Закавказья, где широко развиты сравнительно водоупорные породы вулканогенных фаций юры, мела и палеогена, ценными аккумуляторами влаги служат площади, занятые известняками верхней юры и верхнего мела.

Приведенный краткий перечень объектов промышленного использования, связанных с мезозойскими отложениями Закавказья, уже показывает важность всестороннего изучения этих отложений с точки зрения хозяйственных организаций. Несмотря на то, что за последние 10—12 лет в изучении мезозоя Закавказья сделаны огромные успехи, остается еще много пробелов и неразрешенных проблем. Попробуем наметить основные вопросы, которые необходимо ставить при изучении мезозойских отложений в тех крупных фациальных и тектонических областях или зонах, по которым в дальнейшем ведется описание систем для всей территории Закавказья.

В области Главного хребта расчленение сланцевых и флишевых отложений и сопоставление их с теми или иными стратиграфическими единицами намечены впервые лишь в самые последние годы. Остаются совершенно неизученными, во-первых, полоса юрских сланцев в Абхазии, Сванетии и в Раче, во-вторых, южный склон Главного хребта от верховьев Алазани до Закаталов. Не увязаны еще свиты южного склона с теми подразделениями юрских отложений, которые установлены на Северном Кавказе. Особенное внимание должно быть уделено изучению эффузивных

пород лейаса. Их стратиграфическое значение при этом должно сильно возрасти. Обработка меловой фауны юго-восточной оконечности Большого Кавказа является очередной задачей. Только после этого возможно будет дать обоснованную сводку стратиграфии по этому району.

В области Рионской зоны мезозой изучался давно. Детальное его расчленение выполнено все же совсем недавно; при этом в основу положены литологические отличия свит и лишь предварительные определения фауны. Богатые фауны среднего лейаса, доггера, верхней юры, разных горизонтов нижнего и верхнего мела остаются необработанными. В частности, ургонская фация неокома и верхний мел при послойном коллектировании и обработке фауны могли бы получить гораздо более дробные подразделения.

Петрографическая обработка эффузивных пород нижней и средней юры могла бы дать материал для сопоставления их с юрскими эффузивами соседних зон.

В Аджаро-Имеретино-Триалетской зоне верхнемеловые отложения во флишевой фации остаются еще очень мало расчлененными. Между тем отдельные находки фауны дают надежду на возможное расчленение этого мощного комплекса.

Хуже всего обстоит дело с фаунистической характеристикой мезозоя Малого Кавказа и зоны Армении. Большое развитие вулканогенных толщ, отличающихся непостоянством состава и редкостью нахождения остатков организмов, ставило серьезные препятствия к сколько-нибудь детальному расчленению мезозоя и к определению возраста его подразделений. Однако теперь уже выяснен целый ряд мест нахождения фауны. Нужны более систематические сборы палеонтологических материалов и их научная обработка. Те списки фауны, которые даются в старых работах, нуждаются в полной ревизии. А, между тем, область Юго-Восточного Закавказья в отношении разнообразия фаций и характера фауны представляет крупные отличия от Западной Грузии и Большого Кавказа. Здесь, быть может, получится связь с мезозоем южных областей Тетиса. Наконец, находки новых площадей развития триаса и притом не только нижних его горизонтов, но и верхних, выдвигают проблему детального изучения стратиграфии и фауны триасовых отложений Закавказья и сопоставления их с триасом Северного Кавказа.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Присутствие триаса в системе р. Аракса установили почти одновременно А. А. Стоянов и П. Бонне, причем А. А. Стоянов произвел обработку фауны смежных горизонтов перми и триаса и дал описание характерных новых видов. П. Бонне установил распространение триаса на большой площади, лежащей к западу от Джульфы, и дал предварительные палеонтологические определения ископаемых различных горизонтов.

А. А. Стоянов дает следующий разрез триаса в районе Джульфы:

1. Белые мергели . . . . . 1 *м*
2. Красные мергели. Внизу только неясные следы ископаемых, совсем наверху находятся *Xenodiscus radians* Waag., *X. rotula* Waag., *X.* aff. *kapila* Dien., *X.* cf. *nivalis* Dien., *X. mojsissovicsi* Stoy., *Stephanites* sp., *Paratirolites kittli* Stoy., *P. dieneri* Stoy., *Balatonites* (?) cf. *euryomphalus* Ben. Мощность . . . . . 30 »
3. Белые мергели и плотные известняки . . . . . 56 »
4. Серые мергели с пелециподами с *Pseudomonotis* cf. *clarai* Emmr. . . . . 6 »
5. Наверху белые, серые, желтые мергели, пятнистые известняки, бурые песчаники . . . . . 60 »

Как выразился в своей рецензии Э. Кокен, работа А. А. Стоянова дает несомненное доказательство присутствия триаса, с фауной аммоней, в которой сильно выступают индийские виды.

П. Бонне дает следующее подразделение (1912) свиты известняков триаса в районе Джульфы, мощность которой он считает около 300 *м* (подразделения перечисляются снизу вверх):

1. Красные известняки, 25—30 *м*, без ископаемых остатков.

2. Подобные же известняки, 3—4 *м*, содержащие в нижней части формы, тождественные с описанными В. Ваагеном под названием *Celtites dimorphus*, *C. armatus*, *C. acuteplicatus* и в верхней части — новую форму, которую П. Бонне определил предварительно как близкую к *Danubites (Xenodiscus) nivalis* Dien. (Эти виды *Celtites* и *Danubites* отнесены К. Дипером частью к *Kashmirites*, частью к *Xenodiscus)*. Эти самые известняки содержат еще в своем основании *Goniatites abichianus* из подлежащих пермских слоев.

3. Около 250 *м* мергелистых серых известняков, сланцеватых и большею частью не содержащих ископаемых. Тем не менее местами, на небольшом расстоянии над предшествующими красными известняками, они заключают многочисленные *Pseudomonotis* из группы *Pseudomonotis clarai* (Emmr.) Bronn, близких к *Pseudomonotis* из «Hedenstroemia-beds» Гималаев, особенно к *Ps. himalayica* Bittn. и *Ps. decidena* Bittn., с очень редкими отпечатками неопределимых аммонитов.

Горизонт 2 П. Бонне рассматривал как долженствующий занимать, по крайней мере, довольно высокое положение в верфенском ярусе (скифский ярус). Слои 1 без ископаемых представляют тогда, по крайней мере, отчасти, нижний горизонт этого яруса. Что касается до слоев с *Pseudomonotis*, то они не должны быть помещены выше верхних верфенских, так как в Даралагезе (Субус-даг) с пластинчатожаберными находятся *Meekoceratidae*, не позволяющие относить эти слои к среднему триасу; поэтому П. Бонне отнес их к «Hedenstroemia-beds» *(934*, стр. 1—3). Это к ним принадлежат указанные Э. Мойсисовичем *(974)* по образцу, доставленному Г. Абихом, верфенские слои с *Avicula* cf. *clarai* Emmr. и *Tirolites* (?).

Н. Н. Яковлев отмечает присутствие в тонкоплитчатых известняках нижней части 3-го отдела триаса изобильных ходов червей, изображенных им в подготовленном для печати геологическом очерке Даралагеза.

Затем в 1912 г. Бонне дает разрез триаса в долине Джагри-чай:

а) Красные известняки, 3 *м*, в нижней части которых находится горизонт, около 1 *м* мощностью, характеризуемый многочисленными *Xenodiscus radians* Stoyanow (non Waag.), *X. mojsisovicsi* Stoy., *Paratirolites kittli* Stoy. и *Goniatites abichianus*; в верхней части горизонт около 2 *м*, с *Stephanites waageni* Stoy. и *Paratirolites* cf. *dieneri* Stoy.

b) Метров 20 серых плитчатых известняков с мелкою складчатостью и с *Pseudomonotis* и *Meekoceratidae*.

Разрез, по замечанию П. Бонне, сходен с Джульфинским, представляя, однако, меньшую общую мощность.

Средний и верхний триас, как указывает здесь Бонне, можно предполагать, за отсутствием палеонтологических данных, лишь на стратиграфических основаниях.

От рассмотренного триаса, находящегося в пределах Нахичеванской АССР, отличается фациально, литологически и фаунистически верхний

триас, находящийся западнее, в Армении, в верховье р. Веди-чай, притоке Аракса, близ с. Джирманис.

По данным Г. А. Пилояна и К. Н. Паффенгольца, здесь имеется каменный уголь, залегающий линзами в углистом сланце, над которым находится глинистый сланец (мощностью 0,5 *м*) с прослойками песчаников и с растительными остатками, а под угленосным сланцем глинистые сланцы (мощностью 10 *м*), перемежающиеся с песчаниками и содержащие морскую фауну (пелециподы, аммониты). Флора, по сообщению А. Н. Криштофовича и В. Д. Принады *(442)*, является рэто-лейасовой и содержит следующие формы: *Clathropteris platyphilla* Goepp., *Dictyophyllum Remaurgi* Zeill., *Laccopteris Daintrei* Schenk., *L. djoulfaensis* sp. n., *Taeniopteris* cf. *Jourdyi* Zeill., *Hyrcanopteris sevanensis* gen. et sp. nov., *Otozamites obtusus* (Lindl. et. Hutt.) Brongn., *Nilssonia acuminata* Goepp., *N. polymorpha* Schenk.

Фауна, происходящая из нижнего горизонта свиты, позволяет более определенно говорить о возрасте ее как о норийском. Фауна представлена довольно разнообразными формами пелеципод, среди которых В. Н. Робинсоном определены: *Indopecten glabra* Dougl., *Myophoria verbeeki* (Boettg.) Krumb., *M. caucasica* sp. n., *Palaeocardita buruca* (Krumb.), *Prolaria armenica* sp. n., *Cassianella* sp., из аммонитов *Ceratites (Epiceratites)* sp. [1].

Близкие по составу фауны были описаны Л. Крумбеком с о. Суматры и из других мест Малайского архипелага, где установлено присутствие *Myophoria verbeeki* Krumb. и *Palaeocardita buruca* Krumb. Фауна с о. Суматры первоначально была отнесена им к карнийскому ярусу, но в дальнейшем, в соответствии с замечаниями К. Динера, сопоставлена по возрасту с норийскими отложениями.

В последнее время Дуглас описал фауну из Восточного Ирана, из района Найбенда, в составе которой им приводятся *Indopecten glabra* Dougl., *Myophoria verbeeki* (Boettg.) Krumb. и *Palaeocardita buruca* Krumb. Дуглас также причисляет эту фауну к норийскому ярусу.

На основании этих данных, по мнению В. Н. Робинсона, фауна из Армении может быть отнесена к норийскому ярусу, вероятнее всего к его нижней части. На Северном Кавказе слои с подобной же фауной образуют низы норийского яруса и залегают трансгрессивно на различных горизонтах среднего и нижнего триаса. Представляется вероятным предположение о более молодом возрасте слоев Веди-чая, по сравнению с верхней частью известняков Арпа-чая и Аракса. В этом случае является весьма необходимым разрешить в дальнейшем вопрос об условиях залегания слоев р. Веди-чая в смысле наличия или отсутствия перерыва между ними и нижележащими известняковыми свитами триаса. Непрерывное существование моря в течение палеозоя и триаса является отличием этой части Тетиса от области Северного Кавказа, где в это время происходили неоднократные тектонические движения. Возможно, что возникновение мелководных и прибрежных фаций р. Веди-чай отмечает собою первые слабые движения в начале верхнего триаса, которые проявились резко только перед началом юрского периода.

---

[1] Изложение ведется по статье В. Н. Робинсона «К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья», напечатанной в Мат. ЦНИГРИ. Пал. и Страт., сб., 3, 1937, стр. 37—40, причем были приняты во внимание и устные сообщения, сделанные А. Н. Криштофовичем и В. Д. Принадой.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижне- и среднеюрские отложения южного склона Большого Кавказа

Сланцевые толщи Главного Кавказского хребта, особенно широко развитые в его восточной части, принадлежат к нижней и средней юре. При рассмотрении геологической карты Кавказа бросается в глаза то обстоятельство, что эта полоса сланцевых отложений на южном склоне по линии Коби — Местия является разделенной на две области узким клином верхнеюрских карбонатных пород. Направление этого клина — северо-запад — юго-восточное — подчеркивает такое же диагональное расположение и других стратиграфических, фациальных и тектонических элементов в зоне южного склона Главного хребта, имеющей более широтное общее запад-северо-запад — восток-северо-восточное направление. Западная область развития нижней и средней юры, начинаясь в верховьях рр. Мзымты и Бзыби, узкой полосой проходит через верхнюю часть бассейна р. Кодор и между рр. Ингур и Цхенис-цхали несколько расширяется, заканчиваясь в среднем течении р. Рион. По южной своей границе она, повидимому, срезывается теми линиями крупных тектонических разломов, которые составляют границу между зоной южного склона и Абхазско-Рачинской подзоной. Восточная полоса нижней и средней юры в значительной своей части сливается с такими же отложениями северного склона, и только на западной своей оконечности она отделена от них выступами древнего гранитного субстрата (Верхняя Сванетия и Рача). Линии крупнейших тектонических разломов, разграничивающие здесь зону южного склона и Закавказскую зону, на некотором протяжении (левобережье р. Алазани) также срезывают полосу нижне- и среднеюрских отложений. Еще восточнее, в районе Баба-дага, эта полоса скрывается под более молодыми отложениями.

В истории изучения нижне- и среднеюрских сланцевых толщ Кавказа до недавнего времени проявлялись большие колебания взглядов. Часть этих отложений, подвергшаяся некоторому дислокационному метаморфизму, относилась под именем «сланцев Главного хребта» то к палеозою, то к триасу, то к нижней юре. Все перипетии в разрешении вопроса о возрасте «сланцев Главного хребта» освещены в специальной работе И. Г. Кузнецова *(458)*, где указана и вся старая литература. Здесь следует отметить, главным образом, более новые источники наших знаний по нижней и средней юре южного склона Большого Кавказа. И. Г. Кузнецов, кроме указанной выше работы, опубликовал ряд статей по Сванетии, Раче и Юго-Осетии *(453, 456, 461, 462)*. Далее следует назвать работы В. П. Ренгартена по району Военно-Грузинской дороги *(699, 701)*, Н. Б. Вассоевича *(163)* и Л. А. Варданянца *(149)* по Кахетии и К. Н. Паффенгольца *(651)* по району Белокан.

Для более восточных частей Главного хребта, кроме работ К.И. Богдановича *(130, 132)*, в новейшее время были выполнены и опубликованы исследования В. В. Вебера *(199, 202)*. Здесь также работали Л. А. Гречишкин, Н. В. Тюшев, Н. Н. Ростовцев и другие, но их данные пока еще остаются неопубликованными. По западной области развития нижней и средней юры сведения можно почерпнуть в работах Б. Ф. Мефферта *(561)*, Л. К. Конюшевского *(421)*, В. Н. Вебера *(204)*, С. Симоновича *(743)* и в ненапечатанных данных Г. П. Агалина и отчетах сотрудников Геологического института Грузинского государственного университета и Грузинского геологического управления. Необходимо упомянуть еще работы

по соответствующим свитам соседних районов: Л. А. Варданянца *(141, 144, 146, 154)*, В. П. Ренгартена *(700)* и В. Н. Робинсона *(714)*.

Палеонтологических работ по средней и нижней юре южного склона почти нет: несколько пелеципод из Горной Кахетии описано В. Ф. Пчелинцевым *(683)* и в работе Л. Аммона изображен стебелек морской лилии из Сванетии *(903)*.

Однообразный сланцево-песчаниковый характер рассматриваемой серии отложений и почти полное отсутствие палеонтологических остатков долгое время служили препятствием к ее расчленению, а сложность тектоники и до сих пор затрудняет точное определение мощности свит. Наиболее дробное расчленение достигнуто в районе Военно-Грузинской дороги. В основу деления положены литологические особенности свит, установлена их последовательность, но определения возраста базируются на региональных сопоставлениях и потому являются условными. Выделяются отложения доггера без дальнейшего расчленения (бусарчильская свита), верхнего лейаса (гудошаурская и казбекская свиты), среднего лейаса (циклаурская свита с диабазами и порфиритами) и нижнего лейаса (кистинская свита, в нижней части которой различают еще кератофировый горизонт, углисто-графитовую пачку и базальный конгломерат). В основных чертах эти подразделения прослеживаются, повидимому, во всей восточной области развития юрских сланцев. Здесь следует обратить внимание на стратиграфическое положение диабазово-порфиритовой свиты (средний лейас), доказываемое в пределах Северного Кавказа нахождением нижнелейасовых фауны и флоры в слоях, подстилающих порфиритовую свиту, и верхнелейасовой фауны в сланцах, ее покрывающих.

В западной области развития сланцевых свит южного склона наиболее дробные подразделения даны В. Н. Робинсоном *(714)* для бассейна р. Мзымты уже за пределами Закавказья. В Абхазии пока известны только две свиты: нижняя сланцево-песчаниковая и верхняя туфогенно-порфиритовая. Ниже приводятся соображения о возможной параллелизации подразделений, установленных В. Н. Робинсоном, со свитами района Военно-Грузинской дороги. Признание среднелейасового возраста и для порфиритовой свиты бассейна р. Мзымты не противоречит другим известным фактам. Фациальные отличия между отложениями западного и восточного районов выразятся, таким образом, только увеличением мощности нижнего лейаса и его более глинисто-сланцевым характером на западе. Здесь же, повидимому, отсутствуют весь доггер и бо́льшая часть верхнего лейаса.

Несколько более сильно отличаются нижне- и среднеюрские отложения Рионской зоны, описываемые Б. Ф. Меффертом в особом разделе. Там туфогенно-порфиритовая серия, начинаясь со среднелейасового времени, считается продолжавшейся в течение верхнего лейаса и почти всего байоса, так как, по имеющимся до сих пор находкам, первая фауна выше порфиритовой серии относится к верхам байоса. Однако сопоставление этого разреза со схемой юрских отложений Главного хребта сделается более легким, если допустить, что в пределах Рионской зоны сланцевая свита верхнего лейаса не отлагалась, а морская трансгрессия началась только в верхнебайосское время.

Из полезных ископаемых, непосредственно связанных с нижне- и среднеюрскими свитами южного склона Главного хребта, можно назвать кровельные сланцы, разрабатываемые в Горной Кахетии и в Абхазии, графитизированные углистые сланцы в бассейне Терека (Фиаг-дан, Реси и Дарьяльское ущелье) и диабазы как строительный камень. Кроме того,

в сланцевой области много жильных месторождений с сульфидами меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, ртути, а также с выделениями руд вольфрама. Некоторые из них могут иметь промышленное значение, например Белоканское и Девдоракское медные месторождения, мышьяк и полиметаллы в Горной Раче. С кварцевыми жилами связан горный хрусталь, особенно часто встречающийся в Казбекском районе.

Свиты аспидных и глинистых сланцев не являются водоносными, но с пересекающими их линиями разломов связаны выходы многочисленных углекисло-щелочных минеральных источников. Наибольшей известностью пользуются минеральные источники в районе Военно-Грузинской дороги и в верховьях Риона (курорт Шамшови).

Абхазия

Общий обзор юрских отложений Абхазии, как и всей Западной Грузии, дается в следующем разделе Б. Ф. Меффертом. Выделяемая им в особую фациальную зону область развития нижне- и среднеюрских отложений вдоль южного склона Главного хребта не совсем совпадает с понятием тектонической зоны южного склона. Последняя включает лишь более узкую полосу развития этих сланцевых отложений, испытавших, вследствие более сильных тектонических воздействий, и более сильный дислокационный метаморфизм. Сюда относится, главным образом, свита аспидных сланцев лейаса, развитая, по данным Б. Ф. Мефферта, в виде узкой полосы в наиболее высокогорной области. Здесь в бассейнах Ингура и Цхенис-цхали выступает из-под нижних горизонтов лейасовой свиты древний палеозойский субстрат (карбон). Южная граница зоны южного склона, повидимому, выражена линией крупного тектонического разлома, продолжающегося на запад из бассейна Джоджоры и пересекающего Рион выше гор. Они. В Сванетии и Абхазии этот разлом должен разграничивать полосу аспидных сланцев и лежащую южнее область развития мало-метаморфизованных глинистых сланцев и порфиритовой юры. Малая исследованность этих областей не позволяет пока проводить с уверенностью эту тектоническую линию. Повидимому, в бассейнах рр. Чхалты, Бзыби и Мзымты в зону южного склона входит не только свита аспидных сланцев (нижний лейас), но и часть туфогенно-порфиритовых пород (средний лейас?).

Для решения этих вопросов данные И. В. Мушкетова *(615)* и Л. К. Конюшевского *(423)* являются недостаточными, а результаты новейших исследований В. И. Курочкина остаются пока еще неопубликованными.

Большое значение для понимания взаимоотношений пород, слагающих южный склон Главного хребта в пределах Абхазии, имеет небольшая работа В. Н. Робинсона *(714)* по геологии бассейна р. Мзымты, находящегося уже за пределами Закавказья. Приведем здесь разрез В. Н. Робинсона в нисходящем порядке, причем, на основании сопоставления его данных с разрезом Военно-Грузинской дороги, мы применим несколько иное толкование возраста свит, чем это было сделано автором:

а) Средний лейас. Свита порфиритовых туфов, туфогенных песчаников и сланцев. Туфы авгитовых порфиритов крупно- и мелкозернистые. Чередование туфогенного материала со сланцами иногда настолько частое, что породы приобретают полосчатое сложение. Преобладает зеленоватая окраска пород. По этому описанию туфогенная свита Мзымты (нижняя, по В. Н. Робинсону) представляется вполне сходной с циклаурской диабазово-порфиритовой свитой Военно-Грузинской дороги,

отнесенной В. П. Ренгартеном к среднему лейасу. Мощность от нескольких сот метров до 1000 *м*.

b) Нижний лейас. Свита светлых кварцитов, вверху плотных, внизу сланцеватых. Этой свите, соответствующей частично кварцитам кистинской свиты Военно-Грузинской дороги, подчинены небольшой мощности прослои кварц-порфировых туфов, в которых можно видеть аналоги кератофирового горизонта Северной Осетии и Военно-Грузинской дороги. Мощность горизонта кварцитов отдельно не указывается.

c) Темносерые, почти черные глинистые сланцы с распыленным углистым веществом, местами графитизированным. Есть также разности сланцев с содержанием талька. Повидимому, мы имеем здесь аналоги графитового горизонта Северной Осетии и Военно-Грузинской дороги. Однако мощность значительно больше и, вероятно, превышает 1000 *м*.

d) Свита слоистых песчаников, местами переходящих в конгломераты. Песчаники переслаиваются с глинистыми сланцами.

e) Нижняя свита глинистых сланцев с *Cardinia* sp.

Весь комплекс сланцевых и песчаниковых свит («b» — «e»), достигающий в бассейне Мзымты мощности в 2000 *м*, может считаться аналогом кистинской свиты Военно-Грузинской дороги, относимой, главным образом, к нижнему лейасу. За такой же возраст указанных свит в бассейне Мзымты говорит находка раковины *Cardinia*. Здесь еще отсутствует базальный горизонт, известный в более северных зонах, но в свите «d» имеются конгломераты из галек кварца и кремнистых сланцев, сходных с породами карбона.

В приведенном разрезе мы ограничиваемся породами, развитыми в зоне южного склона в узком смысле, т. е. между надвигом Главного хребта на севере и Краснополянским надвигом на юге. Южнее, повидимому, идет зона иных фаций, где вулканогенная свита является более грубой, менее метаморфизованной с переходом в покровы эффузивов (верхняя свита В. Н. Робинсона), а над ней развиты глинистые сланцы и песчаники с *Mytilus (Inoceramus?)* мощностью до 600 *м*. Возможно, что здесь имеются эквиваленты и верхнего лейаса и доггера. В. Н. Робинсон, руководствуясь аналогиями с отложениями Рионской зоны в трактовке Б. Ф. Мефферта, был склонен приписывать туфогенным свитам возраст от верхов (?) лейаса до байоса включительно, а вышележащие сланцы считать только батскими. Для окончательного решения вопроса данных еще недостаточно.

Сванетия

Восточная область юрских сланцевых отложений начинается в верховьях Ингура узкой полосой, ограниченной иногда с двух сторон тектоническими линиями. С севера эта полоса сланцев перекрывается надвинутыми массивами древних гранитов и кристаллических сланцев Главного хребта; на юге, наоборот, полоса сланцев нижней юры местами надвинута на карбонатную свиту, относимую в настоящее время к флишевой фации верхней юры. Ширина сланцевой полосы 2—4 *км*. Она протягивается также в верховье р. Цхенис-цхали. Здесь между перевалами Шариавцик и Гезе-авцик, по данным И. Г. Кузнецова *(458, 460)*, гранитный субстрат понижается настолько, что можно проследить связь полосы аспидных сланцев южного склона со сланцами северного. Свита северного склона принадлежит к верхнему лейасу и залегает трансгрессивно на кристаллическом субстрате, начинаясь горизонтом грубых конгломератовидных кварцитов. Выше залегают кварциты или песчаники, в которых, по определениям А. Н. Криштофовича *(441)*, оказались остатки растений:

Taeniopteris tenuinervis Brauns, *Phaenicopsis angustifolia* Heer, *Elatocladus* sp., *Macrotorellia hoshayahiana* Krysht. и проблематики: *Taenidium caucasicum* Krysht. и *T. caucasicum* Krysht. var *magna* Krysht. Выше в толще глинистых сланцев встречены определенные А. С. Моисеевым *(601) Posidonia* cf. *daghestanica* Uhl. и *P.* n. sp. Moiss.

В полосе сланцев южного склона также была найдена верхнелейасовая фауна (С. В. Левченко), а в еще более южной полосе между карбонатной свитой верхней юры и выходами палеозоя хр. Ляйла располагаются толщи сланцев и песчаников, в которых, по данным грузинских геологов (К. И. Чичинадзе и др.), имеются эквиваленты нижнего, среднего и верхнего лейаса, охарактеризованные фауной. Эти новые данные пока еще остаются неопубликованными.

Бассейн Риона

Работы Л. К. Конюшевского *(420)* и И. Г. Кузнецова *(453, 454, 462)* знакомят нас с продолжением к востоку предыдущей полосы сланцев верхнего лейаса. Вдоль Верхнего Риона и Чанчахи граниты Главного хребта снова надвигаются на полосу глинистых сланцев южного склона, шириной до 5—7 *км*. В верховьях Чвешури гранитный субстрат выступает в одной из тектонических чешуй, и здесь наблюдается такой разрез сверху вниз:

a) Толща неизвестковистых глинистых сланцев с прослоями глинистых и иногда углистых песчаников. Местами сланцы также являются песчанистыми. Распыленное сернистое железо и углистое вещество придают им черную окраску. Изредка встречаются конкреции сидерита и червеобразные флишевые скульптуры. Мощность не указана.
b) Глинистые кварцитовидные песчаники и кварциты.
c) Темносерые песчанистые сланцы.
d) Конгломераты из обломков галек кварца, гнейсов, слюдяных сланцев и пр.

Конгломераты «d» лежат на гранитах. Терригенные частицы в песчаниках и сланцах представлены кварцем, плагиоклазами, микроклином, изредка встречается турмалин и циркон. Очевидно, в состав этих пород входят продукты разрушения древних микроклиновых гранитов. Метаморфизация пород слабая, связанная, главным образом, с дислокационными процессами. По возрасту вся эта свита, повидимому, эквивалентна верхнему лейасу. В западной части района, в бассейне Верхнего Риона, среди сланцев встречаются пластовые жилы диабазов, повидимому, несколько более молодых, чем сланцы, но внедрившихся в них до того, как произошел надвиг гранитов. Восточнее в бассейне р. Чанчахи диабазов не встречено. Возможно, что свита сланцев с диабазами древнее верхнего лейаса.

Южная Осетия

В районе Мамисонского перевала описываемая полоса глинистых сланцев переходит на северный склон Главного хребта в бассейн р. Ардона, где она была описана Л. А. Варданянцем *(141, 144, 146, 154)* и отчасти И. Г. Кузнецовым *(456, 461)*. На Мамисонском перевале ширина рассматриваемой полосы около 5 *км*. Л. А. Варданянц различает здесь в нисходящем стратиграфическом порядке такие свиты:

a) Свита черных глинистых сланцев с тонкими и редкими прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита. Кроме этих редких конкреций, породы совершенно некарбонатны. Ни пластовых, ни секущих диабазовых тел не было встречено. Мощность очень велика.

b) Свита песчанистых и глинистых темносерых и черных сланцев с прослоями песчаников и туффитов порфиритового состава. Нередко встречаются дайки диабазов и порфиритов, иногда также в форме пластообразных залежей. Во всяком случае, можно утверждать, что внедрение диабазово-порфиритовой магмы шло частью одновременно с отложением рассматриваемой свиты, частью непосредственно за ним следовало.
c) Свита песчаников и сланцев с тонкими углистыми, графитизированными прослоями.

Вследствие сложного тектонического строения сланцевой полосы в виде нескольких надвинутых с севера на юг чешуй, мощности свит не были определены; также остался невыясненным переход от диабазовой свиты «b» к верхней сланцевой свите «a», которую выше мы отнесли к верхнему лейасу. Свиты «d» и «c», как более древние, отойдут тогда к среднему и, может быть, к нижнему лейасу.

От Мамисонского перевала до массива горы Тепли ширина полосы, занятой описанными сланцевыми свитами, увеличивается, доходя до 11 *км*. Еще далее к востоку, уже в бассейне р. Фиаг-дона, она сливается с еще более широкой сланцевой областью северного склона Кавказа. Древний кристаллический субстрат в виде гранитов, кристаллических сланцев и палеозойских пород образует в этой широкой (до 30 *км*) зоне отдельные выходы в виде ядер антиклиналей, горстов и чешуй. Эта область, охваченная бассейнами рр. Ардона, Фиаг-дона и Гизель-дона, принадлежит Северной Осетии и, таким образом, выходит за пределы Закавказья. Однако из работ Л. А. Варданянца *(154)*, изучавшего эту область, здесь будет уместно привести следующую стратиграфическую схему средней и нижней юры (в нисходящем порядке):

Доггер. a) Рыхлые, мергелистые сланцы и песчаники.
b) Листоватые глинистые сланцы.
Верхний лейас. c) Бурые мергелистые песчаники и глинистые сланцы с конкрециями сферосидеритов.
d) Песчаники и сланцы с каменным углем.
Перерыв.
Средний лейас. e) Аспидные сланцы с диабазово-порфиритовыми эффузиями и гипабиссальными интрузиями.
f) Мощный горизонт песчаников.
Нижний лейас. g) Кератофировый горизонт. Эффузии кератофиров.
h) Аспидные сланцы и кварциты с прослоями графитизированного угля. И. Г. Кузнецовым *(458)*, В. П. Ренгартеном и Л. А. Варданянцем *(146)* в этой свите были найдены пелециподы, отпечаток аммонита и растительные остатки, описанные А. Н. Криштофовичем *(441)*: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Cladophlebis nebbensis* Brongn., *C.* cf. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C.* cf. *denticulata* Brongn., *Taeniopteris tenuinervis* Brauns., *Ctenis* cf. *Zeuschneri* Rac., *Pterophyllum Andraeanum* Schimp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Ginkgo* cf. *sibirica* Heer., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer.
i) Горизонт песчаников и конгломератов.

Район Военно-Грузинской дороги

В бассейне Терека описанные выше свиты вступают в пределы Грузии. В верхнем Трусовском ущелье Терека, а также ниже, вплоть до ст. Казбек, мы имеем аналоги только верхнелейасовых свит и лишь по верхнему левому притоку Терека, долине Реси-ком и в Дарьяльском ущелье выступают более древние горизонты лейаса, налегающие в последнем районе на древние граниты. Южное ограничение рассматриваемой сланцевой области проходит по линии крупного тектонического разлома вблизи Главного водораздела. Здесь появляется известняково-мергельная свита

верхней юры, и только на южном склоне в ядрах антиклиналей из-под верхней юры выступают верхние горизонты сланцево-песчаниковой свиты (доггер?). В. П. Ренгартен в своих работах *(699, 701)* дает такой нисходящий разрез (см. рис. 2):

Доггер. a) Бусарчильская свита. Хрупкие черные глинистые сланцы с конкрециями глинистого сидерита. Частые прослои и пачки неизвестковистых песчаников. Отпечатки *Posidonia* определяют возраст свиты не моложе доггера. Найдены также отпечатки ребристых аммонитов. На нижней поверхности прослоев песчаников встречаются флишевые скульптуры, среди которых определены: *Cephalites* sp., *Helminthopsis labyrintica* Heer, *Gyrophyllites multiradiatus* Heer (медузы?). В сланцах наблюдаются нежные отпечатки *Palacodiction textum* Heer, *Chondrites divaricatus* Heer, *Ch. bollensis* Heer и *Zoophycos* (*Taonurus*) sp. Мощность не меньше 1000 *м*.

Верхний лейас. b) Гудошаурская свита. Темносерые твердые глинистые сланцы. Некоторые горизонты имеют интенсивно черную окраску, благодаря присутствию углистого или графитистого вещества или, чаще, распыленного сернистого железа. При выветривании сланцы покрываются ржавыми налетами окислов железа. Тонкие прослои песчаников распределены в сланцевой свите редко. Обычно они слегка карбонатны. Иногда встречаются конкреции глинистого сидерита. Никаких органических остатков не встречено. Гудошаурской свите приписывается верхнелейасовый возраст по сходству с соответствующими отложениями более северных зон Северного Кавказа (джерахская свита).

В 1938 г. при детальных инженерно-геологических работах Гидроэнергопроекта под руководством Л. Д. Белого по р. Гудошаурской Арагве в гудошаурской свите был найден деформированный крупный белемнит, принадлежащий, по определению Г. Я. Крымгольца, к роду *Mesoteuthis* Bayle или даже *Megateuthis* Liss., появляющемуся не раньше верхнего лейаса. Мощность около 1500 *м*.

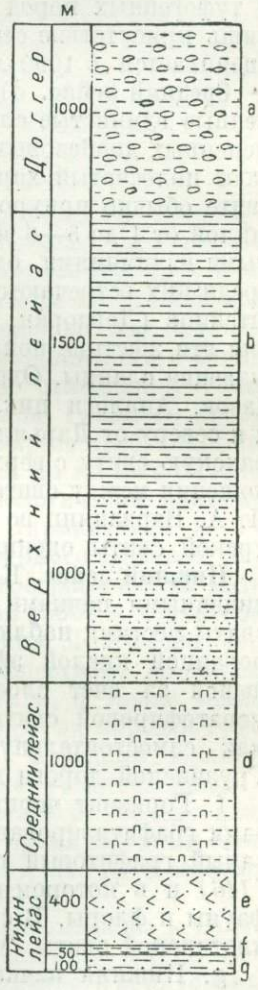


Рис. 2. Нижняя и средняя юра. Район Военно-Грузинской дороги.

Казбекская свита. c) Темносерые полосчатые глинистые сланцы с частыми прослоями светлых, полосчатых кварцитовидных песчаников. Отдельные слои песчаников редко достигают 2 *м* мощности. В некоторых горизонтах песчаники преобладают над сланцами, в других — наоборот. Обычно наблюдается вкрапленность пирита, иногда в виде крупных кубиков. Никаких остатков организмов не встречено. В заметке К. И. Висконта *(210)* сообщалось о находке в этой свите палеозойских растительных остатков: *Lepidodendron*, *Artisia* и *Cordaiantus*. При ближайшем изучении этих остатков А. Н. Криштофовичем и В. П. Ренгартеном *(458)* они оказались неорганическими образованиями — следами

скольжения стяжений пирита. Отнесение казбекской свиты к верхнему лейасу является условным и основывается на региональных соображениях. В настоящем обзоре было показано, каким образом полоса развития обеих этих свит связывается с палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего лейаса Северного Кавказа. Эффузивных и туфогенных пород в казбекской свите не было встречено. Установлено лишь присутствие секущих жил диабазов. Мощность казбекской свиты оценивается в 1000 *м*.

Средний лейас. d) Циклаурская свита. Темные, очень твердые, окремненные глинистые сланцы с тонкими прослоями кварцитов и сильно измененных диабазовых или порфиритовых туфов. Иногда породы приобретают полосчатый характер. В районе Военно-Грузинской дороги к этой свите обычно приурочены пластовые массы диабазов и порфиритов, толщиной от 1 до 5—6 *м*, реже до 60 *м*. Некоторые из них являются подводными излияниями, одновременными с отложением сланцев, тем более, что среди них встречаются и эффузивные разности в виде брекчий и мандельштейнов (Девдорак, Чоухи). Вследствие сильного тектонического смятия эти жесткие покровы являются раздробленными и вмятыми в окружающие сланцы. Однако преобладают более поздние секущие жилы диабазов. Аналоги циклаурской вулканогенной свиты прослежены также и к северу от Дарьяльского гранитного массива, где они подстилают джерахскую свиту с верхнелейасовой фауной. Те же стратиграфические соотношения между свитой «диабазового пояса» и верхним лейасом наблюдал Л. А. Варданянц во всей Северной Осетии (см. выше). Мощность циклаурской свиты оценивается приблизительно в 1000 *м*.

Нижний лейас. Кистинская свита. e) Мощная толща кварцитов с подчиненными пачками темносерых глинистых сланцев. В нижней части свиты местами наблюдаются пластовые залежи совершенно серицитизированной кислой эффузивной породы, отчасти, возможно, образовавшейся за счет слоев туфов. Повидимому, мы имеем здесь аналоги кератофировой свиты Л. А. Варданянца (см. выше), но выделить ее как самостоятельную стратиграфическую единицу в районе Военно-Грузинской дороги не удается. Мощность оценивается в 400 *м*.

f. Горизонт черных твердых сланцев с прослоями кварцитов и линзами графитизированного каменного угля или углистого сланца. Это тот самый графитовый горизонт, который описывается Л. А. Варданянцем *(146)* и в котором на Фиаг-доне обнаружены остатки нижнелейасовых фауны и флоры. В схеме В. П. Ренгартена *(699)* он включался в объем кистинской свиты. Мощность от 20 до 50 *м*.

g. Нижняя пачка кварцитов кистинской свиты содержит пласты и линзы конгломерата из галек кварца и метаморфических сланцев. Цемент слабо известковистый. Это базальный горизонт всей серии нижнеюрских отложений, покоящийся на древнем субстрате: в бассейне Терека — на гранитах, по Гизель-дону — на верхнем палеозое и т. д. Мощность конгломератовой свиты не превышает 100 *м*.

Толща сланцевой нижней и средней юры, развитая в районе Военно-Грузинской дороги, достигает мощности в 5000 *м* и, как мы видели, по литологическим признакам расчленяется на 7 свит. В пределах Грузии эта сланцевая серия занимает полосу шириной до 24 *км*. Если присоединить сюда еще полосу подобных же, но менее метаморфизованных сланцевых пород, располагающуюся непосредственно севернее, в пределах Северного Кавказа, то ширина всей нижне- и среднеюрской сланцевой зоны превысит 35 *км*. На этом протяжении сланцы образуют большое число

крутых складок и испытывают ряд более или менее крупных продольных разломов, по которым одни складчатые комплексы несколько надвигаются на другие. Последнее обстоятельство значительно затрудняет прослеживание непрерывности разреза и установление перерывов и несогласий. Так, например, по мнению Л. А. Варданянца *(154)*, в соседних местах можно наблюдать признаки несогласия между средним и верхним лейасом, между циклаурской и казбекской свитами. В районе Военно-Грузинской дороги контакт между ними тектонический, причем более древняя циклаурская свита в виде сложно-складчатого комплекса надвинута на казбекскую и гудошаурскую свиты, также образующие крутые складки.

Северная Кахетия

К востоку от Военно-Грузинской дороги полоса развития средне- и нижнеюрских сланцевых отложений все больше и больше расширяется. Вследствие косого расположения тектонических элементов (складок и чешуй) по отношению к главной оси поднятия Кавказского хребта как морфологической единицы, к Куринской депрессии у подошвы гор подходят свиты пород различной древности. При этом по мере движения с запада на восток сюда подходят все более и более древние отложения. Таким образом, вдоль Алазанской депрессии южное подножие Главного хребта сложено уже юрскими сланцевыми свитами. В этом разрезе хребта ширина сланцевой зоны достигает 70 *км*. Из них почти 50 *км* до южных склонов горы Диклос-мта входят в пределы Грузии. Это геологически наименее изученная область, особенно Тушетия, бассейны Пирикитской и Тушинской Алазани, принадлежащие к системе рек Северного Кавказа. Путешествия Г. Мерцбахера *(973)* доставили отсюда петрографический материал (сланцы и песчаники), обработанный Л. Аммоном *(903)* и характеризующий слагающие эту область породы. По заключению Л. Аммона, черные глинистые сланцы с распыленным углистым веществом, шариками пирита и лимонита и мельчайшими иголочками рутила, а также тонкозернистые кварцевые песчаники без примеси частиц других пород и туфогенных минералов, являются совершенно сходными с породами, юрский, точнее лейасовый, возраст которых является вполне установленным.

В бассейне левых притоков Алазани, кроме старых исследований Ф. Гаврилова и С. Симоновича *(223, 747)*, в последнее время юрскими сланцевыми толщами занимались Л. А. Варданянц *(149)*, Н. Б. Вассоевич *(163)* и В. С. Закоморный (см. А. Н. Канделаки, *361*).

В последней работе, впрочем, все сланцевые свиты отнесены к палеозою. Сопоставляя стратиграфические схемы Л. А. Варданянца и Н. Б. Вассоевича, можно представить в таком виде последовательность свит (сверху вниз):

Доггер. a) Коричнево-черные, тонколистоватые, слабоуплотненные песчано-глинистые, неизвестковистые сланцы. Прослои мелкослюдистых неизвестковистых песчаников. По Н. Б. Вассоевичу, сюда относится выделяемая им в хребте Концхе свита мелкооскольчатых оливковых и серых глинистых сланцев и нижняя часть его свиты р. Болиа, где нет прослоев известняков. Мощность не выяснена.

Верхний лейас. b) Свита глинистых сланцев с прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита. Сланцы и песчаники в общем некарбонатны. В разных зонах эта свита подверглась в большей или меньшей степени дислокационному метаморфизму. Н. Б. Вассоевич отмечает в южной зоне эту свиту под именем алматской; в более северной зоне, где сланцы

приобретают характер кровельных, он отмечает сепорскую свиту; еще севернее, на южном склоне водораздела Главного хребта Н. Б. Вассоевич выделяет полосчатую свиту глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников и, наконец, на северном склоне водораздела, у Кодорского перевала, где метаморфизм пород вновь становится более слабым, такая же сланцевая свита с прослоями мелкозернистых, несколько углистых песчаников, получила название кодорской свиты. Еще немного севернее В. П. Ренгартен в 1916 г. в этих отложениях нашел *Lytoceras* sp., а Н. Б. Вассоевич в алматской свите собрал верхнелейасовых *Inoceramus gryphoides* Schloth., *In. quenstedti* Pčel., *In. amygdaloides* Goldf., *In. dubius* Sow., *Posidonia buchi* Roem. и аммонитов.

К этой же свите (эквивалентной казбекской), повидимому, относится также находка А. Н. Рябининым (*734*) белемнитов в песчаниках, переходящих в конгломератовые разности на северном склоне Чанчахского перевала (между бассейнами Пшавской Арагвы и Аргуна). Ввиду недостаточной изученности района и сложности тектоники мощность верхнелейасовой свиты осталась невыясненной, но она, повидимому, значительно превышает 1000 *м*.

Средний лейас. c) «Диабазовая» свита состоит из частого чередования черных, сильно уплотненных глинистых сланцев и серых кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников. Встречаются прослои от нескольких миллиметров до 0,7 *м* туфогенных пород порфиритового состава. Кроме того, часты дайки, пластовые залежи и покровы диабазовых пород, иногда имеющих характер спилитов.

Нижний лейас. d) Свита альбитофировых туфов, сильно спрессованных. Породы очень светлые, почти белые, желтоватые и розоватые, состоят существенно из альбита и реже микроклина; темноцветных минералов почти нет. Хлоритизация пород очень слабая. Обломки альбитофиров с трахитовой структурой. Туфы тесно связаны переходами с песчаниками и сланцами. Мощность горизонта достигает 170 *м*, но является очень непостоянной, — это скорее линзы.

Субстратом для описанной серии пород служат сильно метаморфизованные породы палеозоя: мраморы, кварциты и конгломераты, а также, повидимому, милонитизированные граниты. По сравнению с разрезами Военно-Грузинской дороги и Северной Осетии, мы встречаем полную аналогию. Редкие находки фауны и флоры, сделанные в разных местах, но приуроченные к тем или иным свитам, достаточно хорошо охарактеризованным литологически, позволяют с некоторой определенностью говорить о возрасте этих свит. Лучше всего установлен верхний лейас. Что касается возраста самой нижней кератофировой или альбитофировой свиты, то здесь интересны находки М. М. Тетяева в Северной Осетии и упомянутые раньше сборы И. Г. Кузнецова, В. П. Ренгартена и Л. А. Варданянца в подстилающем кератофиры графитовом горизонте. Это древнейшие на Кавказе лейасовые фауна и флора, еще не окончательно изученные.

Белоканы

Южный склон Большого Кавказа вдоль Алазанской депрессии на большом протяжении сложен описанными выше сланцевыми свитами. Они же встречены К. Н. Паффенгольцем *(651)* в районе Белоканского медного месторождения и далее по направлению к Нухе. Детального расчленения сланцевых свит нет ни у прежних авторов (Ф. Гаврилова и

С. Симоновича, *223*, *747*), ни у К. Н. Паффенгольца. Последний выделяет здесь только две толщи, соприкасающиеся по тектоническому контакту.

а) **Верхний лейас (и доггер?).** Серые и буровато-серые глинистые сланцы, то тонко-, то толстослоистые, с не особенно частыми прослоями серых мелкозернистых некарбонатных песчаников. Метаморфизм пород слабый, отсутствуют новообразованные слюды, кварцевые жилы и диабазы. Но в одном месте автор констатирует в этой свите присутствие покрова в 3—4 *м* эффузивного порфирита.

b) **Средний лейас.** Серые разных оттенков плотные кровельные или аспидные сланцы, часто с блестящими поверхностями кливажа. Прослои песчаников часты и иногда группируются в пачки. Сланцы содержат глинистое вещество с мелкими зернами кварца и довольно большим количеством вторичных хлорита, серицита и кварца. Обычно встречаются растительное углистое вещество и сернистое железо. В песчаниках зерна кварца и полевых шпатов не превышают 0,3— 0,5 *мм*, причем полевые шпаты большей частью замещаются хлоритом и серицитом, реже карбонатом. В свите констатировано много пластовых и секущих даек диабазов и порфиритов. Породы сильно изменены, хлоритизированы, соссюритизированы и серицитизированы, а также носят следы сильных механических воздействий. Возможно, что по этой причине К. Н. Паффенгольц не констатировал здесь эффузивных разностей, свойственных «диабазовой» или циклаурской свите более западных районов. В остальном сходство этих свит большое, и оно положено в основу для определения возраста толщи как среднелейасовой.

От Белокан до Куткашена

В. В. Веберу *(197а*, *199*, *202)* удалось более детально расчленить и охарактеризовать сланцевые отложения южного склона Главного хребта на большом протяжении в пределах Азербайджана, от Лагодехи до Куткашена. Его работы, таким образом, перекрывают и район Белокан. Сверху вниз автор различает такие свиты:

a) Доггер. Свита «B» (В. В. Вебера) — глинистые и аспидные сланцы с прослоями песчаников, все более и более известковистых при переходе с запада на восток. Это аналоги бусарчильской свиты Военно-Грузинской дороги и части свиты «а» К. Н. Паффенгольца. Мощность от 1000 до 2000 *м*.

b) Верхний лейас. Свита «AII» (В. В. Вебера)—глинистые и аспидные сланцы с конкрециями и линзами глинистого сидерита и прослоями большей частью неизвестковистых песчаников. Местами можно выделить нижнюю часть свиты с более частыми и мощными пачками песчаников. Свита «AII» соответствует большей части горизонта «а» К. Н. Паффенгольца и гудошаурской и казбекской свитам В. П. Ренгартена. Мощность от 1500 *м* на западе до 3000 *м* на востоке.

c) Средний лейас. Свита «AI» (В. В. Вебера) состоит из глинистых, большей частью аспидных сланцев и кварцитовидных песчаников с большим количеством пластовых диабазов и порфиритов. Часть этих изверженных пород является в виде эффузий, одновременных с вмещающими породами, часть имеет скорее интрузивный характер, но по возрасту, вероятно, является очень близкой к предыдущим. Мы имеем здесь полный аналог свиты «b» К. Н. Паффенгольца и циклаурской свиты района Военно-Грузинской дороги. Мощность около 1000 *м*.

От Базар-дюзы до Баба-дага

О строении юго-восточной части Главного хребта в пределах Закавказья мы можем почерпнуть сведения в старых работах К. И. Богдановича *(130*, *132)*. Более новые работы Л. А. Гречишкина, Н. Н. Ростовцева,

В. Е. Хаина и других, к сожалению, остаются еще неопубликованными и поэтому могут быть здесь учтены лишь в малой степени.

К востоку от Нухи южный склон Главного хребта все более и более занимает широкая полоса меловых и верхнеюрских отложений, а сланцевая юра отходит к Главному водоразделу, где она сливается с соответствующими отложениями северного склона. К востоку от линии Шах-даг—Базар-дюзы вся полоса сланцев и северного и южного склонов входит уже в пределы Закавказья. По данным К. И. Богдановича и устным сообщениям упомянутых выше геологов, последовательность отложений намечается здесь такая (сверху вниз, см. рис. 3):

a) Хиналугская песчано-сланцевая свита, состоящая из слоев плотных, массивных, скорлуповатых песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами. На поверхностях слоев песчаников грубые флишевые скульптуры. Сланцевых пачек больше в нижних горизонтах толщи, здесь она имеет ленточный характер. Возраст скорее всего среднеюрский. Мощность около . . . . . 1000 *м*

b) Пачка глинистых сланцев с прослоями песчаников и конкрециями глинистого сидерита. Верхи лейаса (?). Мощность. . . . . 100 »

c) Свита глинистых сланцев почти без прослоев песчаников, но с тутенштейнами и конкрециями глинистых сидеритов. Встречаются ааленские формы аммонитов, *Leioceras opalinum* Rein. (по К. И. Богдановичу). Мощность . . . . . 500 »

d) Свита песчаников с прослоями сланцев. Местами песчаники грубые, переходящие в конгломераты. Углистые остатки. Мощность . . . . . до 100 »

e) Мощная свита глинистых сланцев с прослоями песчаников, тутенштейнов и конкрециями сидеритов. Видимая мощность . . . . . более 600 »

Метаморфизм этих сланцево-песчаниковых свит усиливается в южной полосе, вблизи Главного водораздела, где эти нижнеюрские сланцы тектонически надвинуты на более молодые флишевые отложения (верхней юры?).

В юго-восточной оконечности юрской сланцевой полосы, повидимому, выступают только свиты не древнее верхнего лейаса.

Нижне- и среднелейасовые толщи здесь остаются скрытыми.

Верхнеюрские отложения южного склона Большого Кавказа

В пределы Закавказья входит значительная часть южного склона Главного Кавказского хребта от бассейна р. Псоу на Черноморском побережье до крайней юго-восточной оконечности хребта на побережье Каспийского моря. Верхнеюрские отложения образуют здесь полосу, прерывающуюся в нескольких местах. Вслед за небольшой областью развития этих отложений в бассейнах рр. Псоу и Бзыби далее к востоку на протяжении 150 *км*, до верховьев р. Ингура, в зоне южного склона нет верхней юры. Она, правда, встречается южнее, в Абхазско-Рачинской подзоне и описывается в других главах. Второй перерыв наблюдается вдоль левобережья р. Алазани, где нижнеюрское сланцевое ядро Главного хребта вплотную придвинуто к четвертичной депрессии Алазани. К востоку от массива Дибрара Главный хребет уже сложен более молодыми меловыми отложениями.

В настоящей главе рассматриваются еще небольшие выходы верхнеюрских отложений на северном склоне хребта (гора Шах-даг), в той его части, которая относится к Азербайджану, и следы верхнеюрских отложений на северной окраине Куринской подзоны.

Выделение верхней юры в указанных районах и ее изучение начались совсем недавно. Соответствующие отложения в прежних работах относи-

лись к лейасу или даже к палеозою. Только известняково-мергельные отложения на Черноморском побережье уже в 1915 г. были на карте Л. К. Конюшевского (*423*) правильно отнесены к верхней юре. Флишевая фация верхней юры была выделена впервые в 1927 г. В. П. Ренгартеном *(699, 705)* и впоследствии изучалась В. П. Батуриным *(68)*, И. Г. Кузнецовым *(454, 461)*, О. С. Вяловым *(221)*, Н. Б. Вассоевичем *(163)*, Л. А. Варданянцем *(149)*, К. Н. Паффенгольцем *(651, 655)*, В. В. Вебером *(199, 202)* и др. Проблематические остатки из этих отложений определялись И. В. Палибиным (см. В. П. Ренгартен, *699*). Фауна из глыб верхнеюрских известняков по северной окраине Куринской подзоны и в районе Дибрара изучена В. Ф. Пчелинцевым *(682, 685)*. Данные о верхней юре горы Шахдаг можно почерпнуть в работах К. И. Богдановича *(130, 132)* и В. П. Ренгартена *(707, 708)*.

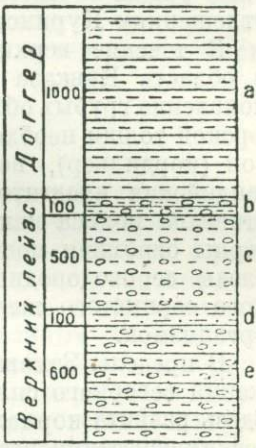


Рис. 3. Нижняя и средняя юра. Базар-дюзы.

Верхнеюрские отложения южного склона Большого Кавказа еще далеко нет возможности расчленить на ярусы, подобно тому, как это удалось сделать для северного склона. В некоторых районах пока можно выделить лишь ряд свит по литологическим признакам, при этом однообразие пород и постепенность переходов затрудняют проведение резких границ между свитами и прослеживание их на далекие расстояния. Почти полное отсутствие палеонтологических остатков как в самой толще пород, относимой к верхней юре, так и в подстилающих и покрывающих свитах не только создает неопределенность в границах рассматриваемой толщи, но и вносит даже долю сомнения в правильность ее параллелизации в целом с верхней юрой. Однако накопление мощной серии карбонатных отложений между двумя продолжительными эпохами осаждения терригенных материалов могло быть только широко региональным явлением в Кавказском морском бассейне. Если не считать триаса, то в мезозойскую эру было только два таких периода отложения известковых илов: верхнеюрский и верхнемеловой. Эквиваленты верхнего мела выделяются в зоне южного склона Большого Кавказа с полной отчетливостью. Остается только признать верхнеюрский возраст за второй толщей, тем более, что в покрывающей сланцево-песчаниковой свите во многих местах была найдена нижнемеловая фауна. Что касается подстилающих сланцевых толщ, то присутствие в них верхнего лейаса было доказано палеонтологическими остатками, а нахождение доггера в той же терригенной фации является очень вероятным по региональным сопоставлениям. Наиболее спорным представляется вопрос о том, какая часть карбонатной толщи должна относиться к верхней юре и какая отойдет к нижнему мелу. Дело в том, что в зоне северного склона смена карбонатных осадков терригенными происходит после отложения валанжина, в готеривскую эпоху. На юге же, в Рионской зоне, известняковая фация охватывает не только верхнюю юру, но и весь неоком и даже в аптское время в осадках еще преобладают светлые мергели. По мнению некоторых исследователей (И. Г. Кузнецов), и во флишевой зоне Главного хребта правильнее значительную часть известняково-мергельных осадков относить не к верхней юре, а к нижнему мелу. Однако при выяснении распространения и происхождения терригенных материалов в нижнемеловых

отложениях Северного Кавказа В. П. Ренгартен *(700)* пришел к заключению, что они могли поступать в Кавказский бассейн главным образом с севера. Начиная с готеривского времени, в зоне северного склона отлагаются сравнительно грубые песчаные материалы. Поясу накопления тонких терригенных илов должна была в это время соответствовать флишевая зона южного склона, а еще южнее располагалась область карбонатных осадков, куда уже не доносились терригенные частицы. Вот основания, по которым в рассматриваемой карбонатной серии осадков только небольшую верхнюю часть можно отнести к валанжину, вся остальная толща должна выражать собой верхнюю юру. По общему ходу седиментационного процесса флишевая зона должна была ближе соответствовать осадочной серии Северного Кавказа, чем отложениям Куринской зоны и Закавказья.

В течение верхнеюрской эпохи терригенные материалы поступали в область Кавказа в весьма ограниченном количестве. Эпизодическое появление грубых обломочных материалов в некоторых горизонтах верхнеюрской толщи необходимо поставить в связь с разрушением цепей островов (кордильер), возникавших в результате тектонических движений (андийская, предтитонская фаза?). Зоне южного склона Кавказа соответствовала полоса накопления осадков флишевой фации. Для нее характерны огромная мощность и монотонная ритмичность осадков, а также следы сероводородного заражения, доказываемые наличием распыленного сернистого железа и отсутствием остатков нормальных морских организмов.

В пределы Закавказья входит небольшой клочок верхнеюрских отложений северного склона Кавказа — гора Шах-даг в Кубинском районе. Здесь развита нормальная известняковая фация. Следы ее в виде экзотических известняковых глыб улавливаются также и на юго-восточном окончании Главного хребта и в виде полосы, сопровождающей с юга флишевую зону вплоть до границ Западной Грузии, где те же нормальные морские отложения развиты in situ. Последний район описывается в отдельной главе.

Полезных ископаемых, связанных с флишевыми толщами верхней юры, почти не известно. Можно указать только на применение в качестве точильных камней правильных плиток окремненных мергелей по ущелью р. Байдары близ ст. Коби на Военно-Грузинской дороге. Возможно, что некоторые мергели имеют состав, подходящий для изготовления портландских цементов. В отношении водоносности известняковая свита верхней юры играет важную роль. К ней приурочены выходы крупных пресных и минеральных источников. Изредка наблюдаются также явления карста.

Черноморское побережье

Полоса флишевых отложений в северо-западной части южного склона Большого Кавказа, в пределах Абхазии, в новейшее время изучалась В. И. Курочкиным, данные которого остаются неопубликованными. Сведения о геологическом строении этой области приходится черпать почти исключительно из работы Л. К. Конюшевского *(423)*. Для верховьев рр. Псоу и Геги (приток Бзыби) этот автор отмечает развитие тонкослоистых известняков, известковистых сланцев с полосчатой окраской и иногда с включениями кремня. Окраска пород зеленовато-серая, иногда красноватая. Л. К. Конюшевский относит эти отложения к верхней юре и отмечает их отличие от развитой ближе к морю верхнеюрской свиты массивных

известняков с *Nerinea*. По новейшим исследованиям В. Н. Робинсона *(714)*, совершенно та же свита флишевых карбонатных пород развита в долине Мзымты. Данных о мощности свиты ни тот, ни другой автор не приводит. Л. К. Конюшевский указывает на несогласное налегание карбонатной свиты на среднеюрские туфогенные отложения.

Далее к юго-востоку, по долине Бзыби верхней юры во флишевой фации уже нет. Здесь встречены келловей и вышележащие толщи известняков верхней юры, а также неоком в фациях, обычных для Рионской зоны. Они рассматриваются в другом месте настоящего тома. Повидимому, полоса флишевых отложений верхней юры (а также и мела) здесь частично перекрыта надвигом с севера кристаллического ядра Главного хребта и сопровождающей его свиты аспидных сланцев нижней юры. Часть полосы флишевых отложений верхней юры могла быть некогда развита на месте современной наиболее приподнятой зоны Главного хребта и теперь является совершенно смытой.

Сванетия

По только что указанной причине в бассейнах Кодора и Ингура, в пределах исследований В. Н. Вебера *(204)* и Г. П. Агалина, флишевая фация верхней юры не была встречена и только в самом верховье Ингура, в районе сел. Местия И. Г. Кузнецов, С. П. Соловьев и некоторые грузинские геологи отмечают в своих рукописных отчетах среди темных аспидных сланцев узкую полосу мергелистых сланцев и рассланцованных известняков. В районе сел. Бечо эта полоса упирается в надвинутые с севера докембрийские кристаллические сланцы и граниты. Восточнее она пересекает также верховье р. Цхенис-цхали. Повидимому, в этой полосе в бассейне Ингура Э. Фавром *(953)* был найден фукоидный отпечаток, изображенный им под именем *Bythrotrephis*. Этот проблематический остаток долгое время служил аргументом в пользу силурийского или вообще палеозойского возраста сланцев Главного хребта.

Бассейн р. Риона

Более определенные данные о составе полосы верхнеюрских флишевых карбонатных пород мы имеем в верховьях Риона, где, по данным Л. К. Конюшевского *(420)* и И. Г. Кузнецова *(454, 462)*, среди темных глинистых сланцев лейаса выделяется полоса в 2—3 *км* шириной более молодых карбонатных пород. Так же, как сланцы лейаса, она образует систему сильно сжатых, опрокинутых к югу складок. И. Г. Кузнецов отмечает здесь (по р. Чвешуре) два горизонта: более твердых известняков на севере и более мягких и рассланцованных мергелей на юге. Оба горизонта он склонен относить к нижнему мелу, и только для низов известняковой свиты он допускает верхнеюрский возраст.

В долине Чанчахи вплоть до Мамисонского перевала, по исследованиям И. Г. Кузнецова *(454)*, та же полоса расширяется до 4—5 *км*. Здесь он выделяет сверху вниз две свиты:

a) Мергельная свита, состоящая из чередования плотных рассланцованных мергелей и известковистых песчаников. Встречаются *Chondrites* и мельчайшие шарики серного колчедана. Возможно, что эта свита относится к нижнему мелу.

b) Известняковая свита, состоящая из серых разных оттенков ясно-слоистых известняков, то плотных, однородных, то псевдоолитовых, то

песчанистых. Редкие прослои мергелей. Обычно породы богаты мельчайшими шариками пирита. Часто наблюдается окремнение. Встречены неопределимые *Pelecypoda*, *Crinoidea* и фораминиферы типа *Textularia* и *Frondicularia*. Мощность выражается несколькими сотнями метров.

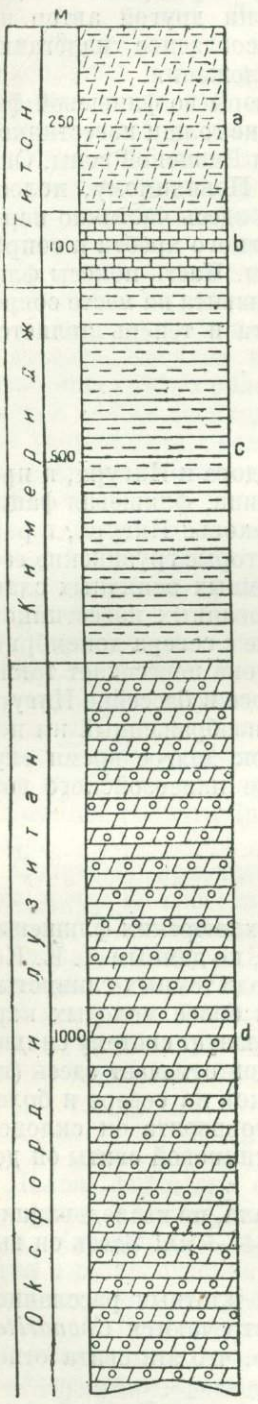


Рис. 4. Верхняя юра. Юго-Осетия.

С. В. Левченко и А. В. Пейве при работах Кавказской комплексной экспедиции Академии наук в 1939 г. установили, что карбонатная свита залегает на различных горизонтах сланцев трансгрессивно. Почти всюду в основании или в нижних слоях мергельно-известняковой свиты были встречены слои конгломератов из кусков сланцев, порфиритов, известняков и мергелей. Находка в этих же слоях *Aptychus*, свойственных титону, говорит о том, что трансгрессия имела место в титонскую эпоху. Во время перерыва эрозией были, очевидно, размыты не только известняково-мергельные породы верхней юры, но и доггер с порфиритами и, возможно, более древние отложения лейаса.

Южная Осетия

В двух работах И. Г. Кузнецова *(456, 461)* и статье О. С. Вялова *(221)* содержатся данные о литологическом составе и последовательности горизонтов в той полосе карбонатных пород, которая протягивается вдоль Главного хребта, занимая верхнюю часть бассейна Б. Лиахвы.

Под бесспорно нижнемеловой сланцево-песчаниковой свитой Геске залегают (см. рис. 4):

a) Светлая мергельная свита, состоящая из серых, довольно темных мергелистых сланцев, при выветривании приобретающих белесоватый оттенок. Породы то сильно рассланцованы, то более плотны и образуют в отдельных слоях переходы в известняки. Верхняя часть толщи, переходная к свите Геске, выражена более темными, пачкающими мергелями, с рассеянными мельчайшими шариками сернистого железа и тонкими прослоями известковистых песчаников. Фауны не встречено. Мощность несколько сот метров, минимум 250 *м*.

b) Свита известняков Эдиси, выделенная О. С. Вяловым *(221)*, состоит из слоистых темносерых известняков. Мощность 100 *м*.

c) Черная мергелистая свита в виде чередования тонких слоев мергельных сланцев, известковистых песчаников и изредка известняков. Мергели обычно густого черного цвета, пачкают руки и заключают распыленные частицы сернистого железа. Прослоечки песчанистой и сланцевой породы чередуются через 1—10 *см* и придают всей свите полосчатый характер. В делювии (но не in situ) И. Г. Кузнецовым найдены валанжинский *Pseudobelus* cf. *bipartitus* B l. и обломок аммонита, напоминающий *Berriasella subrichteri* R e t.

или верхне-юрский *Perisphinctes*. Как ни интересна эта находка, она все же не разрешает окончательно вопроса о возрасте свиты. Мощность свиты около 500 *м*.

d) Нижняя известняковая свита состоит из плотных темносерых, реже светлых, слоистых известняков. Прослои и пачки мергелистых сланцев занимают подчиненное положение. Известняки бывают плотные, псевдоолитовые и песчанистые. Наблюдается вторичное окремнение пород. Найдены неопределимые ближе пелециподы, криноидеи, спикулы губок и фораминиферы. Мощность до 1000 *м*. Нижняя граница этой свиты нигде не наблюдалась.

По мнению И. Г. Кузнецова (*466*), свиты «a», «b», и «c» относятся к нижнему мелу, и только свита «d» может быть эквивалентна верхней юре [1].

Мы видим, что по мере движения с запада на восток карбонатные свиты, условно относимые к верхней юре, начинают играть все бóльшую и бóльшую роль в строении южного склона Главного хребта. Их удается расчленить на несколько комплексов, хотя и отличных по литологическому характеру, но все же тесно связанных между собой постепенными переходами.

Район Военно-Грузинской дороги

На карбонатный характер пород, слагающих Главный хребет в области Крестового перевала, впервые указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг *(502)*. Им же изображен и найденный в этой свите отложений отпечаток аммонита, напоминающий *Perisphinctes*. Для Пшавской Арагвы описание пород той же свиты было дано И. М. Карком *(369)*. Возраст свиты считался сперва палеозойским, а затем лейасовым. Только в 1927 г. В. П. Ренгартен *(705)* указал на необходимость отнесения мергельной свиты к верхней юре, а в 1932 г. дал схему расчленения этой свиты и характеристику ее подразделений *(699, 701)*. Более подробное описание пород этой свиты опубликовал В. П. Батурин *(64, 68)*. Последовательность пород сверху вниз следующая (см. рис. 5):

а) **Свита Ципори.** Титон и валанжин (?). Темносерые твердые плотные мергели и известняки, часто переходящие в светлосерые разности, более или менее сильно окремненные. Редкие прослои сланцеватых мергелей. Более часто встречаются известняки с псевдоолитовым строением, причем эти разности постепенно переходят в обломочные, микроконгломератовые, песчанистые разности и в грубые конгломераты. Обломочный материал здесь представлен мергелями, сланцами, песчаниками и в редких случаях обломочками эффузивов (порфиритов). Прослои конгломератов с галькой известняков и мергелей, до 10 *см* в диаметре, достигают местами 9 *м* мощности и сосредоточиваются в нижней части свиты Ципори (известняки Думацхо). При этом более грубые материалы встречены только в наиболее северной полосе распространения свиты; к югу величина обломков убывает, а в самой южной зоне, между Млетами и Пасанаури, вся свита становится более глинистой и уже не может быть ясно отграничена от нижележащей мергельной свиты. Кроме проблематических *Chondrites inaequalis* Heer и обломков *Echinodermata*, никаких органических остатков в свите не обнаружено. Принадлежность нижней ее части к титону основывается на присутствии конгломератов, которые рассматриваются как продукты разрушения островов, возникших в результате проявления андийской (предтитонской) орогенической фазы. Верхняя граница карбонатной свиты определяется резким появлением песчано-глинистых терригенных материалов (пасанаурская свита), сказавшимся

[1] На колонке рис. 4 дано другое толкование возраста свит. *(Ред.)*

также и на Северном Кавказе в готеривское время. Из всей мощности свиты Ципори в 500 *м* к титону можно отнести условно 250 *м*.

b) **Касарская свита** представлена темными, часто листоватыми мергелистыми сланцами, насыщенными распыленным сернистым железом. Возможно, что отчасти черная окраска пород здесь связана с некоторым количеством распыленного углистого вещества. Условно возраст свиты считается кимериджем. Мощность 100 *м*.

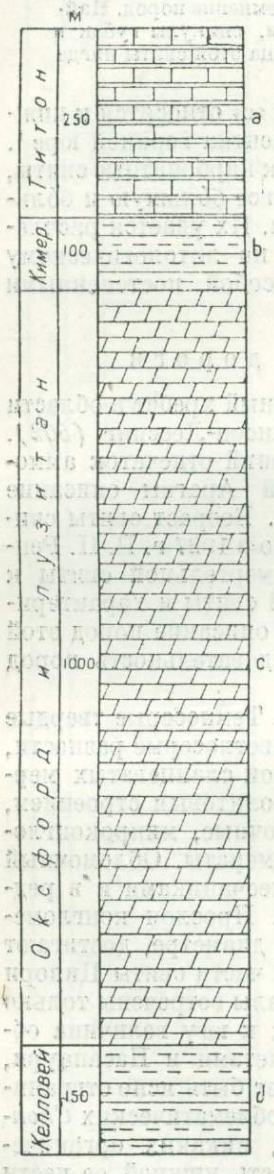


Рис. 5. Верхняя юра. Район Военно-Грузинской дороги.

c) **Свита Бахани** состоит из довольно плотных, обычно сланцеватых мергелей темносерого цвета. Реже наблюдаются прослои и целые пачки известняков. При выветривании мергели с поверхности покрываются белесоватыми пленками. Местами встречаются прослои песчанистого известняка, особенно в нижних горизонтах свиты. В других местах нижние горизонты мергельной свиты замещаются мощной пачкой слоистых известняков, напоминающих известняки Ципори. Для мергельной свиты характерны остатки следующих проблематических организмов: *Chondrites alpestris* Heer, *Ch. inaequalis* Heer, *Gyrochorte vermicularis* Heer, *Gyr. comosa* Heer, *Helmintoida appendiculata* Heer. Однако они еще ничего не говорят о возрасте свиты Бахани, которой опять-таки условно приписывается возраст в пределах оксфордского и лузитанского ярусов. Мощность от 800 до 1000 *м*.

d) **Млетская свита.** Черные глинистые, слабо известковистые сланцы, марающие руки вследствие насыщения распыленным сернистым железом и углистым веществом. Тонкое чередование сланцев и известковистых песчаников, при толщине прослойков в 1—2 *см* и менее. Редкие прослои серого плотного мергеля. Свита мягкая, легко сминающаяся при тектонических воздействиях и быстро выветривающаяся. Отпечатки проблематических организмов: *Chondrites bollensis* Heer и *Helminthopsis magna* Heer. Так как рассматриваемая свита книзу постепенно переходит в толщу глинистых сланцев и песчаников с *Posidonia* (бусарчильская свита), которая относится к средней юре, то млетскую свиту можно рассматривать как аналог келловея. Мощность 150 *м*.

Итак, в наиболее типичном и полном развитии флишевая фация верхней юры в районе Военно-Грузинской дороги представляется в виде серии по преимуществу карбонатных пород мощностью до 1300—1500 *м*. Она подстилается и покрывается еще более мощными толщами песчаноглинистых терригенных отложений лейаса-доггера и нижнего мела. Такое чередование фаций является характерным для Кавказского мезозойского бассейна. Это один из важнейших аргументов в пользу верхнеюрского возраста известняково-мергельной серии.

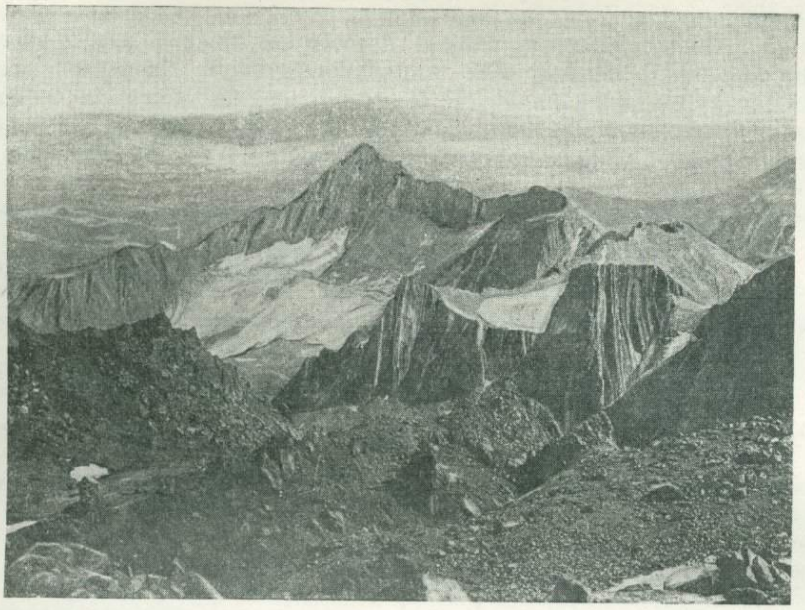


Фото 1. Главный хребет в районе Крестового перевала. Верхнеюрский флиш.

Фото Н. С. Симонова.

Фото 2. Верховье р. Гудомакарской Арагвы. Юрский флиш и моренные террасы у сел. Думацхо.

Фото В. П. Ренгартена.

Ввиду отсутствия характерной фауны, расчленение толщи производится на основании литологических признаков. Синхронизация таких горизонтов для разных местностей бывает затруднительна.

Так, например, в параллелизации свит района Военно-Грузинской дороги с подразделениями схем И. Г. Кузнецова, О. С. Вялова и Л. А. Варданянца *(143)* для Юго-Осетии еще не достигнуто полного соглашения. Вероятным представляется такое сопоставление:

Ярусы	Военно-Грузинский район	Мощность, м	Юго-Осетия	Мощность, м
Баррем и готерив	Пасанаурская свита, сланцы и песчаники		Свита Геске, сланцы и песчаники	
Валанжин	Свита Ципори, мергели и известняки	500	Светлая мергельная свита.	250
Титон			Известняки Эдиси	100
Кимеридж	Касарская свита, черные мергели	100	Черная мергельная свита .	500
Лузитан и оксфорд	Свита Бахани, мергели и известняки	1000	Нижняя известняковая свита.	1000
Келловей	Млетская свита, черные известковистые сланцы и песчаники	150		
Доггер	Бусарчильская свита, сланцы и песчаники . .	1000		

С другой стороны, факты, добытые участниками Кавказской Комплексной экспедиции Академии наук в 1940 г., говорят о том, что правильнее сопоставлять нижнюю известняковую свиту Юго-Осетии с титонской свитой Ципори, а верхние три карбонатные свиты считать нижнемеловыми, переходными к терригенной толще Геске. Последние вовсе не выступают в районе Военно-Грузинской дороги, где контакт между свитами Ципори и пасанаурской тектонический.

Северная Кахетия

Полоса развития флишевых карбонатных отложений верхней юры, достигающая в районе Военно-Грузинской дороги ширины от 12 до 15 *км*, по направлению к Верхней Алазани постепенно суживается и далее на

восток образует лишь узкую гряду возвышенностей, окаймляющих с севера продольную Алазанскую депрессию. В хребтах Тахти-гори, Чуриставис-гори, Дид-шара, Самебис-сери (Енисели), Концхе и пр. эти отложения были изучены в 1926 г. В. С. Закоморным, отчет которого помещен в книге А. Н. Канделаки *(361)*, и позднее Н. Б. Вассоевичем *(163)*. Здесь можно отличить две свиты сверху вниз:

a) Енисельская свита Н. Б. Вассоевича, которую он параллелизует с титон-валанжинской свитой Ципори, сложена темными, слоистыми, частично доломитизированными и окварцованными известняками, принадлежащими к типам оолитовых и псевдоолитовых. Нередки также песчанистые известняки, переходящие в мелкие конгломераты из обломков известняков и сланцев. Отмечены обломки *Echinodermata*, *Brachiopoda* и *Foraminifera*. Мощность более 350 *м*.

b) Свита р. Болиа состоит из мергельных сланцев, тонкопереслаивающихся с известковистыми песчаниками. Реже наблюдаются неизвестковистые сланцы. В. С. Закоморный отмечает еще почти черный цвет мергелей и сделанные им находки растительных остатков, которые он считает возможным сблизить с пермской *Callipteris strigosa* Z e i l l. Всего вероятнее, что здесь речь идет о проблематиках или фукоидных типа *Chondrites*. Свита р. Болиа сходна с млетской. Мощность не указана.

Если авторы правы в своих указаниях на последовательность свит, то енисельская известняковая свита должна будет фациально замещать не одну только свиту Ципори, но и нижележащие свиты — касарскую и Бахани, или же мы должны будем допустить, что аналоги свиты Ципори здесь трансгрессивно налегают прямо на млетскую свиту. Во всяком случае, по присутствию песчаных и грубых обломочных материалов, енисельская свита ближе всего похожа на свиту Ципори в северной полосе ее развития (известняки Думацхо).

От Белокан до Куткашена

Верхнеюрская карбонатная свита в районе Белокан и Ели-су была впервые выделена К. Н. Паффенгольцем *(651, 655)*. Более ранние упоминания о ней у Ф. Гаврилова и С. Симоновича *(223, 747)* были неясными. Более подробное описание этих отложений мы находим в работах В. В. Вебера *(197а, 199, 202)*. Этот исследователь установил непрерывное распространение полосы верхнеюрских отложений от Белокан до района Куткашена. На этом протяжении она от подножия южного склона Главного хребта поднимается к перевалу в верховьях р. Дашагиль и затем снова спускается к р. Бум-чай. Кроме того, обнаружена более южная полоса верхней юры, выступающая отдельными островами у подошвы гор между сс. Кахи и Варташеном. В. В. Вебер не расчленяет своей свиты «С», аналогичной свитам Бахании Ципори В. П. Ренгартена. Автор отмечает, что в составе свиты «С» имеется чередование слоев плотных известняков, мергелей, органогенно-обломочных известняков и песчанистых известняков. Реже встречаются прослои глинистого сланца, песчаника и конгломерата. Общая окраска пород оливково-бурая, оливково-зеленая, светло-серая и реже красноватая. Обломочно-органогенные и оолитовые известняки преобладают в верхней части свиты (аналоги титонско-валанжинской свиты Ципори?). В восточной части района В. В. Вебер отмечает в основании карбонатной свиты горизонт, более богатый сланцами и песчаниками (аналоги млетской свиты?).

Из органических остатков автор упоминает обломки пелеципод, мшанок, иглокожих, губок, кораллов и фораминиферы. Мощность свиты от 1000 до 2000 *м*.

Следует отметить, что в южной полосе верхнеюрской свиты В. В. Вебер, кроме известково-мергельных пород, указывает на присутствие линз массивных брекчиевидных известняков дибрарского типа. Не есть ли это переход от флишевых фаций верхней юры к нормальным морским фациям?

Юго-восточная оконечность Кавказа

О том же переходе фаций говорят еще выходы верхней юры в более восточном районе. Мы можем установить, что неритические зоогенные фации окаймляли флишевую зону полукольцом.

На южном эскарпе Шах-дага, по данным К. И. Богдановича *(130, 132)* и В. П. Ренгартена *(707, 708)*, под известняками нижнего мела залегает еще значительная толща известняков и доломитов, которая в нижней своей части состоит из известняковых брекчий, часто окрашенных в красные тона. В разных горизонтах этой свиты была найдена титонская фауна: *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *Phaneroptyxis staszyci* Zeuschn., *Natica prophetica* Zitt., *Hinnites* sp., *Lima latelunata* Roem., *Diceras* cf. *beyrichi* Boehm, *Isastrea* sp. ind.

Некоторые формы в коллекции К. И. Богдановича говорят, правда, и о более глубоких горизонтах верхней юры. Повидимому, они происходят из обломков разнообразных известняков, составляющих брекчиевые горизонты в титоне. Эти соотношения надо понимать так, что в течение всей верхней юры здесь отлагались известняки с фауной. Они были уничтожены размыванием при титонской трансгрессии и дали обломочный материал для брекчий.

Подобные явления попеременного отложения и размыва были широко распространены и в последующие эпохи нижнего и верхнего мела в районе, который охватывает и северный склон Главного хребта от Шах-дага до Беш-бармака и его юго-восточное окончание (побережье Каспия, массив Дибрара) и его южный склон в районе Шемахи и Куткашена. В различных стратиграфических горизонтах встречаются слои конгломератов и брекчий из обломков известняков с фауной то нижнего мела *(118, 1024)*, то титона, то лузитана.

Так, по сборам В. Д. Голубятникова *(244)*, из утесов титонских (?) брекчий Беш-бармак и Сары-таш здесь оказались, по описанию В. Ф. Пчелинцева *(685)*, лузитанские формы: *Pleurotomaria* aff. *guiraudi* Lor., *Pl. orion* d'Orb., *Neritopsis cottaldi* d'Orb., *Polyptyxis nodosa* Volz, *Lima* cf. *cypris* Lor., *L. semiornata* Etall., *Camptonectes virdunensis* Buv., *Spondylopecten moreanus* Buv., *Sp.* cf. *erinaceus* Buv., *Sp. giganteus* Pčel., *Chlamys viminea* Sow., *Chl. caucasica* Pčel., *Litophaga caucasica* Pčel., *Isoarca globosa* Pčel., *Mactromya terekensis* Pčel. etc.

Кахетинско-Душетская зона

Область распространения экзотических глыб верхнеюрских известняков не ограничивается юго-восточным окончанием Кавказа. В виде ясно выраженной полосы она протягивается вдоль южного склона Кавказа через всю Кахетию, Душетский район и Юго-Осетию вплоть до Дзирульского поднятия, где та же зоогенная фация верхней юры и нижнего мела известна уже in situ. Каковы бы ни были горизонтальные перемещения этих глыб под влиянием тектонических и эрозионных процессов, можно смело утверждать, что первоначальное распространение зоогенной фации верхней юры должно было выражаться зоной, огибавшей с юга и с востока область накопления флишевых осадков того же возраста.

Глыбы известняков и целые толщи известняковых брекчий встречаются среди отложений верхнего мела, эоцена и даже плиоцена, начиная от района Красных Колодцев по всему Кахетинскому хребту, в районе Тионет, Жинвани, Душети, по Ксану и Лиахве до Джавы. Фауна, собранная в этих глыбах в Красных Колодцах Н. А. Кудрявцевым, содержит, по определениям В. Ф. Пчелинцева *(682)*, следующие титонские виды: *Nerita transversa* S e e b. var. *minor* L o r., *Pileolus oosteri* P č e l., *Nerinea zeuschneri* P e t e r s, *Polyptyxis lorioli* Z i t t., *Cryptoplocus consobrinus* Z i t t., *Itieria rugifera* Z i t t., *Phaneroptyxis staszyci* Z e u s c h n., *Ph. renevieri* L o r., *Petersia granulosa* G e m m., *Lima alternicosta* B u v., L. aff. *kayseri* B o e h m. Несколько иного состава, но также титонская фауна собрана Н. Б. Вассоевичем в Западной Кахетии в долине Иоры (определения В. Ф. Пчелинцева, *682)*: *Ditremaria suevica* Q u e n s t., *Trochostoma mastoidum* E t a l l., *Nerinea kakhetica* P č e l., *Lima* cf. *strambergensis* B o e h m, *Camptonectes* cf. *tithonius* G e m m. et B l a s i, *Spondylopecten aequatus* Q u e n s t., *Sp. cordiformis* G e m m. et B l a s i, *Exogyra bruntrutana* T h u r m., *Mytilus (Aulacomya) pretiosus* P č e l., *Lithophaga* aff. *beneckei* B o e h m, *Parallelodon (Beushausenia) catalaunicum* L o r., *Diceras scutum* B o e h m. Наконец, в Душетском районе, по сборам В. П. Ренгартена *(699)*, В. Ф. Пчелинцевым *(682)* определена такая титонская фауна: *Scurria oxyconus* Z i t t., *Helcion* sp. ind., *Fissurella* sp. ind., *Gymnocerithium* sp. n., *Lima difficilis* P č e l., *Camptonectes tithonius* G e m m. et B l a s i, *Chlamys portlandica* C o t t., *Chl. strambergensis* R e m e s, *Chl.* cf. *acrorysa* G e m m. et B l a s i, *Aequipecten nebrodensis* G e m m. et B l a s i, *Spondylopecten aequatus* Q u e n s t., *Alectryonia moravica* B o e h m, *Pachymytilus* sp. n. ex gr. *petasus* d'O r b., *Litophaga vieta* L o r., *Praeconia nuculaeformis* P č e l., *Isocardia* sp. ind. ex gr. *letteroni* L o r. etc.

Совершенно неожиданной явилась находка Н. Б. Вассоевичем верхнеюрских отложений в Центральной Кахетии, уже не в виде брекчий, а в сплошных выходах. На левом берегу р. Иоры-Сатибе, в очень сложных тектонических условиях по фронтальной линии надвигов аллохтонных серий была обнаружена небольшая чешуя очень мягких светлосерых мергелей с богатой аммонитовой фауной нижнего оксфорда.

Н. С. Воронец определила в коллекции Н. Б. Вассоевича следующие формы: *Sowerbyceras tortisulcatum* d'O r b., *Phylloceras* sp. ex gr. *P. heterophyllum* S o w., *Lytoceras* sp., *Oppelia flexuosa* v. B u c h., *Reineckia* sp. ex gr. *R. pseudomutabilis* L o r., *Euaspidoceras perarmatum* S o w., *Perisphinctes* sp. ex gr. *P. achilles* d'Orb.

Отсутствие метаморфизма в этих мягких оксфордских мергелях говорит о происхождении их не из зоны Главного хребта, а из субстрата Куринской пологоскладчатой зоны.

Юрские отложения Западного Закавказья

Настоящий обзор юры Западного Закавказья обнимает область южного склона Главного Кавказского хребта на протяжении от западной границы Абхазии до Сурамского водораздельного возвышения. При этом область Верхней Рачи, где имеется наиболее полная серия верхнеюрских осадков, описывается отдельно в обзоре смежных областей Закавказья. К югу от Рионской долины юрские отложения в Западном Закавказье, как известно, отсутствуют.

В стратиграфическом отношении преобладающее развитие в Западном Закавказье имеют лейас и доггер; верхняя юра еще очень мало диференцирована в Абхазии, а в остальной части Западного Закавказья представлена преимущественно титонскими осадками под неокомом и в областях развития последнего.

Географическое распространение юры в Западном Закавказье охватывает громадную область южного склона Кавказского хребта, доходящую на севере почти до главного его водораздела. Южная граница развития юры вместе с меловыми осадками почти отвечает и южной границе горной области на всем протяжении Абхазии, Мингрелии и Имеретии. Также велико участие юрских отложений и в построении орографии южного склона.

В обзоре стратиграфии юры необходимо последовать некоторому зональному разделению южного склона Кавказского хребта, основанному как на крупном региональном различии фаций, так и на различном тектоническом положении отдельных областей развития юры. Предупреждая дальнейшие выводы, можно пока схематически отметить, что в пределах южного склона в Западном Закавказье следует выделить три области, в которых стратиграфический и фациальный типы развития юры являются неодинаковыми.

Одна область, ограничиваемая на западе р. Псоу на Черноморском побережье, обнимает значительную часть Абхазии, горную Мингрелию, бо́льшую часть Верхней и Нижней Сванетии, Лечхум и Имеретию и существенно характеризуется тем, что основная сланцевая фация лейаса Главного Кавказского хребта сменяется, повидимому согласно, мощной вулканогенной серией байоса, с развитием выше морских и местами прибре́жных угленосных осадков батского яруса. Вышеследующие члены верхней юры, недостаточно еще выделенные в Абхазии, в Западной Грузии исчерпываются трансгрессивными титонскими осадками.

Другую значительную область развития юры составляет так называемая флишевая зона южного склона Кавказского хребта. Эта зона простирается от Верхней Сванетии через верховья Цхенис-цхали и Верхний Рион, далее через Юго-Осетию в верховьях Б. Лиахвы и еще восточнее через верховья Ксана, Арагвы, Иоры и Алазани. Она характеризуется развитием выше лейаса Главного Кавказского хребта мощной флишевой серии, обнимающей доггер, верхнюю юру и нижний мел. Резкая противоположность в фациях этой флишевой зоны и упомянутой зоны Западного Закавказья позволяет считать, что контакт этих зон от Юго-Осетии и до Верхней Сванетии имеет тектонический характер. Флишевая зона, описываемая как целое отдельно, в данном очерке не рассматривается.

В третью область развития юры в Западном Закавказье входят выходы юрских отложений по периферии Дзирульского кристаллического массива, представляющего поверхностную часть Рионской кристаллической плиты.

Последняя составляет особую тектоническую зону в Западном Закавказье.

В изучении юры Западного Закавказья далеко еще не достигнуто необходимое стратиграфическое обоснование: в главных комплексах юры — в отложениях лейаса — фауна чрезвычайно редка и вовсе отсутствует в вулканогенной серии доггера; осадки верхней юры, за немногими исключениями, бедны ископаемой фауной. Степень геологической изученности юры Западного Закавказья, вообще недостаточная, является и весьма неодинаковой в различных его частях. Главными работами, содержащими

данные по юре Западного Закавказья, являются: для горной Абхазии — Л. К. Конюшевского *(423)* и для смежной к западу области — В. Н. Робинсона *(714)*, для области между рр. Кодором и Ингуром — Г. П. Агалина (1929—1930)[1], для Ткварчельского района и левобережья р. Ингура — В. В. Мокринского *(607, 608)*, для горной Мингрелии, Лечхума и Имеретии вплоть до Сурамского района — Б. Ф. Мефферта *(559, 569, 571)*[2]. Старые работы Г. Абиха *(899)*, Э. Фавра *(953)*, С. Симоновича и А. Сорокина *(743, 745, 755, 781)* и частью Э. Фурнье *(954)* требуют значительных изменений в стратиграфических представлениях. Работа М. Неймайра и В. Улига *(976)* о лейасе Сурамского района имеет и современное значение. Некоторые другие работы указываются ниже при изложении.

Лейас (нижняя юра). Весьма мощный комплекс сланцевых отложений, развитых в высокогорной области южного склона в Западном Закавказье, по современным геологическим представлениям, относится к лейасу, как это первоначально и предполагалось Абихом. Эта же сланцевая серия имеет обширное распространение и в других областях Центрального Кавказа. В состав ее входят как нормальные сланцевые осадки, так и сравнительно сильно метаморфизованные слоистые породы (аспидные и другие сланцы), именовавшиеся «основными сланцами Главного Кавказского хребта». Эти последние, начиная с исследований E. Favre (1875), на основании некоторых проблематических остатков относились к палеозою, к которому причислялась и значительная часть толщи нижнеюрских сланцевых отложений. Чрезвычайно редкие и в ряде случаев палеонтологически мало достоверные находки органических остатков в этой общей сланцевой серии Главного Кавказского хребта обусловливали до последнего времени неопределенность в толковании стратиграфического положения и возраста этой сланцевой серии. Сводка этих геологических представлений и их оценка даны в современной (1927) работе И. Г. Кузнецова *(458)*, что кратко здесь не может быть изложено. Согласно последней, совершенно определенные палеонтологические данные (в Балкарии и других местах Кавказа) обязывают к отнесению «основных» (аспидных) сланцев Центрального Кавказа к нижней юре, что действительно и для нормальных, неизмененных пород этой же общей серии, а различия между теми и другими вызваны некоторым метаморфизмом первых, обусловленным их тектоническим положением. В частности, для Западного Закавказья в области Верхней Сванетии эти возрастные основания даны исследованиями Г. Мерцбахера *(973)*, при которых в аспидных сланцах на склонах хребта Ляйла были найдены остатки *Pentacrinus (Extracrinus) laevisutus* Pompeckу, указывающие на средний лейас.

Учитывая всю совокупность данных, заключающихся в названной работе И. Г. Кузнецова для лейаса других областей Центрального Кавказа, следует признать, что фациально тождественная сланцевая серия в высокогорной области Западного Закавказья с наибольшей вероятностью относится также к лейасу. Этим не исключается возможность нахождения в этой области и палеозойских отложений, что подтверждено открытием Г. П. Агалиным (1930) в бассейне Секена и Ненскрыры каменноугольных

[1] Неопубликованные сведения, сообщенные для настоящего очерка.

[2] В этом перечне не указаны новейшие работы грузинских геологов, которые заключают много новых и существенных данных: И. Кахадзе, «Байосские аммониты Западной Грузии» (Бюллетень Геологического института Грузии, т. II, вып. 2, 1936, стр. 65—199, 8 табл.); А. Г. Лалиев. Проблема юрской нефти на южном склоне Кавказа (Нефт. хоз., 1936, т. XVIII, № 12, стр. 52—60) (*Ред.*).

слоистых известняков с фауной кораллов *Rugosa* (*Lithostrotion*, по Н. Н. Яковлеву). По данным Г. П. Агалина, эти отложения карбона простираются далее к Ингура и по хребту Ляйла, имея тектонические контакты с лейасом Верхней Сванетии. Вследствие этого низы лейаса в Сванетии пока не могут быть стратиграфически установлены. Присутствие среднего лейаса, как выше указано, подтверждается положительными данными. Верхний лейас в рассматриваемой области Западного Закавказья устанавливается стратиграфически по отношению к вышележащей вулканогенной серии.

Литологический тип лейасовых отложений от Абхазии и до Верхнего Риона отличается известным постоянством. В основе фация лейаса выражается глинистыми сланцами и подчиненными им песчаниками и в этом отношении совершенно сходна с лейасом северного склона Кавказского хребта, где имеется полный разрез лейасовых осадков, налегающих на палеозойские отложения или древние кристаллические породы. На южном склоне хребта в Западном Закавказье полный разрез лейаса, возможно, отсутствует по региональным тектоническим причинам, вследствие надвига кристаллического ядра Главного хребта на лейас на всем протяжении от высокогорной Абхазии до Верхней Сванетии. К этой тектонической зоне и принадлежат преимущественно метаморфизованные породы лейаса — аспидные (глинистые) сланцы с подчиненными кварцитами (песчаниками). В остальной зоне неизмененных пород лейаса намечается только некоторая стратиграфическая последовательность в виде преобладания мощных глинистых и песчано-глинистых сланцев в более нижней толще лейаса и большего развития песчаников, при тонком переслаивании их с темными глинистыми сланцами, в верхнем лейасе.

Самый краткий обзор регионального распространения лейаса в Западном Закавказье представляется следующим. В бассейне Мзымты (Красная Поляна), по данным В. Н. Робинсона, развита мощная (2000 *м*) серия глинистых темных сланцев с подчиненным горизонтом песчаников; в аспидных сланцах найдена *Cardinia*. Эта форма вместе с *Arietites* и др. присутствует, по указаниям В. Н. Робинсона, в нижних горизонтах лейаса на северном склоне Кавказского хребта, возраст которых определяется как верхи нижнего лейаса. Юго-восточнее эти лейасовые отложения продолжаются в верховьях Мзымты и сравнительно узкой полосой следуют к Санчарскому перевалу вдоль надвига Главного хребта и далее в направлении продольной долины верховьев Бзыби в сторону Марухского перевала. Южнее, в верховьях Гумисты, по данным Л. К. Конюшевского, находится обширная область развития глинистых сланцев и слюдистых песчаников, не метаморфизованных и, вероятно, принадлежащих к верхнему лейасу. Указанные этим же автором, согласно прежним толкованиям, палеозойские сланцы в полосе от горы Уламба к верховьям Амтхели также более вероятно считать лейасовыми.

Суженная полоса развития сланцев лейаса продолжается в направлении громадной продольной долины Чхалты вплоть до Кодора. И. В. Мушкетовым *(615)* впервые установлен основной разрыв по контакту этой полосы лейаса и кристаллического массива Главного хребта. Сланцы и песчаники лейаса, по данным Л. К. Конюшевского, развиты по Кодору от района Латы до впадения Секена, а в бассейне последнего распространены черные аспидные сланцы, вероятно также лейасового возраста. Восточнее по рр. Секену, Ненскрыре и Ингуру полоса развития лейаса расширяется до 15—20 *км*, и лейас, по наблюдениям Г. П. Агалина, преимущественно представлен неизмененными сланцами и песчаниками.

Далее эта же серия лейасовых отложений занимает громадную область Верхней и Нижней Сванетии в бассейне Ингура и Цхенис-цхали. Данные по лейасу Сванетии чрезвычайно скудны; известно о развитии в этой области темных метаморфизованных сланцев в тонкослоистой песчано-глинистой фации. По наблюдениям Б. Ф. Мефферта, в области верховьев Хопи и Техури, по Хеледуле и Цхенис-цхали исключительное развитие имеет весьма мощная толща темносерых глинистых сланцев, переслаивающихся с мелкозернистыми слюдистыми песчаниками. Последние нередко содержат измельченный и обугленный растительный детритус и обладают волноприбойными знаками, что свидетельствует о неглубоководной фации этих отложений, стратиграфически наиболее отвечающих верхнему лейасу. Эти последние отложения простираются восточнее в область Верхнего Риона между Сори и Они и тектонически заканчиваются в этом районе. Северо-восточной границей распространения лейаса является тектонический контакт с флишевой зоной верхней юры и нижнего мела от Верхней Сванетии (Бечо — Местия) до Юго-Осетии (Джоджора). Лейас выступает также из-под вулканогенной серии доггера в бассейне Верхней Квирилы.

Вследствие весьма интенсивной складчатости, а также по недостаточной изученности, мощность лейаса на южном склоне пока не установлена; вероятно, она определяется в несколько тысяч метров. Общий фациальный характер лейасовых осадков не указывает на их глубоководность, отложения же верхнего лейаса совершенно приближаются к мелководным. Их громадная мощность и региональное развитие на пространстве всего Центрального Кавказа свидетельствуют о геосинклинальном опускании Кавказской области в нижнеюрское время. Орогенические движения в лейасе южного склона Кавказского хребта до сих пор не были констатированы [1].

Лейас по периферии Дзирульского кристаллического массива выступает местами из-под вулканогенной серии байоса или из-под осадков меловых трансгрессий в бассейне Квирилы и Дзирулы. В районе Шроша и несколько западнее на гранитах названного массива расположена толща в несколько десятков метров мощности порфиритовых туфов неопределенного возраста и над последними свита (50—60 *м*) весьма грубозернистых кварцевых песчаников, которым подчинены местные пласты бурого угля и прослои огнеупорных глин. Эта фация континентальных отложений, образованных размыванием гранитного субстрата, представляет базальные слои вышележащей известняковой толщи среднего лейаса. Распространение этой фации кварцевых песчаников ограниченное, и в других местах выходов среднелейасовых известняков восточнее и севернее последние непосредственно залегают на кристаллических породах, отмечая этим среднелейасовую трансгрессию.

Эти известняки представлены красными и зеленоватыми слоистыми породами, местами они метаморфизованы в пятнистые мраморы (Сакафия, Чартали) и служат предметом разработки. У Кацхи (южнее Чиатури) и на Дзируле они впервые установлены Г. Абихом, отнесшим их к оксфорду. Фауна этих известняков была обработана M. Neumayr и V. Uhlig *(976)* и содержит следующие формы, указывающие на средний лейас:

---

[1] Сделанный Б. Ф. Меффертом обзор лейасовых отложений высокогорных частей Абхазии, Сванетии и Рачи является дополнением к описанию этих отложений в вышепомещенной статье В. П. Ренгартена, где проведена параллелизация их с соответствующими отложениями всей зоны южного склона Главного хребта. *(Ред.)*

Дзирула — *Belemnites* sp. ind., *Phylloceras zetes* d'Orb., *Ph.* cf. *ultramontanum* Zitt., *Ph.* cf. *mimantense* d'Orb., *Ph. imereticum* Neum., *Lytoceras* sp. ind., *Aegoceras* sp. ind., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Rhynchonella* cf. *variabilis* Schl., *Rh. quinqueplicata* Zitt., *Spiriferina rostrata* Schl., *Pentacrinus basaltiformis* Mill., *Acrochordocrinus amalthei* Qu.; Кацхи — *Pecten* sp. ind., *Terebratula punctata* Sow., *Waldheimia subnumismalis* Dav., *Rhynchonella quinqueplicata* Zitt., *Spiriferina* sp. ind. *(Sp. obtusa* Opp.?), *Spiriferina* sp. ind. (ex gr. *Sp. alpina* Opp.?), *Pentacrinus basaltiformis* Mill.

Среднелейасовые известняки залегают на поверхности кристаллического основания с очень пологим падением, отвечающим моноклинальному положению частей Рионской кристаллической плиты. Распространение этих известняков, достигающих мощности 30—40 *м*, ограничивается районами Кацхи, протяжением от Мартотубани к Шроша и далее вверх по Дзируле к Убиса и около Сакасрия. Южное крыло среднелейасовых известняков выступает между ст. Марелиси и Молита Сурамской железнодорожной линии; известны они также по восточной периферии Дзирульского гранитного массива. В более южных областях Западного Закавказья лейас не известен.

Указанная фация среднего лейаса приурочена только к Рионско-Дзирульской подзоне и повсеместно покрывается туфами вулканогенной серии верхнего лейаса и байоса. Трактовка этих стратиграфических отношений в среднем лейасе и в восходящем разрезе до неокома, в статье J. Wilser *(1018)*, сопровождаемая ссылками на труд Э. Фурнье, представляется необоснованной и расходящейся с фактическими данными. Неправильности стратиграфических толкований Э. Фурнье разобраны в статье Б. Ф. Мефферта о юрских отложениях Имеретии *(571)*.

Байосский ярус. Отложения средней юры в Западном Закавказье в наибольшем их развитии представлены вулканогенной серией пород, преимущественно принадлежащей байосу и лишь в нижней своей части эквивалентной верхнему лейасу. Эта серия, мощностью не менее 1,5— 2 *км*, образована как кластическими вулканическими накоплениями — мощными брекчиями различной крупности и грубослоистыми туфами, так и производными туфогенными породами — туфо-песчаниками и туффитовыми сланцами; реже наблюдаются туфо-конгломераты локального распространения, и местами присутствуют одновременные пластовые эффузивы порфиритов. Единство минералогического состава этих пород характеризует весь этот комплекс как производный основной магмы авгитовых порфиритов.

Региональное развитие этой вулканогенной серии на южном склоне Кавказского хребта является огромным. Начиная от верховьев р. Шахе и через бассейн Мзымты, вулканогенная серия байоса занимает значительную область горной Абхазии вплоть до р. Кодора. Восточнее она занимает Панавский хребет и развита к югу от горной группы Ходжала в бассейне Галидзги, простираясь широкой полосой до Ингура. Далее на восток, слагая значительные хребты, эта серия проходит через бассейны верховьев Хопи и Техури вплоть до Цхенис-цхали.

Еще восточнее она слагает водораздельный между Цхенис-цхали и Рионом Рубосдальский хребет и более южной полосой простирается через Верхнюю Рачу и Верхний Рион, занимая также значительную область в бассейне Джоджоры и Верхней Квирилы и заканчиваясь в Юго-Осетии, в верховьях правых притоков Б. Лиахвы. В связи с усложнением

форм тектоники в Имеретии байос выступает к северу от Кутаиси на Рионе и в Окрибе и в сложных тектонических условиях между Мухурой и Верхней Квирилой. Наконец, эта же серия присутствует по южной периферии Дзирульского кристаллического массива.

В прежних геологических представлениях стратиграфическое положение и возраст данной вулканогенной серии являлись запутанными и неправильными. В работах Г. Абиха, Э. Фавра и сотрудников б. Кавказского горного управления эта серия понималась как комплекс излияний мелафиров и диабазов юрского времени. С. Симоновичем ей был приписан возраст кимериджа. Э. Фурнье, допустивший крупные искажения в стратиграфии юры Имеретии и смешивание осадков разного возраста и различной фаунистической характеристики, отнес данную серию к лузитанскому ярусу. Правильное стратиграфическое положение ее устанавливается в работе Б. Ф. Мефферта о юрских отложениях Имеретии.

В области Окрибы и Лечхума в верхней части порфиритовой серии байоса Б. Ф. Мефферт констатированы крупные трудно определимые *Perisphinctes* sp. и *Parkinsonia* cf. *subarietis* W e t z. В зеленых туфогенных сланцах, согласно залегающих на вулканогенной серии и начинающих морскую фацию, определена фауна: *Parkinsonia parkinsoni* S o w. (преобладание), *P. parkinsoni* S o w. var. *pseudoferruginea* N i c o l., *Stephanoceras* cf. *rectelobatum* H a u e r, *Harpoceras* cf. *opalinoides* M a y e r, *Lytoceras* cf. *polyhelictum* B o e t k h., *Phylloceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Posidonomya daghestanica* U h l i g, *P. buchi* R o e m., *P.* cf. *alpina* G r a s и некоторые другие пелециподы в ядрах.

Данные слои отвечают самой верхней зоне байоса, пограничной с батским ярусом. Вулканогенная серия обнимает таким образом весь байос. Принимая во внимание указания И. Г. Кузнецова о нахождении им в низах вулканогенной серии в Верхней Раче *Mytilus gryphoides* Q u e n s t. (=*Inoceramus quenstedti* P č e l.) — формы, свойственной нижнему байосу и верхнему лейасу, следует считать вероятной принадлежность низов вулканогенной серии к верхнему лейасу.

В вышеуказанной громадной области литологический тип вулканогенной серии байоса изменяется лишь в различном соотношении крупно-обломочных брекчий, туфов и слоистых туфогенных пород. Туфоконгломераты констатированы в бассейне Галидзги, покровы порфиритов отмечаются в Абхазии (массив Ходжала и др.).

Данная серия свидетельствует о явной вулканической фазе в байосе Закавказья, региональной не только на южном склоне Кавказского хребта, но и распространенной в южных областях Закавказья (Армения, Азербайджан).

Хотя эта серия байоса еще весьма недостаточно изучена, все имеющиеся данные на южном склоне указывают на согласное соотношение и отсутствие перерыва между байосом и верхним лейасом. В области южной периферии Дзирульского кристаллического массива толща байоса и верхнего лейаса, представленная мощными туфами и туфогенными породами с редкой фауной *Perisphinctes* sp., залегает без углового несогласия на известняках среднего лейаса. Впрочем, возможно, что в Рионско-Дзирульской подзоне имел место перерыв в течение верхнего лейаса.

Батский ярус. Отложения батского яруса не фиксированы в Западном Закавказье определенными палеонтологическими данными и устанавливаются только стратиграфически. По наблюдениям Б. Ф. Мефферта,

в Имеретии (Окриба, Тквибули) над слоями с *Parkinsonia parkinsoni* S o w. залегает свита (до 300 *м* и более мощности) слоистых зеленовато-серых песчаников, переслаивающихся с толщами песчанистых и темных глинистых сланцев; последние особенно развиты в верхней части этой свиты, стратиграфически принадлежащей к нижнему бату. Именно эти осадки были отнесены неправильно С. Симоновичем *(755)* и Э. Фурнье *(954)* к лейасу. Эти отложения занимают значительную часть Тквибульского и Кутаисского районов; в ряде мест им подчинены позднейшие пластовые интрузии основных изверженных пород. Стратиграфически восходящий разрез хорошо наблюдается в Тквибульском районе: над нижнебатской песчанико-сланцевой толщей залегает согласно угленосная свита Тквибульского района, представленная нижними угленосными песчаниками с спорадическими пластами каменного угля, вышележащей мощной (18—20 *м*) угольной залежью Тквибульского месторождения и верхними грубозернистыми кварцевыми песчаниками континентального происхождения, эрозионно срезывающими в ряде мест мощную угольную залежь Тквибули. Эти песчаники, образованные размывом Дзирульского гранитного массива, перекрываются трансгрессивной верхнеюрской толщей. Угленосная свита Тквибули провизорно относится к верхнему бату. Э. Фурнье неправильно отнес ее к байосу (нижний оолит).

При отсутствии фаунистических данных для бата Тквибульского района имеется материал по ископаемой флоре этой прибрежной фации, данный в давнее время H. R. Goeppert *(961)* и в последнее время В. Д. Принадой, который указывает в угленосной толще Тквибули следующие формы *(571)*: *Coniopteris hymenophylloides* (B r o n g n.) var. *caucasica* P r y n., *Klukia exilis* (P h i l l.) R a c i b., *Cladophlebis* sp. cf. *Cl. denticulata* (B r o n g n.), *Taeniopteris* sp., *Ptilophyllum acutifolium* M o r r., *Cycadites rectangularis* B r a u n s, *Ctenis* sp., *Taxites* sp., *Brachyphyllum* sp., *Elatocladus* sp. cf. *E. indica* F e i s t m.

Слои нижнего бата, наилучше представленные в Окрибе, обнажаются также в смежных районах Мухуры и Хреити, вероятно они имеются в бассейне Верхней Квирилы (к северу от Сачхери). Слои батского яруса известны в Верхней Раче и определенно отсутствуют на всем дальнейшем протяжении к западу до Ингура, так как всюду восходящий разрез байоса перекрывается верхнеюрскими (титонскими) осадками. На левобережье Ингура в пределах Маганского угольного месторождения, подчиненного, по данным В. В. Мокринского *(608)*, верхнему байосу, отложения бата не констатированы. В Ткварчельском угленосном районе, по материалам, опубликованным в труде В. В. Мокринского *(608)*, угленосная свита песчаников и различных сланцев с пластами каменного угля пока предположительно относится к батскому ярусу.

В пределах Абхазии, по недостаточной ее изученности, до сих пор не было указано определенных батских отложений. Возможными эквивалентами бата являются песчаники и сланцы с пластами угля по нижнему течению Бзыби в ур. Коджеришш.

По новейшим данным В. В. Мокринского *(1038)*, для этого района Бзыби над вулканогенной серией байоса устанавливается угленосная свита песчаников, предположительно относимая к верхам байоса. Со следами явного размыва она перекрывается конгломератами (30 *м*), в которых, по определению О. Л. Эйнора, констатированы кораллы *Montlivaultia caryophyllata* L a m a u r a u x, *M. sarthacensis* d'O r b., *M. mülleri* K o b y, *M. nummismalis* d'O r b., *M. decipiens* G o l d f., указывающие на

батский возраст. Выше залегают известковистые песчаники, перекрываемые верхнеюрскими осадками.

Растительные остатки из этой угленосной свиты считаются сходными с ископаемой флорой ткварчельской угленосной толщи. Последняя, по сборам В. Н. Вебера, была исследована Seward, указавшим, что по возрасту она отвечает горизонту более низкому, чем нижнеоолитовая флора Англии. В списке форм, указываемых для ткварчельской флоры В. Д. Принада (1928)—*Cladophlebis Roessertii* Presl. sp., *Marattiopsis Münsteri* Goepp., *Thinnefeldia rhomboidalis* Ett., *Cycadites rectangularis* Brauns, *C. Soladini* Zeiller, *Nilssonia gigantea* (Schenk), *Pterophyllum* sp. cf. *P. Braunianum* (Schenk), являются типичными рэт-лейасовыми формами; виды — *Klukia marginata* Pryn., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.), *Coniopteris hymenophyllum* (Brongn.), *Nilssonia mediana* (Leckenby et Bean), *Ptilophyllum acutifolium* Morris., *P. cutchense* Morris, *Podozamites lanceolata* (Lindley et Hutton) принадлежат лейасу и доггеру. *Nilssonia Inauyei* (Yokoyama) не встречается ниже средней юры. Указанный древний облик ткварчельской и тквибульской флоры, как видно, не согласуется с стратиграфическим положением этих слоев выше самого верхнего горизонта байоса с *Parkinsonia*. Необходимы дальнейшие стратиграфические и палеонтологические работы.

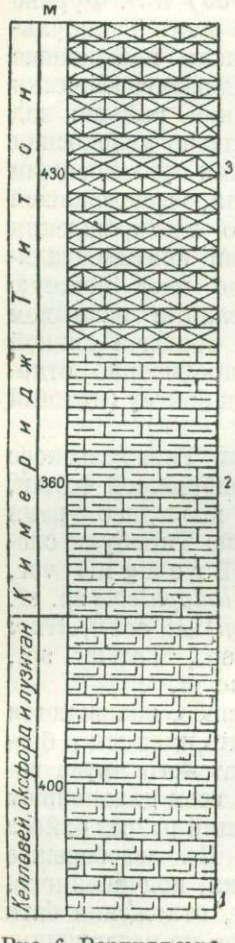


Рис. 6. Верхняя юра. Гагры.

В Западной Абхазии (р. Мзымта) предположительно к бату относится, по В. Н. Робинсону, свита сланцев, без видимого перерыва связанная с верхнеюрскими карбонатными осадками.

По южной периферии Дзирульского кристаллического массива бат не установлен и в большинстве мест, вероятно, отсутствует при сокращенной к тому же мощности байоса, перекрытого трансгрессивно верхнебарремскими слоями.

Верхняя юра. Данные по верхней юре на южном склоне в Западном Закавказье очень скудны. В Западной Абхазии (р. Мзымта), по данным В. Н. Робинсона, предположительно к верхней юре относится свита слоистых известняков, мергелей, известково-глинистых сланцев и отчасти песчаников. В остальной области Абхазии до Гумисты подобные породы ниже неокома также относятся к верхней юре с некоторой условностью. Они рассматриваются при обзоре верхнеюрских отложений зоны южного склона Большого Кавказа как осадки флишевой фации.

Более новыми исследованиями П. И. Желтова в Гагринском районе (рис. 6) устанавливается над туфогенной толщей байоса и бата несогласно залегающая мощная (400 *м*) свита разных кристаллических известняков, относимая названным автором предположительно к келловею, оксфорду и лузитанскому ярусу. Выше идут черные битуминозные известняки и доломитизированные известняки (360 *м*), содержащие формы *Ptygmatis* sp. и причисляемые к кимериджу и над последними брекчиевидные известняки (430 *м*), стратиграфически сопоставляемые с титоном. Эти возрастные

толкования, однако, не могут еще считаться обоснованными. К востоку от Кодора в Самурзакани, Мингрелии, Лечхуме и Имеретии под неокомом Б. Ф. Меффертом выделяется красноцветная свита, трансгрессивно налегающая на отложения средней юры и условно относимая к титону.

В верховьях Дуаба в Восточной Абхазии, по сборам В. Н. Вебера, В. Ф. Пчелинцевым *(680)* определены в доломитовых известняках *Nerinella* sp. ind., *Triptyxis veberi* P č e l., *Triptyxis* n. sp., *Polyptyxis nodosotuberculosa* W e b., *Phaneroptyxis* aff. *multicoronata* Z i t t., *Ph. pseudomoreana* A b i c h, *Ph. veberi* P č e l., *Turritella* sp. ind. Присутствие *Phaneroptyxis* aff. *multicoronata* Z i t t. указывает на вероятность титонского возраста данных слоев.

За исключением Верхней Рачи, представляющей особую зону развития верхней юры, на громадном пространстве южного склона в Западном Закавказье от Верхней Квирилы и до меридиана Сухуми вовсе отсутствуют выходы келловея, оксфорда и лузитанского яруса вследствие того, что на всем этом протяжении трансгрессивные титонские осадки перекрывают отложения бата и байоса. Имеется только для Абхазии указание Л.К. Конюшевского, требующее подтверждения, о нахождении келловея вблизи Ачавчарского перевала.

Указания же Э. Фурнье об оксфорде и лузитанском ярусе в области Окриба в Имеретии являются совершенно ошибочными по вышеуказанной причине.

В Восточной Абхазии, Мингрелии, Лечхуме и Имеретии (за исключением области Дзирульского массива) под известняками неокома присутствует своеобразная фация осадков, с резким и значительным несогласием налегающая на породы доггера. В состав ее входят красные и пестрые глинистые и мергелистые породы, нередко гипсоносные, и песчаники и конгломераты, содержащие обломки пород подстилающего субстрата (обычно байоса) и гальки гранитов. Обе эти фации — лагунная и обломочная — с переменной мощностью соединяются в общей толще красноцветной свиты, обусловливая колебания ее мощности и литологического состава. Ближе к Дзирульскому гранитному массиву почти вся данная толща переходит в сплошные гранитные конгломераты.

Стратиграфическое отношение этой красноцветной толщи к неокомским известнякам указывает на непрерывную и тесную литологическую связь ее с нижними слоями валанжинского яруса, почему отнесение ее к титону является наиболее вероятным. И в лагунной и в обломочной фациях красноцветной свиты не было найдено фауны и только в Верхней Раче И. Г. Кузнецовым *(455)* найдены мелкие *Nerinea* и *Pelecypoda* в известняковых прослоях, подчиненных этой же красноцветной свите. Последняя в Верхней Раче залегает под неокомом и выше палеонтологически охарактеризованных лузитанского и оксфордского ярусов. Отнесение красноцветной свиты в Имеретии С. Симоновичем к оксфорду и Э. Фурнье к лузитанскому ярусу не может быть принято. Мощность красноцветной свиты изменяется от десятков метров до 400 *м* (у подножья Накерала). При нормальных стратиграфических контактах лишь в немногих местах можно констатировать выклинивание красноцветной свиты, а именно в Мингрелии в ущелье Хопи и в Абхазии между Ингуром и Окумом. Во всей остальной области Абхазии титонская красноцветная свита, повидимому, уже замещается известняками того же возраста, и весь разрез верхней юры в Абхазии, представленный в карбонатной фации, весьма отличается от такового же в Западной Грузии.

* * *

Рассмотренная красноцветная свита отмечает титонскую (и более вероятно верхнетитонскую) трансгрессию в Западном Закавказье. Несогласное залегание этих трансгрессивных осадков на нижележащих (преимущественно бата и байоса), доходящее в некоторых областях Имеретии до налегания пологой толщи титона на опрокинутые слои байоса, указывает на значительную предтитонскую орогеническую фазу, очевидно, соответствующую андийской (по E. Argand) или новокиммерийской (по H. Stille) фазе, констатированной и в других областях Кавказа. Поскольку в пределах лейаса и доггера южного склона и в Западном Закавказье не констатировано перерывов и промежуточных движений, андийская фаза является первой фазой дислокаций всего весьма мощного комплекса лейаса и доггера. Тектоника и формы складчатости, являющиеся предметом отдельного описания, в данном случае не рассматриваются. Можно только отметить, что во всей области развития лейаса и в смежной с ней зоне байоса преобладают весьма интенсивно сжатые, крутые, часто изоклинальные и опрокинутые на юг складки. При усилении складчатости юры в последующие орогенические фазы, до плиоценовой включительно, эти дислокации дополняются рядом крупных надвигов в южном направлении, проистекающих из основного передвижения кристаллического массива Центрального Кавказа к югу на складчатую зону юры южного склона. В Дзирульском кристаллическом массиве (Сурамское плато) в залегании среднего лейаса и, выше, байоса отражаются эпейрогенические движения этой поверхностной зоны рионского кристаллического субстрата, который опустился под уровень юрского моря лишь в среднем лейасе и вновь был поднят в верхнелейасовое время, после чего последовало накопление вулканогенной фации байоса. Субстрат был вновь опущен к началу верхнебарремской трансгрессии. Наклонное положение осадков является следствием моноклинального положения части названного кристаллического субстрата.

Вулканические проявления в юре Западного Закавказья связаны с разными фазами и представлены различными петрографическими типами излияний. Они кратко только упоминаются. Вулканическая фаза байоса характеризуется покровными излияниями авгитовых порфиритов и чрезвычайно мощными кластическими вулканическими накоплениями. Байосу и бату, кроме того, подчинены пластовые и секущие интрузии порфиритов и диабазов (Абхазия, Ткварчели, Кутаисский район, верховья Квирилы, Юго-Осетия) послебатских излияний, возможно связанных с андийской орогенической фазой. Пластовые интрузии тешенитов, особенно многочисленные в толще бата Имеретии (Окриба), более вероятно принадлежат миоценовой вулканической фазе, поскольку основательно предположение, что внедрения тешенитовой магмы по времени являются общими с другими частями Закавказья (Ахалцихе, Боржоми, Кахетия). Интрузии кислой магмы — кварцевых порфиров — известны в байосе — бате Ткварчельского района и констатированы Б. Ф. Меффертом в виде пластового внедрения в туфах байоса по р. Дзируле между ст. Шорапань и Дзирула. Может быть, эти излияния одновременны с интрузиями гранитов в Восточной Абхазии явно постмелового времени (верховья р. Зимы, оз. Лахта, р. Коппара) и неоинтрузиями гранодиоритов в бассейне Ингура в Сванетии (среди лейаса) — предположительно третичными. Верхнетретичные излияния базальтовой магмы в некоторых местах прорывают и юрские отложения.

Полезные ископаемые

Из полезных ископаемых, подчиненных юрским отложениям Западного Закавказья, в стратиграфическом порядке можно отметить следующие. В вулканогенной толще байоса в разных районах Имеретии и Лечхума и в Восточной Абхазии имеются местами многочисленные жилы барита, служащие предметом разработки. Генетически они связаны с поствулканическими явлениями юрских излияний.

Отложениям бата подчинены известные крупные месторождения каменного угля: Ткибульское, Ткварчельское и другие, например, Гелатское; верхнему байосу—также Маганское и Бзыбское. В верхней юре—в кимеридже (по П. И. Желтову) — асфальтовые известняки в Гагринском районе и, вероятно, в этих же стратиграфических слоях известняков горы Дзышра в Абхазии — проявления свинцовых руд в сопровождении других полиметаллических руд. Жилы свинцового блеска в туфах байоса известны около сел. Окум в Самурзакани. Титонской красноцветной свите у Худони (левобережье Ингура) подчинены пластовые штоки ангидрита.

Общие гидрогеологические условия в области развития юрских отложений в Западном Закавказье, представляющем сильно расчлененную горную страну, определяются чрезвычайным развитием диаклазов в дислоцированных толщах лейаса и вулканогенной серии байоса и громадным дренированием этой области. Названные мощные комплексы вообще не содержат стратиграфических водоносных горизонтов. В области развития верхнеюрских известняков и еще более нижнемеловых в соответствующих условиях — проявления карста и аккумуляция подземных вод.

* * *

Из вышеизложенного очевидны дальнейшие задачи изучения юры Западного Закавказья. Крайне мало изучен лейас и особенно в области Сванетии. Очень недостаточно обоснование батских отложений, и весьма необходимы исследования по стратиграфии верхней юры и преимущественно в Абхазии. Угленосность в средней юре является вполне уже выясненной. Область развития вулканогенной серии байоса заслуживает внимания для поисков, как область возможных баритовых месторождений.

Верхнеюрские отложения Верхней Рачи

Между зоной южного склона Главного хребта и так называемой Рионской плитой (Рионско-Дзирульской подзоной) выделяется сложно построенная зона, образованная юрскими, меловыми и третичными отложениями[1].

В Верхней Раче рядом продольных разрывов она расчленяется на отдельные подзоны, каждая из которых характеризуется своей стратиграфической колонкой. В двух северных подзонах и только в них развиты верхнеюрские отложения, причем и по фациям и по отношению к более древним отложениям они в каждой из подзон отличаются между собой. В южной, для которой И. Г. Кузнецовым предложено название «подзона Корта», имеется полный или почти полный разрез от келловея до титона включительно, а в северной, которую можно назвать Рачинско-Сванской, верхнеюрские отложения представлены только титоном.

Рассмотрим сначала подстилающие породы. В основании обнаженных в подзоне Корта отложений залегает порфиритовая серия, которая выступает

[1] В. П. Ренгартен описывает ее в тектоническом очерке настоящего тома, как Абхазско-Рачинскую подзону. *(Ред.)*

лишь местами. Фауны здесь в ней не обнаружено. В главной своей части она относится к лейасу, и только, быть может, самые верхние ее части имеют байосский возраст. Выше залегает свита зеленоватых глинистых сланцев или аргиллитов, в нижней своей части содержащая пачки песчаника с признаками угленосности. В аргиллитах и сланцах и в подчиненных им конкрециях глинистого сидерита имеется фауна, указывающая на присутствие здесь байосского и батского ярусов средней юры. Частично определенная отсюда В. Ф. Пчелинцевым (пластинчатожаберные и брюхоногие), Д. В. Дробышевым (аммониты) и Г. Я. Крымгольцем (белемниты) фауна представлена следующими формами: *Graphoceras* aff. *v-scriptum* Buckm., *Sonnininae*, близкие к *Dorsetensia* Buckm., *Stepheoceras linguiferum* d'Orb., *Hibolites semihastatus* Bl., *Proceritiidae* gen. et sp. ind., *Trochus biarmatus* Münst., *Astarte* sp., *Posidonia buchi* Roem. (встречается во всей свите), *Plicatula* aff. *ampla* d'Orb., *Pl. polyptycha* Desl., *Variamusium personatum* Ziet. Восходящий разрез верхней юры представлен следующими горизонтами (см. рис. 7).

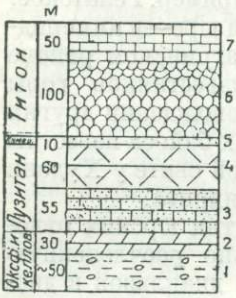


Рис. 7. Верхняя юра. Зона Корта.

Нижний келловей. В самых верхних слоях упомянутой выше свиты, литологически неотличимых от подстилающих слоев с приведенной фауной, изобилуют, кроме *Posidonia buchi* Roem., очень мелкие, с тонкой скорлупой пластинчатожаберные и встречаются аммониты, из которых С. И. Ильиным определен *Macrocephalites subtumidus* Waag., ограниченный в своем распространении келловеем и нижним оксфордом; там же, по предварительному определению П. К. Чихачева, имеется *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. Так как выше залегают слои с богатой фауной келловея (за исключением самой нижней зоны) и оксфорда, то надо признать, что свита зеленых сланцев включает в себя нижние горизонты келловея.

Келловей — оксфорд. В западной части подзоны Корта, у сел. Цеси, по данным А. И. Джанелидзе *(950, 951)*, келловей подстилается не свитой зеленых сланцев средней юры, а порфиритовой серией, на которую он налегает трансгрессивно. При этом собранная здесь фауна указывает на присутствие и самых нижних горизонтов келловея (зона *M. macrocephalus*). Следует, однако, отметить, что у Цеси обнаженность исключительно плохая; фауна собрана А. И. Джанелидзе, главным образом, не в коренных выходах; оплывины, оползни, делювий и выносы боковых ручьев затрудняют в этой местности составление разреза; не исключена также и возможность тектонических нарушений характера разрывов, осложняющих задачу выяснения соотношения свит.

По данным автора настоящего очерка, под келловеем у Цеси залегает вышеупомянутая свита зеленых аргиллитов, подстилаемая, в свою очередь, свитой темносерых песчанистых глин. Последняя имеет мощность в несколько сот метров и содержит в нижних своих горизонтах хорошо сохранившуюся флору: *Sagenopteris* sp., *Anomozamites* cf. *inconstans* Goepp., *Ptilophyllum angustifolium* Morr., *Phoenicopsis* sp., *Thinfeldia* sp. nov. ex. gr. *T. speciosa* Ett., *Brachyphyllum* sp. ind., *Taxites cessiensis* sp. n. В основании этих отложений на порфиритовой серии залегает пачка известковистых песчаников, переходящая в конгломераты и содержащая морскую фауну, среди которой В. Ф. Пчелинцевым определен *Ino-*

ceramus quenstedti Pčel. Эта форма указывается иногда из отложений байоса, но обычно характеризует ааленский ярус.

Из окрестностей сел. Цеси А. И. Джанелидзе приводит следующий список фауны:

Plantae.

Coelenterata: Montlivaultia.

Echinodermata: Cidaris sp.

Vermes: Serpula limax Gldf., *S.* sp. aff. *limax* Gldf. (var?), *S.* sp.

Bryozoa: Berenicea diluviana Lamour.

Lamellibranchiata: Gervillia aviculoides Sow., *Perna mytiloides* Lam., *Pteroperna* sp., *Avicula struckmanni* de Lor., *Lima* cf. *complanata* Laube, *Lima semicircularis* Münst., *Pecten (Entolium) spathulus*, *P. (Entolium) vitreus* Sow., *Pecten (Aequipecten)* cf. *fibrosus* Sow., *Ostrea* sp., *Mytilus (Septifer) pectinatus* Sow., *M. (Septifer) asper* Sow., *Modiola tulipea* Lam., *Cucullaea* sp., *Trigonia bronni* Ag., *Tr. lycetti* Big., *Tr.* sp. ex aff. *signata* Ag., *Astarte episcopalis* de Lor., *Ceromya calloviensis* Kas., *Homomya* n. sp., *Arcomya caucasica* Kas., *Pholadomya subexaltata* Kas., *Pholadomya canaliculata* (Roem.) Moesch., *Ph.* sp. ex aff. *angulata* Ag.

Scaphopoda: Laevidentalium sp.

Gastropoda: Ptygmatis colchidaensis Pčel., *Trochacteonina espercyensis* d'Arch., *Neritopsis baugieriana* d'Orb., *Natica* sp., *Trichotropis* sp., *Jurassiphorus* sp.

Cephalopoda: Belemnites sp., *Nautilus* sp., *Phylloceras kunthi* Neum., *Ph. empedoclis* Gemm., *Ph. tsessiense* Djan., *Ph.* sp. aff. *euphyllum* Neum., *Ph. friderici-augusti* Pomp., *Sowerbiceras* sp. n. (?), *Lytoceras adeloides* Kud., *Lissoceras minimum* Djan., *Perisphinctes orionoides* Djan., *P. tsessiensis* Djan. (=*caucasicus* Djan.), *P. prorsocostatus* Siem., *P.* cf. *poculus* Leck., *P. radschaensis* Djan., *P. pseudopatina* Par. et Bon., *P.* cf. *funatus* Opp., *Reineckia* sp. ind., *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.) Waag., *M. macrocephalus* var. *madagascariensis* Lem., *M. macrocephalus* var. *compressa* Quenst., *M.* aff. *macrocephalus* Waag., *M. tumidus* Rein., *M.* cf. *rotundus* Quenst., *M. caucasicus* Djan., *M.* cf. *polyphemus* Noetl. (non Waag.), *M. subcompressus* Waag., *M. colchicus* Djan., *M.* sp. aff. *subtrapecinus* Waag., *M. rionensis* Djan., *Cadoceras modiolare* (Luid.) d'Orb.

К востоку же от Цеси в ряде обнажений и особенно у сс. Зварети, Кристиси, Хиркониси, Корта и Цхмори над зеленоватыми глинами хорошо наблюдается пачка в 20—30 *м* мощностью темносерых (желтоватых при выветривании) мергелей, чередующихся с песчанистыми и глинистыми известняками. Породы эти переполнены фауной; преобладают аммониты и пластинчатожаберные, реже встречаются белемниты, брахиоподы, морские ежи, морские лилии, попадаются окремнелые, иногда слабо обуглившиеся обломки древесных стволов и стеблей. Из обширных сборов И. Г. Кузнецова В. Ф. Пчелинцевым *(681)* обработаны пластинчатожаберные; им дан следующий список: *Oxytoma inaequivalve* Sow., *Posidonia buchi* Roem., *P.* aff. *daghestanica* Uhlig, *Pinna mitis* Phill., *Gervillia (Eusigervillia) aviculoides* Sow., *Perna* aff. *mytiloides* Lam., *P. calloviensis* Pčel., *Lima subrigidula* Schlippe, *Mantellum duplicatum* Sow., *Limatula subhelvetica* Kas., *Ctenostreon pectiniforme* Schloth., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Entolium (Syncyclonema) ivanovi* Pčel, *Camptonectes lens* Sow., *Chlamys* sp. ind., *Plicatula peticlerci* Roll., *Liostrea* aff. *sandalina* Goldf., *Arctostrea eruca*

D e f r., *Exogyra* sp. ind., *Gryphaea dilatata* S o w., *Gr. colchidaensis* P č e l., *Gr.* aff. *balli* S t e f., *Modiola imbricata* S o w., *Pharomytilus sowerbyi* d'O r b., *Parallelodon* aff. *elogatum* S o w., *P. (Grammatodon)* sp. ind. ex gr. *concinnum* P h i l l., *Navicula* (?) sp. ind., *Trigonia (Lyriodon)* sp. ind., *Coelastarte incerta* P č e l., *C. colchidaensis* P č e l., *Pseudotrapezium (Rollieria) lauberi* R o l l., *Lucina balkhanensis* P č e l., *L.* sp. ind. ex gr. *bellona* d'O r b., *Protocardia borissjaki* P č e l., *Pleuromya balkhanensis* P č e l., *Arcomya* aff. *caucasica* K a s., *Pholadomya murchisoni* S o w., *Ph.* cf. *exaltata* A g a s s., *Thracia rionensis* P č e l., *Th. trigonata* P č e l., *Pleurotomaria millepunctata* D e s l., *Natica calypso* d'O r b., *N.* aff. *zetes* d'O r b., *Pseudomelania* aff. *hedonia* d'O r b., *Spinigera* cf. *nitida* H e b. et D e s l.

В. Ф. Пчелинцев указывает, что вся эта фауна в общей своей массе является келловейской, но, кроме того, здесь же встречаются также формы, более характерные для оксфорда: *Perna* aff. *mytiloides* L a m., *Gryphaea dilatata* S o w., *Pleurotomaria millepunctata* D e s l.

Из тех же слоев района Корта и Хиркониси А. И. Джанелидзе *(950)* приводит следующую фауну:

L a m e l l i b r a n c h i a t a: *Avicula (Oxytoma) inaequivalvis* S o w., *Gervillia aviculoides* S o w., *G. siliqua* D e s h., *G.* cf. *roederi* L o r., *Perna* aff. *mytiloides* L a m., *Lima caucasica* N e u m. et U h l., *L.* cf. *notata* G o l d f., *L. strambergensis* d'O r b., *L.* sp. ex aff. *impressa* M o r. et L y c., *L. (Ctenostreon) proboscidea* S o w., *Entolium demissum* (P h i l l.) G o l d f., *E. vitreum* R o e m., *E. cingulatum* G o l d f., *Aequipecten fibrosus* S o w., *A. subinaequicostatus* K a s. (non S o w.), *Ostrea* cf. *ogerieni* de L o r., *Alectryonia costata* S o w., *Myoconcha* aff. *rathieri* d'O r b., *Modiola gibbosa* S o w., *M. perplicata* T h. et E t., *M. jurensis* M e r., *Trigonia monilifera* A g., *T. fischeri* B i g., *Astarte episcopalis* de L o r., *Pleuromya* sp. div., *Homomya* sp. div., *Arcomya semirobusta* D e s h. sp., *Pholadomya paucicosta* R o e m., *Ph. murchisoni* (S o w.) R e g., *Ph. lineata* (G o l d f.) M o e s c h.

C e p h a l o p o d a: *Belemnites* sp., *Phylloceras isomorphum* G e m m., *Ph. subobtusum* K u d., *Ph. manfredi* O p p., *Ph. plicatum* N e u m., *Ph. empedoclis* G e m m., *Ph. korthense* D j a n., *Ph. mediterraneum* N e u m. var. *rionense* (D j a n.), *Ph. viator* d'O r b. sp., *Ph. pseudoviator* D j a n., *Ph. (Sowerbyceras) tietzei* T i l l. var. n. ? (D j a n.), *Ph. (Sowerbyceras)* aff. *subtortisulcatum* P o m p., *Lytoceras* sp. aff. *polyanchomenon* G e m m., *L. rex* W a a g., *Lunuloceras* cf. *metomphalum* B o n., *L.* cf. *dynastes* (W a a g.) S p a t h, *Subbonarellia spathi* D j a n., *Distichoceras bipartitum* Z i e t., *Perisphinctes* sp. aff. *aberrans* W a a g., *Quenstedticeras henrici* R. D o u v. var. *praelamberti* R. D o u w., *Qu. lamberti* S o w. sp., *Aspidoceras* aff. *babeauanum* d'O r b., *A. hirsutum* B a y l e.

Приведенная фауна аммонитов позволила А. И. Джанелидзе сделать заключение, что в слоях Корта—Хиркониси не представлен только нижний келловей (зона *Macrocephalites macrocephalus*), тогда как остальные ярусы келловея, повидимому, начиная с зоны *R. anceps*, и оксфорд, имеют здесь развитие.

Лузитанский ярус. а) Над слоями с фауной келловея и оксфорда залегают синевато-серые рыхлые глинистые песчаники с прослоями известняков. У сел. Корта здесь даже преобладают слоистые известняки, играющие в других выходах (Хиркониси, Цхмори) подчиненную роль. Мощность этих отложений достигает 55 *м*. В нижних горизонтах этой свиты содержатся в небольшом количестве остатки ежей, главным

образом их иглы. По определению Г. Ф. Вебер, здесь имеются *Paracidaris florigemma* Phill., *Rhabdocidaris orbignyi* Des., *Diplocidaris gigantea* Ag., *Plagiocidaris elegans* Goldf. По заключению Г. Ф. Вебер, эти формы характерны для лузитанских отложений, точнее для ораксского подъяруса или для низов секвана Крыма.

б) Выше залегают сначала грубослоистые, затем, главным образом, массивные известняки, бедные фауной, а над ними ясно слоистые водорослевые известняки. Последние характеризуются тем, что состоят из округлых телец, иногда слегка сплюснутых, концентрически-зонального строения до 1—2 *см* в поперечнике. При выветривании эти шарики часто отделяются и образуют галькообразные скопления. Общая мощность этой свиты около 60 *м*. Фауной эти отложения бедны. Чаще всего здесь встречаются кораллы из группы *Millepora*, попадаются брюхоногие и плохой сохранности пластинчатожаберные.

Возраст свиты определяется как секванский. В. Ф. Пчелинцевым определены отсюда: *Lima tumida* Roem., *Aequipecten* sp. ind. ex gr. *fibrosus* Sow., *Exogyra bruntrutana* Thurm., *Astarte nummus* Sow., *As. sequana* Contej., *Opis* aff. *blauenensis* Lor., *Turbo globatus* Buv., *Pseudomelania* sp. ind., *Nerinella planiuscula* Cossm., *N. turritella* Voltz, *Polyptyxis glabra* Pčel., *Exelissa* aff. *ursicina* Lor.

Лузитанские отложения обнажаются у сел. Джойсубани, Хиркониси, Корта, Цхмори.

Кимериджский ярус. На лузитанских известняках залегают местами известковистые песчаники, мергели или рыхлые глинистые микроконгломератовидные известняки. Мощность этих отложений достигает нескольких метров, местами сходит на-нет.

Собранная незначительная фауна недостаточна для определения возраста. По предварительному заключению В. Ф. Пчелинцева, здесь мы имеем дело с верхами лузитанского или с низами кимериджского ярусов. Лучшие разрезы этого горизонта имеются близ сел. Хиркониси.

Титонский ярус. Отложения титона представлены в Онийском районе Грузии и в Юго-Осетии в двух фациях — в глинисто-песчано-конгломератовой и в известняковой. В подзоне Корта намечается постепенный переход между этими фациями по направлению с запада на восток, тогда как к северу от подзоны Корта титон представлен исключительно в известняковой фации.

Глинисто-песчано-конгломератовые отложения титона слагают так называемую красноцветную или пестроцветную свиту, описанную Б. Ф. Меффертом в более западных районах Западной Грузии. Эта свита представляет перемежаемость преимущественно красных и реже зеленоватых глин, красных песчаников и конгломератов. Очень редко, но все же встречаются в ней прослои серых плотных, иногда глинистых известняков. В ряде мест красноцветной свите, точнее нижним ее горизонтам, подчинены линзы и пласты зернистого гипса — алебастра белого и розового цвета. Мощность их достигает иногда нескольких метров.

В составе конгломератов красноцветной свиты резко преобладают породы порфиритовой серии. Так как в подзоне Корта порфиритовая серия покрыта среднеюрскими глинистыми сланцами и верхнеюрскими карбонатными осадками, а еще севернее титон представлен известняками, то можно заключить, что размывание порфиритовой серии в титонское время происходило на юге, откуда и приносились гальки слагающих ее пород.

Мощность красноцветной свиты непостоянна, в среднем она достигает нескольких сот (до 200—300) метров.

Известняки, отмеченные в виде отдельных пластов в красноцветной свите в районе сел. Схиери близ гор. Они, приобретают далее к востоку значительное развитие. Уже по берегам речки у сел. Баджихеви известняки с пластами гипса преобладают над красными глинами и песчаниками, а далее к востоку по правому склону рчк. Чиролис-цхали обнажаются лишь отрывочно красноцветные породы, перекрытые слоистыми известняками с редкими тонкими прослоями красных и зеленоватых глин. Видимая мощность известняков 40—60 *м*; отсутствие фауны не позволяет доказать их титонский возраст, о котором можно говорить лишь с большой долей вероятности. В подзоне Корта на титонской красноцветной толще залегает трансгрессивно олигоцен и только у сел. Бари — остатки нижнемеловых известняков. Возможно, что к нижнему же мелу относится часть известняков на Чиролис-цхали. Южнее же в Рачинской синклинали красноцветная свита, налегая непосредственно на порфиритовую серию, прикрывается всюду нижнемеловыми известняками, самые нижние горизонты которых, по данным Б. Ф. Мефферта, содержат признаки фауны валанжинского возраста.

Возраст красноцветной свиты определяется ее стратиграфическим положением: она кверху сменяется валанжинскими известняками, являясь, как это видно в зоне Корта, во всяком случае моложе лузитанских (секванских) известняков. Однако не во всех своих частях и не во всех районах она является в общем одновременной. В зоне Корта в нижних, хотя и не самых нижних горизонтах свиты, в зеленоватых мергелях была найдена фауна, обильная по количеству экземпляров, но бедная в видовом отношении и неважной сохранности (у сс. Хиркониси и Корта). В. Ф. Пчелинцев определил отсюда *Astarte* aff. *scalaria* R o e m., *Aptyxis* aff. *pseudoexcavata* L o r., *Exelissa* sp. ind. Эта фауна может быть как в кимеридже, так и в титоне и недостаточна для более точного определения возраста.

Известняковая фация титонских отложений развита в Верхней Раче и смежной части Юго-Осетии, главным образом по долине р. Джоджори от сел. Цедиси до оз. Эрцо, и далее на восток отрывочно до р. Лиахвы. Совершенно отрывочные выходы таких же условно к титону относимых пород встречены на водоразделе между левыми притоками Риона — рр. Гарулой и Гомрулой вблизи сел. Гому, затем на левом склоне р. Сакауры между сел. Хидишлеби Сакао и оз. Сакао-тба (по А. В. Пейве, это чешуи эоцена. *Ред.)* и, наконец, на водоразделе между р. Сакаурой и Лухумис-цхали на вершине Ква-цихе. Всюду упомянутые выходы приходятся вдоль надвига, ограничивающего с юга флишевые осадки.

Наиболее полные разрезы наблюдаются в самых крупных выходах в районе сел. Цедиси-Часавали, где интересующие нас породы сохранились в синклинальной складке около 4 *км* ширины.

Известняки налегают трансгрессивно и несогласно на порфиритовую серию верхнего лейаса. Непосредственного контакта ни в одном случае не удалось наблюдать, но все же на задернованных, не превышающих 3—5 *м*, промежутках вдоль контакта отсутствуют какие бы то ни было признаки красноцветной толщи. Встречающиеся здесь гальки порфиритов и туфов, если они происходят не из туфоконгломератов порфиритовой серии, могут указывать на присутствие конгломератов в основании известняков.

На ту же серию налегают известняки Ква-цихе и Сакао. На водоразделе между Гомрулой и Гарулой известняки подстилаются свитой глинистых сланцев с фауной верхнего лейаса.

У сел. Цедиси в Цианирской синклинали известняки могут быть расчленены на две свиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя не обнаруживает

слоистости, часто сложена известняковыми брекчиями. Среди брекчий встречаются и тонкослоистые породы в виде пачек, не прослеживающихся сколько-нибудь по падению и простиранию. Возможно, что это крупные глыбы, подчиненные неслоистой свите брекчий. Фауной эта свита бедна, встречаются кораллы и гидроиды. Некоторые горизонты содержат детритус пелецицод. Иногда известняки богаты члениками криноидей. В навалах встречены неопределимые обломки аммонитов. Мощность свиты массивных и брекчиевых известняков может быть оценена примерно в 100 *м*.

Верхняя свита сложена более или менее яснослоистыми плотными или мелкокристаллическими известняками, также бедными фауной. Только в одном обнажении удалось собрать сравнительно приличной сохранности окаменелости — пелециподы, брахиоподы и гастроподы. По заключению В. Ф. Пчелинцева, фауна имеет титонский облик, но еще не достаточна для определенного выяснения вопроса о возрасте известняков.

Известняки верхней свиты сменяются незаметно такими же нижнемеловыми породами, в свою очередь перекрываемыми верхним мелом.

В известняках Сакао также обнаружена фауна пелецицод и брахиопод (теребратулы, ринхонеллы), а на вершине Ква-цихе—кораллы и криноидеи. Известняки Ква-цихе частью рассланцованы. В нижних своих горизонтах они содержат прослои глинистых сланцев. Трансгрессивное залегание рассматриваемых известняков, их стратиграфическое положение (под нижним мелом) и облик фауны — все указывает на их титонский возраст [1].

Нижне- и среднеюрские отложения Восточного Закавказья

Процессы вулканизма на территории Восточного Закавказья проявились наиболее ярко и полно в юрский период. Из дальнейшего рассмотрения разрезов нижней и средней юры будет видно, что вулканическая деятельность почти не прерывалась за указанное время, хотя были участки, где шло временами накопление нормальных осадков морской фации; таким образом вулканический цикл составляет неотъемлемую часть цикла осадочного.

Ниже дается краткое описание разрезов нижней (?) и средней юры Восточного Закавказья, начиная с запада от Аллавердского района.

Аллавердский район

Юрские отложения в вулканогенной фации были впервые для Закавказья, и для Аллавердского района в частности, открыты К. Редлихом *(988)*, а за ним Н. И. Лебедевым *(489)*, произведшим съемку пятиверстного масштаба всей Сомхетии. Более детально закартировал район рудника в 1924 и 1925 гг. В. Г. Грушевой *(272)*; юрскую фауну, им собранную, обработал В. Ф. Пчелинцев *(684)*.

Сводный разрез юрской вулканогенной толщи района Аллавердского рудника, по данным В. Г. Грушевого, следующий (снизу вверх) (рис. 8):

1. Толща эпидотизированных порфиритов, обнажающихся в нижнем течении р. Ляльвар; видимая мощность . . . . . около 200 *м*
2. Толща туфобрекчий (нижняя); местами среди них имеются выходы порфиритов, условия залегания которых не всегда ясны (части потоков, жерла бывших источников извержения и т. п.). Туфобрекчии местами имеют ясную грубую слоистость с пологим падением на запад и северо-запад. В верхних горизонтах туфобрекчии содержат значительное количество вулканических бомб порфиритовой лавы и кверху постепенно делаются все более мелкозернистыми и ясно наслоенными . . . около 150 »
3. Туфы серого и фиолетового цвета, часто сильно известковистые около 20—30 *м*.

[1] Наблюдения А. В. Пейве в 1940 г. не подтвердили этого заключения. *(Ред.)*

В нижних горизонтах фиолетового известковистого туфа найдена довольно обильная фауна, среди которой В. Ф. Пчелинцевым *(684)* определены нижеследующие формы, указывающие, по его заключению, на верхи байосского яруса: *Dicroloma allaverdensis* P č e l., *Pleurotomaria palaemon* d'O r b., *Pernomytilus latus* P č e l., *Isoarca capulaeformis* P č e l., *Neritopsis* cf. *bajocensis* d'O r b., *Limea scabrella* T e r q. et J o u r d y. Определенные И. Е. Худяевым аммониты—*Parkinsonia* cf. *parkinsoni* S o w., *P.* cf. *doneziana* B o r i s s., *Garantia garanti* S o w., *Perisphinctes martinsi* d'O r b., *Stephanoceras* cf. *linguiferum* d'O r b. — тоже указывают на верхний байос.

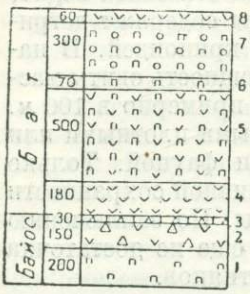


Рис. 8. Нижняя и средняя юра. Аллаверды.

В некотором противоречии с приведенными определениями стоят определения Г. Ф. Вебер ежей и лилий из тех же нижних слоев, которые все составляют примерно один стратиграфический горизонт. Определены следующие формы: иглы ежей *Plegiocidaris meriani* G a u t h. и *Pl. mattheyi* D r e s., чашечки и стебли лилий *Balanocrinus pentagonalis* G o l d f., *B.* sp. и чашечки *Phyllocrinus cardinauxi* O o s t. и *Eugeniacrinus caryophyllatus* G o l d f., кроме того из морских ежей вид, близкий к *Pseudodiadema* sp. и *Hyboclypeus hiberrulus* A g. (?) Все эти формы (кроме последней), согласно Г. Ф. Вебер, обычно встречаются в оксфорде, последняя же характерна для бата и келловея.

Из средних горизонтов (толща 3) В. Ф. Пчелинцевым названы только два рода, ближе неопределимые: *Posidonia* sp. ind. и *Pholadomya* sp. ind.

4. Выше залегает толща туфо-осадочных пород значительной мощности. Эта туффитовая свита состоит из часто чередующихся слоев грубо- и тонкозернистых кварцево-аркозовых песчаников с значительным участием туфовых элементов. В этих туфоосадочных породах, особенно в подстилающем их фиолетовом известковистом туфе, встречаются фауна и растительные остатки, указывающие на бат. Мощность. . . около 180 *м*

Аммониты, найденные в низах туфоосадочной толщи, отнесены Е. И. Худяевым к родам *Cosmoceras* sp. ind., *C.* cf. *michalskii* B o r i s s. и *Perisphinctes* sp., т. е. эти слои относятся, повидимому, уже к нижнему бату. Из верхних горизонтов В. Ф. Пчелинцевым определены *Pleurotomaria serpentina* S i e b., *Trigonia (Lyriodon)* sp. ind., *Natica zetes* d'O r b., *Gervillia acuta* S o w., *Pinna buchi* K. D., *Pecten (Aequipecten)* ex gr. *fibrosus* S o w., *P. (Chlamys) lotharingicus* B r., P. *(Chlamys) meriani* G r e p p., *Lima conrathi* R e d l., *Ctenostreon pectiniforme* S c h l o t h., *Ostrea sandalina* G o l d f., *Alectryonia marschi* S o w., *Anisocardia tenera* S o w., *Plesiocyprina* sp. n. ex gr. *cordiformis* D e s h., *P.* cf. *bathonica* d'O r b., *Cucullaea clathrata* Z e c k., *Macrodon minchinhamptonensis* R o l l., *Lucina bellona* d'O r b., *Opis* sp. ind. Два вида пелеципод в приведенном списке фауны верхних горизонтов являются келловейскими формами, так же как и один морской еж оттуда же из рода *Collyrites* (по определению Г. Ф. Вебер). Однако, на основании совокупности форм приведенного списка, В. Ф. Пчелинцев *(684)* относит верхние горизонты туфопесчаников к батскому ярусу.

Фото 3. Хребет Муров-даг. Вулканогенная нижняя юра и каровое озеро.
Фото К. Н. Паффенгольца.

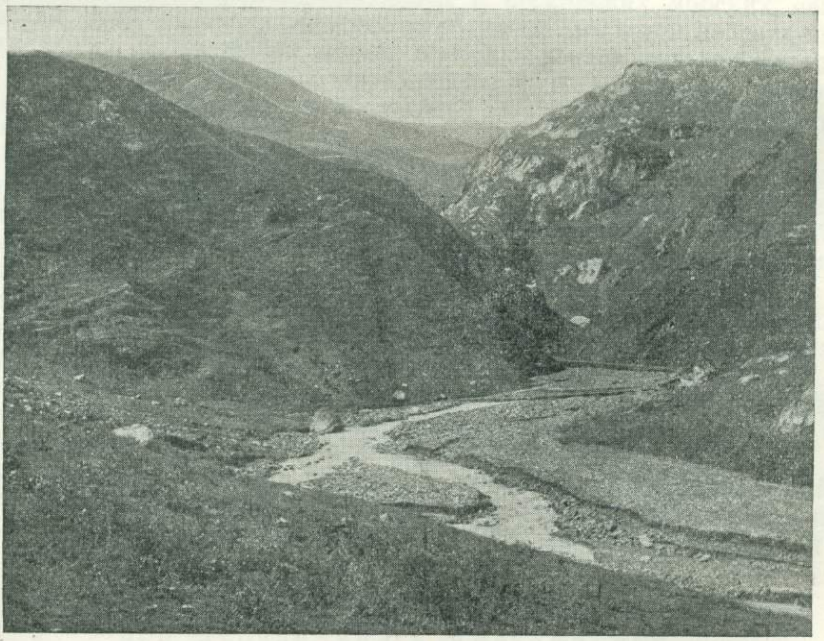


Фото 4. Бассейн р. Тертера. Вулканогенный турон в долине р. Лев-чай.
Фото К. Н. Паффенгольца.

5. Выше, по юго-восточным склонам горы Ляльвар обнажается мощная толща вулканических брекчий, местами конгломератов, агломератовых туфов и порфиритов; эта толща заключает прослои более мелкозернистых туфов и плотных туффитов с морской фауной и чередуется с потоками и пластовыми интрузиями порфиритовых лав. Мощность . . . . . от 400 до 500 *м*
6. На этой толще в форме покрова залегает поток авгитового порфирита; в краевых частях он переходит в характерную лавовую брекчию около 50—70 »
7. Выше юго-восточный склон горы Ляльвар сложен преимущественно зелеными, частью мандельштейновыми порфиритами, покрытыми местами потоками кварцевых альбитофиров (дацитовых порфиритов). Мощность толщи зеленых порфиритов . . . . . около 300 »
8. Над зелеными порфиритами и альбитофирами на абсолютной высоте около 1900 *м* выходит мощный пласт плотного сливного окварцованного темно-фиолетового туффита, на котором лежит толща грубого конгломерата из галек и глыб порфиритов и ясно расслоенных туфов с прослоями туфо-осадочных пород. Эти туфоосадочные слои образуют уступ, прослеживаемый на несколько сот метров по горизонтали. Мощность . . . . . до 60 »
9. Выше идут плотные окварцованные (иногда совершенно яшмовидные) светлые туфы (или туффиты), местами прорванные альбитофирами. . до 70 »
10. Далее вверх, вплоть до вершины горы Ляльвар (2562 *м*) залегают более основные темные лабрадоровые порфириты. Видимая мощность указанной толщи порфиритов . . . . . около 550 »

Мощность всего вышеуказанного разреза (свиты 1—10) . . . . . около 2000 »

Вышеописанный разрез, характеризуя всю среднеюрскую толщу в целом, отнюдь не выдерживается по простиранию; порфириты могут сменяться туфобрекчиями, последние туффитами и т. д. Но в целом подобный характер имеет вся вулканическая юра Малого Кавказа.

Собранная В. Г. Грушевым фауна говорит за среднеюрский возраст (байос и бат) всех встреченных в районе туфовых и туфоосадочных пород. Собранная фауна состоит из аммонитов, белемнитов, пластинчатожаберных, нескольких гастропод, брахиопод и нескольких морских ежей и криноидей; преобладают пластинчатожаберные, аммониты и брахиоподы.

Определены более полно только пластинчатожаберные и брюхоногие В. Ф. Пчелинцевым, аммониты просмотрены П. К. Чихачевым, несколько экземпляров определено И. Е. Худяевым, ежи и криноидеи просмотрены и частично определены Г. Ф. Вебер.

По вопросу о возрасте извержений В. Г. Грушевой полагает, что нижние порфириты и туфобрекчии, подстилающие байосский туф и всю вышележащую осадочную толщу, относятся ко времени нижнего байоса. Такое заключение вполне согласуется с трактовкой разрезов юры соседних к востоку районов, исследованных К. Н. Паффенгольцем.

Возраст порфиритов и туфобрекчий, покрывающих туфово-песчаниковую серию пород, точно не может быть установлен на основании имеющегося до сего времени фактического материала.

Нижняя часть толщи может еще относиться к верхам бата; изверженные же породы, слагающие вершину горы Ляльвар, В. Г. Грушевой считает возможным относить к третичному времени.

Надо указать, что к юго-западу от Аллавердского района, в районе сел. Кариндж и Марц, по правую сторону р. Дебеда-чай, на вулканогенную толщу средней юры трансгредирует средний эоцен в вулканогенной же фации.

Район междуречья среднего и нижнего течения рек Дебеда-чай и Акстафа-чай

В соседнем к востоко-юго-востоку от сел. Аллаверды районе, по правую сторону р. Дебеда-чай, вышеописанная среднеюрская вулканогенная толща имеет исключительное развитие. В тектоническом отношении она

слагает громадную пологую антиклиналь, осложненную в своде рядом второстепенных мелких складок.

Вследствие падения оси антиклинали на северо-запад и тектонических нарушений по южному крылу ее, по левую сторону р. Акстафа-чай наблюдается разрез пород, подлежащих вышеуказанной среднеюрской толще.

В упомянутом районе по левому склону р. Акстафа-чай на участке Иджеван—Джар-хач наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Толща порфиритов, туфобрекчий и частью туфогенных пород; видимая мощность свыше 400 *м*. Местами в основании видимого разреза этой толщи наблюдаются маломощные пачки кварцевых порфиров и порфиритов. В самых верхах толщи, непосредственно под покрывающей ее толщей кварцевых порфиритов, в одном пункте была встречена довольно мощная (свыше 15 *м*), но быстро выклинивающаяся пачка мраморизованных известняков (фауны не найдено). Наличие известняков свидетельствует о том, что все породы указанной толщи отлагались все же в морском бассейне эпиконтинентального типа. Нижнеюрский возраст описанной толщи, вследствие ненахождения фауны, обосновывается ниже по стратиграфическим соотношениям.
2. На вышеописанную вулканогенную толщу налегает, без видимого углового несогласия, мощная (около 500 *м*) свита кварцевых порфиров. Породы эти, весьма характерные по своему внешнему облику, нередко обладают довольно правильной столбчатой отдельностью и по своему стратиграфическому положению вполне соответствуют кварцевым порфирам основания средней юры Кировабадского района *(654)*.
3. На кварцевые порфиры налегает трансгрессивно с небольшим угловым несогласием новая вулканогенная толща, представленная в основании порфиритами, туфобрекчиями и туфогенными породами. Кверху она местами переходит в нормальные песчаники и сланцы верхов средней юры. Эта толща по простиранию к западо-северо-западу соответствует вышеописанной среднеюрской вулканогенной толще Аллавердского района, и возраст ее сомнений вызвать не может. Следует указать, что и в этой толще, как и в подлежащей кварцевым порфирам, встречаются местами небольшие пачки кварцевых порфиритов и порфиров, но все же отличных от первых. В средних частях толщи была найдена фауна среднеюрского облика (*Pecten* sp., *Cyprina* sp., *Astarte* sp., *Posidonomya* sp., *Terebratula* sp., *Modiola* sp. и др.), к сожалению, не обработанная.

Для определения возраста вулканогенной толщи, подлежащей кварцевым порфирам, можно привести следующие стратиграфические соотношения.

По наблюдениям в Кировабадском районе, можно было лишь утверждать, что вулканогенная толща, подлежащая кварцевым порфирам, древнее средней юры. Доказать же фаунистически существование в Закавказье лейаса в вулканогенной фации долгое время не удавалось. Лишь в последние годы К. Е. Габуния, J. Wilser *(1018)* и И. Г. Кузнецов *(459)* установили фаунистически среднелейасовый возраст вулканогенной толщи в Дзирульском районе ССР Грузии, впрочем еще ранее намеченный определениями Neumayr и Uhlig *(976)*. И. Г. Кузнецов приводит следующий разрез (снизу вверх) для отложений лейаса, трансгрессивно перекрывающего палеозойские красные граниты:

a) Грубые конгломератовидные аркозовые песчаники.
b) Свита пестроцветных (серых, зеленоватых и красновато-лиловых) глинистых сланцев.
c) Порфиритовые туфы с покровами порфиритов и с прослоями туфогенных песчаников и сланцев.

Среди этих туфов, по р. Дзируле в районе сел. Шроша и восточнее, а также по р. Лопанис-цхали в районе между сс. Лопани и Гвиргина, залегают красные известняки, содержащие фауну среднего лейаса.

Таким образом факт существования лейаса в вулканогенной фации может считаться установленным.

Каким горизонтам лейаса соответствует вышеописанная вулканогенная толща левобережья р. Акстафа-чай — сказать невозможно как вследствие ненахождения в ней фауны, так и потому, что до сих пор неизвестно, какого возраста отложения ее подстилают.

В бассейне р. Акстафа-чай эрозия не обнажила еще подлежащие породы, а в соседнем к югу и в Кировабадском районе *(656)* контакт вышеуказанных пород тектонический.

Далее следует отметить, что к востоку от р. Акстафа-чай, в верховье р. Лерик-чай у сел. Беюк-кишлаг (Кущи), П. С. Бернштейном *(85б)* и в бассейне р. Гассан-су В. Н. Котляром *(431)* были встречены сланцы (серицитовые и кварцитово-слюдисто-хлоритовые), подстилающие, видимо, вышеуказанную досреднеюрскую вулканогенную толщу левого склона р. Акстафа-чай.

Указанный факт позволяет еще с большей уверенностью параллелизовать рассматриваемую толщу с лейасовой вулканогенной и сланцевой толщей Западной Грузии, согласно вышеприведенным данным И. Г. Кузнецова и Ю. Вильзера.

Кировабадский район

В Кировабадском районе, по данным работ К. Н. Паффенгольца *(654, 656, 659, 664)*, наиболее полные разрезы юрской толщи наблюдаются в окрестностях Кедабекского месторождения медных руд и Дашкесанского месторождения магнитного железняка. Полный же разрез всей юрской толщи указанного района можно составить, лишь комбинируя различные разрезы ее отделов.

Сводный разрез представляется в следующем виде (снизу вверх) (рис. 9):

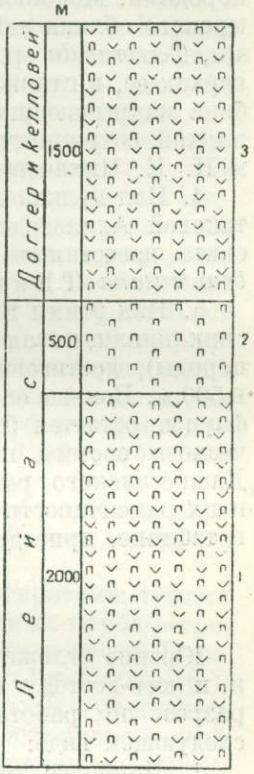


Рис. 9. Нижняя и средняя юра. Кировабадский район.

1. Мощная (свыше 2 *км*) толща порфиритов, туфобрекчий, туфоконгломератов и туфогенных пород. В районе Чираги-дзор — Дашкесан толща эта не обнажается; в районе же Кедабека она хорошо видна к северу и югу от него, слагая крылья Дашкесанской синклинали; хорошо обнажается эта толща еще в районе Човдарского баритового месторождения и в предгорьях к югу от колонии Георгиевской. К северо-западу от Кедабека, в среднем и нижнем течении р. Дзегам-чай, эта толща, по данным исследований П. С. Бернштейна *(85б)*, также имеет широкое развитие. Указанная вулканогенная толща в общем слабо дислоцирована, и на чем она залегает — неизвестно, так как подлежащие породы нигде не обнажаются, а контакт их на юге с подлежащими верхнемеловыми отложениями тектонический.

2. Перекрывается указанная толща свитой кварцевых порфиров изменчивой мощности (от 0—500 *м* и более). В районе Дашкесана и Чирагидзора кварцевые порфиры обнажаются лишь в виде «окон»; к северу же и югу от этих районов они слагают сравнительно большие площади

(к северу от Кедабека и в районе оз. Гек-гёль). Кварцевые порфиры представляют весьма характерную породу и имеют вообще во всем Восточном Закавказье очень широкое распространение, что свидетельствует о большой устойчивости этой фации.

3. Кварцевые порфиры перекрываются трансгрессивно, но с незначительным обычно угловым несогласием, новой вулканогенной толщей, представленной порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфогенными породами. Мощность колеблется от 800 до 1500 *м* и более. Фауна среднеюрского облика найдена в средних частях этой толщи (*Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Terebratula* sp., губки, плохой сохранности аммониты); в самых же верхах ее, в глинистых песчаниках, в расстоянии около 2 *м* от лежачего бока накрывающих их известняков лузитанского яруса, были найдены плохой сохранности аммониты, все же отнесенные В. П. Ренгартеном и П. К. Чихачевым к келловею.

4. Над вулканогенной толщей средней юры, вполне соответствующей таковой Аллавердского района, без углового несогласия располагается свита известняков верхней юры (в висячем боку найдены *Ptygmatis bruntrutana* Thurm.).

5. Над этими известняками залегает в Дашкесанском районе, в ядре синклинали, новая вулканогенная толща (порфириты, туфы и туфогенные породы), достигающая в разрезе горы Кунак-гермас видимой мощности в 500 *м*. Больше она нигде не встречена, и возраст ее, ввиду ненахождения фауны, остается ближе неопределимым. Характер изменения литологического состава пород вулканогенной толщи средней и верхней юры Дашкесанского района с указанием мощностей отдельных горизонтов и их изменчивости по простиранию и вкрест его хорошо иллюстрирован в таблице, приведенной в работе К. Н. Паффенгольца *(654)*.

Бассейн реки Тертера

Юрские отложения в вулканогенной фации имеют обширное развитие к юго-востоку от гор. Кировабада в бассейне р. Тертера. Сводный разрез по работам К. Н. Паффенгольца *(649)* представляется в следующем виде:

1. Наиболее древними породами юрской толщи являются порфириты (как бескварцевые, так и кварцевые, переходящие местами в кварцевые порфиры), туфобрекчии и частью туфогенные породы.

Указанная толща встречена в двух районах, не связанных друг с другом — в северной части бассейна р. Тертера, где упомянутыми породами сложен на большом протяжении водораздельный с рр. Ганджа-чай и Геран-чай хр. Муров-даг (восточное окончание Малого Кавказа), и затем в бассейне среднего течения р. Тертера. В последнем районе полоса нижнеюрских вулканогенных пород протягивается от устья р. Мейдан-чай в юго-восточном направлении, пересекает р. Тертер между сел. Чаректар и Имарат и уходит далее к юго-востоку в бассейне р. Хачин-чай, восточнее сел. Нарышты, слагая крупную вершину Каджа-гурт (2402 *м*).

В обоих районах нижне(?)-юрская вулканогенная толща вследствие тектонического усложнения налегает на верхнемеловые отложения.

Представлена указанная вулканогенная толща преимущественно плагиоклазовыми порфиритами, бескварцевыми и кварцевыми, переходящими часто в кварцевые порфиры, не содержащие, однако, крупных вкрапленников кварца; последнее обстоятельство отличает эти кварцевые породы от таковых вышерасположенной толщи.

Вулканогенная толща хребта Муров-даг протягивается в северо-западном направлении на большое расстояние в районы Кедабека *(656)* и Иджевана (Караван-сарая).

Фауна в вышеописанной вулканогенной толще встречена не была, но все же возраст ее был достаточно выяснен на основании ее стратиграфических соотношений с вышележащими кварцевыми порфирами и среднеюрской вулканогенной толщей, располагающейся под известняками верхней юры.

2. Кварцевые порфиры. Соответственно разрезу Кировабадского района и среднего течения р. Акстафа-чай вышеописанная нижне(?)-юрская вулканогенная толща перекрывается согласно толщей типичных кварцевых порфиров. Мощность их довольно изменчива (от 200 до 1000 *м*), и обнажаются они в районе сс. Ванклу, Арутюни-кюмен (Кызыл-кая) и далее, вследствие смещения сбросом, по левому склону р. Тертера в районе сс. Имарат и Чаректар. Макроскопически кварцевые порфиры представляют весьма характерную породу серого цвета различных оттенков (в зависимости от степени выветрелости), с крупными вкрапленниками кварца, часто в форме гексагональных бипирамид, достигающих в поперечнике 1—2 *см*. Нередко породы эти обладают довольно правильной столбчатой отдельностью. Переход кварцевых порфиров к нижне(?)-юрской вулканогенной толще постепенный, о чем свидетельствуют пачки кварцевых порфиров и порфиритов, прослаивающих подлежащую им вулканогенную толщу. Перекрываются же кварцевые порфиры трансгрессивно, но с малым угловым несогласием, среднеюрской вулканогенной толщей (включающей, может быть, и ааленский ярус).

3. В основании перекрывающей кварцевые порфиры бассейна р. Тертера вулканогенной толщи наблюдается маломощный конгломерат с галькой кварцевого порфира.

Представлена эта толща туфогенными породами, порфиритами, туфами и туфобрекчиями; местами среди туфогенных и обломочных пород встречаются «глыбы» рифовых известняков. В последних к востоку от сел. Тромбон найдена фауна брахиопод и кораллов; брахиоподы (*Terebratula* sp.), по заключению А. С. Моисеева, среднеюрского облика. В туфогенных песчаниках свиты Чардаклинского оврага был найден деформированный аммонит, определенный Д. И. Иловайским как *Parkinsonia* sp. *(529)*.

В самых верхах толщи, в районе ур. Даутты, в верховье правой ветви Кёгна-Агдаванского ущелья была встречена однообразная фауна белемнитов среднеюрского облика. Выше располагается толща известняков верхней юры.

Как явствует из описания среднеюрской вулканогенной толщи бассейна р. Тертера, стратиграфическое положение ее в точности соответствует таковому Кировабадского и Аллавердского районов. В указанных районах устанавливается довольно точно келловейский возраст верхов толщи; возраст же основания толщи с определенностью установлен быть не может ввиду ненахождения до сего времени фауны. Выше указывался факт трансгрессивного залегания вулканогенной толщи на кварцевых порфирах; в литературе по Кавказу нигде не констатируется факт перерыва между лейасом и байосом, а только перерыв в верхах лейаса, соответствующий так называемой донецкой фазе диастрофизма. Отсюда вытекает логическое следствие о возможности отнесения низов указанной вулканогенной толщи к самым верхам лейаса (ааленский ярус).

Такой вывод находится в согласии с разрезами средней юры по р. Араксу в Нахичеванском районе (см. ниже).

Шушинский район

К юго-востоку от бассейна среднего течения р. Тертера юрская вулканогенная толща прослеживается вдоль северо-восточных склонов хребта Кырх-кыз. По данным исследований Б. А. Кантора *(362)* и маршрута 1931 г. К. Н. Паффенгольца вдоль шоссе Герюсы—Шуша, указанные нижне- и среднеюрские вулканогенные толщи слагают весь район к юго-западу от гор. Шуши вплоть до Лысогорского перевала; в последнем пункте, вследствие надвига, нижне(?)-юрская вулканогенная толща ложится на нижнемеловые породы. Далее к юго-востоку от перевала указанные вулканогенные толщи слагают вершины Большой и Малый Кирс в бассейне верхнего течения р. Кенделен-чай (Ишхан-чай).

Относительно распространения юрской вулканогенной толщи далее к югу, в Джебраильском районе, никаких литературных данных не имеется. Юрские отложения в вулканогенной фации известны лишь далеко к юго-западу от Лысогорского перевала, в Южном Зангезуре, по правую сторону р. Базар-чай (Бергушет).

Южнозангезурский район

По данным исследований Л. К. Конюшевского *(424)*, А. Коншина *(415)*, В. Г. Грушевого и В. Д. Тучанского, в Южнозангезурском районе, по правую сторону р. Бергушет, в бассейне рр. Охчи-чай и Басут-чай, имеет сравнительно большое развитие вулканогенная толща средней юры. Наиболее подробно она исследована в бассейне р. Басут-чай В. Д. Тучанским.

Мощность указанной вулканогенной толщи не менее 1200 *м*; возраст ее устанавливается по перекрывающим ее согласно известнякам верхней юры.

Литологически толща представлена преимущественно порфиритами, имея лишь в отдельных участках района прослои туфогенных пород, быстро выклинивающихся.

Подлежащие породы (кварцевые порфиры) в указанном районе встречены только вблизи Зангезурского медного месторождения. Этим районом оканчивается распространение нижней (?) и средней юры в вулканогенной фации на юге Закавказья.

Нахичеванский район

Далее к западу фация отчетливо меняется, и в пределах Нахичеванского района и соседнего с ним к северо-западу бассейна р. Восточный Арпа-чай средняя юра констатирована преимущественно в песчаниково-известняковой фации. Указанные районы в литературе хорошо освещены работами К. Н. Паффенгольца *(652)* и П. Бонне *(924, 927, 928)*. Лучший разрез юры указан П. Бонне *(916)* еще в 1909 и 1911 гг. в районе Джульфы, в бассейне небольшого левого притока р. Аракса, р. Неграм-чай. Район этот был посещен также и К. Н. Паффенгольцем летом 1931 г. во время работ в Даррыдагском районе и интересен также своим разрезом верхнего мела и эоцена.

Разрез юрской толщи этого района, по П. Бонне, представляется в следующем виде.

Над твердыми доломитизированными кавернозными известняками верхнего (?) триаса (без фауны) располагается без углового несогласия:

1. Покров порфиритов основного типа. Возраст, повидимому, лейасовый, 150—200 *м*
2. На порфиритах без углового несогласия, но трансгрессивно залегает среднеюрская толща пород, имеющих в основании горизонт песчаников ааленского яруса с *Lamellibranchiata* (*Ostrea*, *Pholadomya* etc.) . . . . . 2—5 »
3. Песчанистые известняки с *Sonninia sowerbyi* M ü l l., *Pecten silenus* d'O r b., *P. textorius* S c h l o t h., *P. pumilus* L a m., *Pleuromya elongata* (M ü n s t.?) A g., *Pholadomya reticulata* A g., *Ostraea* sp., *Pleurotomaria* sp., *Belemnites* sp. . . . . 10 »
4. Серые мергели и глинистые сланцы (аргиллиты) с *Phylloceras circe* H é b., *Ph. disputabile* Z i t t., *Ph. mediterraneum* N e u m., *Ph. velaini* M u n.-C h a l m. в сопровождении *Posidonomya alpina* G r a s var. *striatula* G e m m. . . . . 40—50 »
5. Серые известняки с *Oppelia subradiata* S o w. и многими типичными средиземноморскими формами (*Phylloceras viator* d'O r b., *Ph. deslongchampsi* B r a s., *Ph. mediterraneum* N e u m., *Ph. disputabile* Z i t t., *Ph. velaini* M u n.-C h a l m., *Lytoceras pygmaeum* d'O r b., *Strigoceras truellei* d'O r b., *Lissoceras* cf. *oolithicum* d'O r b., *Cadomites linguiferus* d'O r b., *Stephanoceras humphriesianum* S o w., *Parkinsonia parkinsoni* S o w., *P. ferruginea* O p p., *P. schloenbachi* S c h l i p p e, *Perisphinctes martinsi* d'O r b., *Morphoceras* cf. *dimorphum* d'O r b . . . . . 0 »
6. Серые известняки с *Oppelia fusca* Q u e n s t. в сопровождении многих типичных обычных средиземноморских форм (*Oppelia aspidoides* O p p., *Lytoceras tripartitum* R a s p., *L. adeloides* K u d., *Lissoceras psilodiscus* S c h l o e n b., *Cadomites rectelobatus* H a u., *Parkinsonia neuffensis* O p p.). Кроме того, несколько форм, более характерных для следующего горизонта: *Phylloceras disputabile* Z i t t., *Strigoceras truellei* d'O r b., *Parkinsonia parkinsoni* S o w., *Perisphinctes martinsi* d'O r b. . . . . 15 »
7. Серые известняки, содержащие в изобилии *Oppelia aspidoides* O p p., в сопровождении нескольких *Phylloceras*, *Parkinsonia parkinsoni* S o w., *Perisphinctes martinsi* d'O r b . . . . . 10 »
8. Серые мергели, содержащие *Phylloceras flabellatum* N e u m., *Ph.* cf. *zignoi* d'O r b., *Sphaeroceras bullatum* d'O r b., *Sph. microstoma* d'O r b., *Macrocephalites* sp., *Perisphinctes orion* O p p., *P.* cf. *virgulatus* Q u., *Posidonomya dalmassi* D u m.

Толща мергелей перекрывается верхнемеловыми конгломератами. П. Бонне в одной из своих работ 1922 г. *(924)* относит свиты 3—5 к байосу, свиты 6—7 — к бату и серые мергели (8) над среднеюрской толщей — к келловею.

Указанный автор отмечает, что серия отложений байос—бат замечательно походит на мезозой Нижних Альп. Фауна нижнего байоса имеет мелководный характер; фауна же всех вышележащих свит за редкими исключениями имеет глубоководный характер и представлена почти исключительно аммонитами с преобладанием *Phylloceras* и *Lytoceras*.

Заметим, что П. Бонне указывает *Parkinsonia parkinsoni* вплоть до верхов бата, в то время как в Западной Грузии, по данным Б. Ф. Мефферта *(569)*, в соответствии с последними стратиграфическими данными Николеско [1], для средней юры *Parkinsonia parkinsoni* должна характеризовать лишь верхний байос.

К северо-западу от Нахичевани, в районе сел. Азнабюрт, П. Бонне *(937)* в 1911 г. и К. Н. Паффенгольцем в 1931 г. *(652)* была встречена толща песчанистых известняков и более чистых известняков среднеюрского возраста, залегающая, как и в районе Джульфы, на известняках верхнего (?) триаса. П. Бонне *(937)* расчленяет указанную толщу на основании изученной им фауны этих отложений следующим образом (снизу вверх):

[1] N i c o l e s c o, Étude monographique du genre Parkinsonia. Mém. S. G. Fr., N. S., t. IV, fasc. 2, 1928.

1. Песчанистые известняки с *Emileia polysphides* W a a g. и *Lamellibranchiata.*
2. Слоистые мергели с деформированными аммонитами (*Phylloceras circe* H e b.?).
3. Известняковые банки с богатой фауной аммонитов (*Oppelia subradiata* S o w., *Phylloceras deslongschampsi* B r a s., *Parkinsonia parkinsoni* S o w., и т. д.).
4. Известняки с богатой фауной аммонитов *Oppelia fusca* Q u e n.
5. Известняки с *Sphaeroceras bullatum* d'O r b.

П. Бонне отмечает, что нижнего мела здесь нет, но, может быть, он представлен слоями без фауны, покрытыми известняками с аммонитами (плохой сохранности), близкими к некоторым враконским формам, в частности к *Mortoniceras proratum* C o q., а также *Baculites* и *Inoceramus.*

Указанная толща юрских пород слагает синклиналь, протягивающуюся от сел. Азнабюрт к востоко-юго-востоку на протяжении около 5—6 *км*. В ядре этой синклинали, к востоку от селения, залегает без углового несогласия с подлежащими известняками толща типичных порфиритов, местами кварцевых.

К северо-востоку от сел. Азнабюрт, в бассейне правого притока р. Джагры-чай также встречены среднеюрские песчанистые известняки и известковистые песчаники. Обнажаются они с почти вертикальным падением в виде узкой прерывистой полосы вдоль сброса по юго-западной границе синклинали, сложенной верхнемеловыми известняками и мергелями. Непосредственно в лежачем боку юрских отложений обнажаются известняки верхнего (?) триаса.

Кроме указанных мест, среднеюрские отложения были еще встречены К. Н. Паффенгольцем в небольшой продольной долине к северо-западу от сел. Азнабюрт (в 3,5 *км*), также вдоль тектонического нарушения.

По данным П. Бонне, среднеюрские отложения наблюдаются еще в верховье р. Джагры-чай (район сел. Огбин и Гарадис).

Бассейн р. Восточный Арпа-чай

Юрские отложения в бассейне р. Восточный Арпа-чай имеют ничтожное развитие; констатированы они лишь в бассейне среднего течения р. Билява-чай — крайнего южного левого притока его. В указанном районе в продольной тектонической долине в 4—5 *км* к востоку от сел. Тананам, на перевале из бассейна р. Билява-чай в Казма-дара (между вершинами Бинад-Али и Демляр) на площади развития триасовых известняков встречена толща глинистых сланцев и известковистых мергелей с тонкими (10—15 *см*) редкими прослоями плотных известняков (в верхах толщи). В основании толщи наблюдается сильно песчанистый известняк серо-зеленоватого цвета; вся площадь выхода среднеюрской толщи около 0,5 *км*^{2}, при мощности свиты около 40 *м*. В средней части и верхах свиты встречена обильная аммонитовая фауна типичного среднеюрского облика. К сожалению, фауна эта пока еще не обработана, но можно утверждать, что она идентична таковой из отложений средней юры района сел. Азнабюрт и Джульфы (см. выше).

Далее к западо-северо-западу в пределах Армении вплоть до Ленинакана юрских отложений не известно.

* * *

Подводя итоги всему вышесказанному о нижне- и среднеюрских отложениях Восточного Закавказья, можно сделать следующие выводы.

На северо-востоке, востоке и юго-востоке Восточного Закавказья нижне- и среднеюрские отложения развиты в типичной вулканогенной

фации. Западнее меридиана Ордубада эта фация резко меняется, и в Нахичеванском районе среднеюрские породы представлены почти исключительно в песчаниково-известняковой фации. Лейас же выражен и в Нахичеванском (Джульфинском) районе порфиритами основного типа. Перерыв констатируется всюду в верхах лейаса (перед ааленским ярусом). Интересно отметить в Нахичеванском районе отсутствие верхней юры, наблюдаемой всюду на северо-востоке Малого Кавказа и к востоку от меридиана гор. Ордубада.

В заключение следует указать, что все вышеописанные нижне- и среднеюрские отложения не влагоемки и никаких водоносных горизонтов не заключают. Кварцевые порфиры, залегающие в верхах лейаса (?) под отложениями ааленского яруса, являются нередко, при наличии на соответствующей глубине интрузивных пород, вместилищем медных и серно-колчеданных месторождений «кедабекского» типа.

Верхнеюрские отложения Восточного Закавказья

В пределах восточной части Закавказья отложения верхней юры, выраженной почти исключительно в известняковой фации, имеют сравнительно небольшое развитие. Встречаются они обычно в средней части горных районов, в ядрах синклиналей и подстилаются с незначительным (большей частью) угловым несогласием мощной вулканогенной и песчаниково-сланцевой толщей средней юры. Описание районов развития верхнеюрских известняков (I—VIII) поведем с запада на восток.

I. Наибольшего развития верхнеюрские известняки достигают в бассейне левых притоков р. Акстафа-чай, в Армутлинско-Иджеванском районе, слагая эффектные обрывы синклинального хр. Дали-даг.

В известняках этого района найдена лишь скудная малохарактерная микро- и макрофауна, почему дробное возрастное расчленение их невозможно. Сводный литологический разрез известняковой толщи района хр. Дали-даг представляется весьма однообразным. Представлена толща известняками, мергелями и мергелистыми известняками, переслаивающимися друг с другом без определенной закономерности. Цвет варьирует от серого до желтоватого и зеленоватого со всевозможными оттенками. Сложение большей частью плотное; часто порода сильно трещиновата. Под микроскопом основная масса обычно мелкозернистая кальцитовая, переполненная нередко мелкими, обыкновенно округлой формы псевдооидами. Среди редких органогенных обломков И. Э. Карстенсом определены: *Nullipora (Lithothamnium)*, *Rotaliidae*, *Echinodermata*, *Bryozoa* (?) и др.

Мощность всей толщи известняков достигает 500 *м*. Скудная макрофауна (устрицы и другие пелециподы верхнеюрского облика), найденная в низах толщи, находится в обработке у В. Ф. Пчелинцева.

Известняки обычно имеют псевдоолитовое строение, чем они, по заключению И. Э. Карстенса, чрезвычайно напоминают титонско-неокомские экзотические глыбы известняков, встречающиеся в Кахетинском хребте, а также титонско-неокомские известняки района Красных Колодцев в ССР Грузии. В. Ф. Пчелинцев *(682)*, обработавший фауну известняков последнего из указанных районов, определенно относит их к титонскому ярусу. К этому ярусу необходимо, повидимому, отнести и толщу известняков хр. Дали-даг.

К северо-востоку от хр. Дали-даг, по левобережью р. Акстафа-чай, в районе сс. Нижний Агдан — Кирдеван (Шираз) имеют большое развитие

кремнистые известняки и кварциты, являющиеся фацией той же верхнеюрской известняковой толщи. Кремнистые известняки под микроскопом обладают мелкозернистым строением; основная масса кальцитовая. Заметно большое количество очень мелких органогенных остатков округлой формы, частью кальцитовых, частью состоящих из радиально-лучистого халцедона. Часть этих организмов, по заключению И. Э. Карстенса, вероятно, фораминиферы, кремнистые же тела, возможно, радиолярии (?), но скорее те же окремненные фораминиферы. В некоторых участках наблюдается почти полное окремнение породы, и она переходит в типичный кварцит. В последнем под микроскопом видны уже большие участки с радиально-лучистым строением (халцедон), большей же частью порода распадается на сферолиты (?) диаметром до 0,1 *мм*. Очень редко встречаются неправильной формы участки вторичного кварца с зубчатой структурой.

Подобные кварциты слагают громадные обрывы по ущелью р. Агрычай (в районе развалин церкви Сурп-Саркис).

Небольшую синклиналь горы Апаче-кар к юго-востоку от восточной оконечности хр. Дали-даг слагают известняки, представляющие другую фацию той же верхнеюрской толщи и отвечающие стратиграфически разрезу нижней части хр. Дали-даг. Известняки горы Апаче-кар толстослоистые и массивные, местами брекчиевидные, полукристаллические. В шлифах известняков горы Апаче-кар В. П. Нехорошев по сборам Е. Н. Дьяконовой-Савельевой *(312)* обнаружил разрезы мшанок, отнесенных им к роду *Monotrypa* подпорядка *Trepostomata*.

По заключению В. П. Нехорошева, род *Monotrypa* хотя и является по существу нижнепалеозойским, но представители его имеются и в мезозойских отложениях, вплоть до верхней юры.

Стратиграфическое положение известняковой толщи района хр. Дали-даг находится в полном соответствии с положением таких же известняков в Кировабадском районе, где наиболее полный разрез их наблюдается в горе Кяпаз (см. ниже, описание района V).

Для соседнего к северо-западу Аллавердского района имеются указания Г. Абиха *(887)* об оксфордском возрасте обломочных известняков и зеленокаменных пород Ляльварских гор. Но, по последним данным детальной съемки Аллавердского района, проведенной В. Г. Грушевым *(272)*, в указанном районе известняков не имеется, вулканогенная толща района рудных месторождений относится определенно к доггеру, а лабрадоровые порфириты горы Ляльвар могут оказаться и третичными (по В. Г. Грушевому).

II. Следующие к юго-востоку выходы верхнеюрских известняков находятся в районе сс. Ново-Ивановка и Ново-Саратовка, в бассейне верхнего течения р. Дзегам-чай. Впервые известняки эти без указания их точного возраста показаны на карте пятиверстного масштаба, составленной Г. М. Смирновым *(761)*.

Работами 1925 г. в Кедабекском районе *(656)* и маршрутом по р. Дзегам-чай в 1929 г. К. Н. Паффенгольцу удалось доказать непрерывную связь этих известняков с заведомо верхнеюрскими известняками района сел. Калакент к юго-западу от Кедабека. Указанные известняки встречены всюду в синклинальном залегании, наибольшая мощность их (около 800 *м*) наблюдается в районе сс. Ново-Ивановка — Ново-Саратовка; в районе сел. Кала-кент видимая мощность известняков достигает всего 200 *м*.

Синклиналь верхнеюрских пород района сс. Ново-Ивановка — Ново-Саратовка протягивается в юго-восточном направлении до сел. Кала-кент,

где вследствие подъема ее оси к юго-востоку выходит на воздух, оканчиваясь небольшой изолированной синклинальной вершинкой по правому склону р. Кала-кент-чай, против сел. Кала-кент. К западо-юго-западу от сел. Кала-кент наблюдается вторая синклиналь, связанная широким, но коротким антиклинальным сводом с первой, однако падение ее оси довольно крутое и обратное, т. е. на юго-восток, почему к западу она прослеживается всего на 5 *км*.

Первая — основная — синклиналь прослеживается на протяжении около 25 *км*. Приблизительно по середине этого расстояния, к северо-востоку от основной синклинали, в районе сел. Кичик-Карамурад, наблюдается третья синклиналь, соединенная с главной весьма узкой антиклинальной перемычкой. По условиям рельефа указанная синклиналь протягивается (как и вторая) всего на 5 *км*. Расстояние между осями складок 2—4 *км*.

Известняки большей частью серого цвета (местами до темносерого), плотные, трещиноватые, неправильно- и грубослоистые, часто изобилуют не определенными ближе кораллами. По своему стратиграфическому положению они соответствуют верхнеюрским известнякам Дашкесанского района.

III. Непосредственно в Кедабекском районе, в 10 *км* к востоку от сел. Кедабек, верхнеюрские известняки слагают небольшую вершину в окрестностях сел. Ново-Спасского.

Залегание известняков синклинальное; площадь, ими занятая, около 1 *км*^{2}. Макроскопически порода идентична вышеописанной района сс. Ново-Ивановка — Ново-Саратовка — Кала-кент. Видимая мощность их здесь всего 20—30 *м*; они интрудированы гранодиоритами и перекрываются без углового несогласия толщей туфов серо-синеватого цвета. Мощность туфов около 20—30 *м*; порода в силу своего сложения сильно выветрелая. Под микроскопом это ясно обломочная порода с зернами разных структур (темной микролитовой лавы). Видны обломанные зерна плагиоклаза, пироксена (авгит) и весьма редкие зернышки кварца. Цемент хлоритовый и глинистый в небольшом количестве. Местами цемент почти отсутствует, и порода представляет типичный кристаллический туф, состоящий из зерен и обломков минералов.

В соседнем к востоко-юго-востоку Дашкесанском районе *(654)* верхнеюрская вулканогенная толща имеет большое развитие. Представлена она перемежающейся толщей порфиритов, туфов и туфогенных пород. Видимая мощность этой толщи в разрезе горы Кунак-Гермас достигает 500 *м*. Фауны в этой толще не найдено, почему возраст ее надо считать верхнеюрским лишь условно.

IV. В Дашкесанском районе верхнеюрские известняки слагают обширную пологую синклиналь в районе сел. Дашкесан — Заглик — Амирвар — Дастафур.

По простиранию они прослеживаются на 20 *км*, а вкрест — на 8—10 *км*, наибольшая мощность около 200 *м*. Известняки часто обнажаются в виде эффектных карнизов, издали бросающихся в глаза (гора Эйнал-тахта у сел. Дастафур и гора Шару-кар у сел. Заглик).

Известняки большей частью серого цвета, плотные, трещиноватые, содержат прослои туфогенных известняков, много не определимых ближе кораллов. В висячем боку известняковой толщи у сел. Мушабаг найдена *Ptygmatis bruntrutana* T h u r m. (по определению В. Ф. Пчелинцева), характеризующая лузитанский ярус верхней юры. Подстилается известняковая толща туфогенной свитой, в самых верхах которой, в расстоянии

около 2 *м* (по вертикали) от лежачего бока известняков, была найдена по р. Амир-вар-су фауна. Среди нее оказались плохой сохранности части аммонитов и белемниты, которые, по предварительному определению В. П. Ренгартена и П. К. Чихачева, все же позволяют отнести их к келловею. Мощность известняков изменяется весьма постепенно от 0 до 200 *м* и больше. Наименьшая мощность, доходящая до полного видимого выклинивания, наблюдается к югу от сел. Шахвалатлу (на север от сел. Дастафур). Выклинивание известняков идет в направлении с юго-востока на северо-запад по линии сс. Кияхлы — Заглик; увеличение мощности происходит к юго-западу от этой линии.

На колебания уровня дна бассейна, в котором отлагались известняки, указывают пачки известняков, находимые среди туфогенных пород непосредственно к северу и западу от сел. Мушабаг, а также прослаивание известняков туфогенной породой в разрезе горы Шару-кар, к югу от сел. Заглик. Чувствуется определенная близость берега, на что указывают еще окремнелые куски древесины, находимые в загликской алунитовой толще (несомненно они были снесены с близлежащей суши).

Свиту известняков перекрывает без углового несогласия верхнеюрская (?) толща вулканогенных пород — порфиритов и их туфов. Незначительное количество галек известняка, находимых иногда в основании этой толщи, необходимо объяснить частичным размывом известняков в связи с упоминавшимися выше колебаниями уровня водного бассейна.

Видимая наибольшая мощность этой толщи достигает в разрезе горы Кунак-Гермас до 500 *м*. В этой толще замечается та же последовательность в отложении пород, что и в среднеюрской вулканогенной толще, а именно: покровы порфиритов на северо-востоке (по северному крылу синклинали) и туфогенные породы на юго-западе (по южному крылу синклинали).

Таким образом отсюда можно вывести определенное заключение о том, что центры вулканических извержений почти не перемещались в течение средне- и верхнеюрской эпохи.

Фауны в этой толще найдено не было, окремнелая же древесина из алунитовой толщи была определена М. Д. Залесским (*654*, стр. 13) как *Dadoxylon paffenholzi* Z a l e s s k y. Для возраста древесина эта ничего не дает, так как встречается начиная с палеозоя.

К юго-западу от Дашкесанского района, в бассейне правых притоков р. Шамхор-чай, в районе сел. Кабах-тапа, Г. Абих (*887*, стр. 57) еще в 1862 г. встретил в верхних слоях весьма мощной толщи обломочных пород «диабазового и диоритового» типа, похожих, по его данным, на «зеленые диабазовые псаммиты» района Лысогорского перевала и горы Лачин в Шушинском районе, довольно обильную аммонитовую фауну, якобы представляющую лузитанский ярус. Вот список форм, приводимых Г. Абихом (с заменой родовых названий более современными): *Phylloceras tatricum* R u s c h., *Sowerbyceras tortisulcatum* d ' O r b, *Ochetoceras canaliculatum* M ü n s t., *Peltoceras annulare* R e i n., *Lissoceras erato* d ' O r b., *Hecticoceras hecticum* H a r t m., *Ammonites sulciferus* O p p., *Perisphinctes orion* O p p., *Belemnopsis calloviensis* O p p.

У Г. Абиха имеется еще указание на нахождение в верховье (?) р. Шамхор горизонта с *Peltoceras athleta* O p p.

Все вышеперечисленные формы представляют смесь верхнеюрских форм от келловея до лузитанского яруса включительно, что связано, вероятно, с неточностью сделанных Г. Абихом предварительных определений. Повидимому, здесь имеется вулканогенная фация келловея.

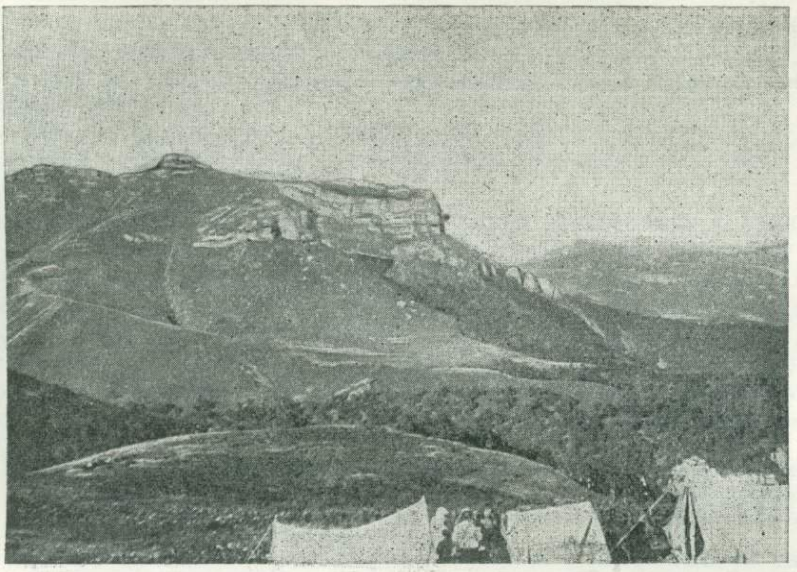


Фото 5. Гора Тапасар-даг в Кафанском районе ССР Армении. Верхнеюрские известняки.

Фото В. Г. Грушевого.

Фото 6. Гора Хуступ в Зангезурском районе ССР Армении. Юрская вулканогенная толща и известняки нижнего мела.

Фото В. Г. Грушевого.

Во всяком случае в районе сел. Кабах-тапа и южнее залегает, на основании всех известных по настоящее время фактов и стратиграфических соотношений, доверхнеюрская вулканогенная толща, под которую уходят далее к югу вследствие надвига верхнемеловые (сенон и турон) и нижнетретичные отложения.

Резюмируя вышесказанное, необходимо притти к выводу, что отложения лузитанского яруса в чисто вулканогенной фации в Восточном Закавказье не известны.

V. Наиболее полный разрез верхнеюрских известняков в Кировабадском районе находится в горе Кяпаз, представляющей уцелевшее от денудации ядро плоской синклинали. Площадь, занятая известняками, достигает всего около 2 *км*^{2}. Гора Кяпаз, абсолютная высота вершины которой равна 2980,6 *м*, видна в хорошую погоду со многих пунктов Кировабадской равнины, эффектно выделяясь своими зубчатыми вершинами, которые В. В. Богачев *(121* и *126)* сравнивает с известной группой «Три зуба» в доломитах Тироля. Разрез горы Кяпаз следующий (снизу вверх):

1. Желтовато-белые доломитизированные известняки с кораллами, небольшими устрицами *Nerinea* sp., *Terebratula* sp. В. В. Богачевым здесь определены: *Isastraea* cf. *helianthoides* G o l d f. и *Nerinea* cf. *terebra* S c h ü b t.
2. Красноватый детритусовый известняк. Найден *Belemnites* sp.
3. Красноватый песчаник с небольшими устрицами и белемнитами (*Belemnites* sp. ex gr. *B. hastatus* B l a i n v.), мощность ничтожная.
4. Серые и желтовато-белые известняки, как и ниже.

Общая мощность известняковой толщи, горы Кяпаз около 400 *м*.

Нижнюю половину известняковой свиты (горизонт 1) горы Кяпаз можно с уверенностью параллелизовать литологически и фаунистически с известняковой толщей Дашкесанского района. Аналогом верхней половины известняковой толщи горы Кяпаз, может быть, следовало бы считать в Дашкесанском районе вулканогенную толщу района горы Кунак-Гермас; возраст обеих параллелизуемых толщ скорее всего следует считать титонским.

Палеонтологические определения фауны горы Кяпаз В. В. Богачевым следует рассматривать как весьма предварительные, так как сам автор неоднократно указывает, что отсутствие в Баку и Тбилиси соответствующих монографий по юрской фауне не позволило ему обработать собранный материал с достаточной полнотой.

Возвращаясь к району Армутлы-кульп (стр. 115), следует указать, что известняковую толщу хр. Дали-даг можно литологически разделить на две свиты, причем песчанистый и мергелистый известняк основания верхней свиты должен соответствовать по возрасту красноватому детритусовому известняку горизонта 2-го разреза горы Кяпаз. Таким образом толщи известняков, слагающие обрывы хр. Дали-даг и горы Кяпаз, должны, видимо, представлять оксфордский, лузитанский, кимериджский ярусы и титон, отложений же лузитанского яруса в вулканогенной фации в Восточном Закавказье пока не известно. Келловей в Дашкесанском районе представлен в туфогенной фации.

VI. Далее к юго-востоку верхнеюрские известняки имеют сравнительно большее развитие в бассейне среднего течения р. Тертер.

Известняки этого района несколько отличаются фациально от предыдущих, они часто песчанисты, местами имеют большую примесь туфогенного материала и прослаиваются изредка типичными туфобрекчиями.

Указанные известняки имеют развитие в двух разобщенных друг от друга районах. По левому склону р. Тертер они протягиваются в виде

узкой полосы, хорошо выраженной орографически (карниз), от ур. Чиндар-булак мимо сс. Гасанриз, Кегна-Агдаван и Багырсак до впадения р. Мейдан-чай в р. Лев-чай. По правую сторону р. Тертер указанные известняки слагают довольно обширную плоскую синклиналь в области водоразделов р. Тертер с рр. Хачин-чай и Кабарта-чай (район сел. Ахмахлы — Чалдаран — Баллу-кая — Довшанлу). От водораздела к югу указанная синклиналь переходит в моноклиналь с юго-юго-восточным падением, общая мощность известняков достигает около 200 *м*.

Лучший разрез этой толщи записан (снизу вверх) в районе сел. Ахмахлы по левому склону р. Хачин-чай (рис. 10).

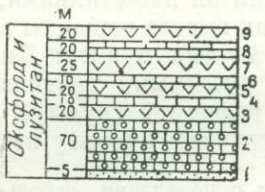


Рис. 10. Верхняя юра. Хачин-чай.

1. Грубозернистый средне- и толстослоистый известковистый песчаник (кварцево-полевошпатовый) сиренево-лилового цвета, переходящий быстро в
2. серый и красноватый оолитовый известняк толсто- и среднеслоистый, полукристаллический, кверху слегка песчанистый. Падение ЮЗ 210° ∟ 10°. Выше выходит полукристаллический известняк розовато-красноватого цвета. Мощность всей 2-й свиты свыше 70 *м*. На плоскостях наслоения известняков встречаются железистые стяжения кирпично-красного цвета.
3. Далее вверх по крутому склону встречаются высыпки типичной туфобрекчии сиренево-лилового цвета; обломки представлены выветрелым рогово-обманково-плагиоклазовым порфиритом. Выше дороги, что идет от сел. Ахмахлы на северо-восток, туфобрекчии прослаиваются пачками известняков.
4. У основания крутого склона обнажается песчанистый оолитовый известняк грубослоистый, красновато-серого цвета.
5. Выше вновь высыпка (крутой склон) типичных туфобрекчий, идентичных предыдущим.
6. Над ними, за пологим гребнем у родника, выход пачки известняков с обильной фауной гастропод и кораллов. Гастроподы, по предварительному определению В. Ф. Пчелинцева, идентичны таковым из лузитанских известняков Дашкесанского района *(654)*.
7. Выше вновь выходы типичных туфобрекчий . . . . . 20—25 *м*
8. Над ними, под вершиной гребня правого склона балки, обнажается в виде карниза, опоясывающего вершину, светлосерый толстослоистый известняк . . . . . около 20 *м*.

Мощность всего вышеприведенного разреза (слои 1—8) достигает 200 *м*. В известняковой толще района левобережья р. Тертер (с. Гасанриз) прослоев туфобрекчий значительно меньше, но примесь туфового элемента в шлифах известняков наблюдается часто.

Стратиграфическое положение вышеописанных известняковых толщ находится в полном соответствии с положением верхнеюрских известняков Кировабадского района *(654)* и района Армутлы-кульп *(649)* (к востоку от сел. Аллаверды).

В бассейне р. Тертер вышеописанные известняки без углового несогласия подстилаются определенно среднеюрской вулканогенной толщей, перекрываются же несогласно меловыми отложениями.

VII. Далее к юго-юго-востоку от бассейна среднего течения р. Тертер известняки верхнеюрского возраста имеют обширное развитие в Шушинском районе.

Для этого района имеются весьма краткие данные, в большей части уже устарелые, Г. Абиха *(2* и *887)* и Ж. Валентина *(1016)*. Новые данные 1931 г. геолога Азгеолбазы Н. С. Симонова в печати не появились, неко-

торые сведения известны по его докладу в ЦНИГРИ. Краткие сведения опубликованы А. Н. Соловкиным (1934 и 1935 гг.). Кроме того, К. Н. Паффенгольцем совершен маршрут по шоссе из Нахичевани через Шушу в Агдам в 1931 г., а В. П. Ренгартеном сделаны наблюдения в 1938 г.

По наблюдениям В. П. Ренгартена, в ядре узкой антиклинали у сс. Дагдаган и Кущилар, к северо-востоку от гор. Шуши над вулканогенной средней юрой залегают грубые песчаники (30 *м*) с келловейскими пелециподами и брахиоподами, а выше — белые кремнистые известняки (мощностью до 100 *м*) с богатой фауной аммонитов келловея (*Phylloceras*, *Hecticoceras*, *Perisphinctes*). Все это трансгрессивно перекрыто титонскими известняками.

Следующий к югу тектонический элемент представлен моноклинально падающим к северо-востоку плато гор. Шуши. Известняки Шушинского плато очень плотны, крепки, мелкозернисты, большей частью светлосерого, реже темноватого цвета. По вертикали различные горизонты известняков сильно варьируют: в верхних слоях преобладают светлые мелкозернистые, доломитизированные разности, обычно средне- и толстослоистые. Н. С. Симоновым собрана довольно богатая фауна (преобладают теребратулы и неринеи), пока не обработанная. Г. Абих (*2*, стр. 33), не встретив характерной фауны (им определены: *Callamophyllia*, *Montlivaultia*, *Trochosmilia*, *Apiocrinus*, *Terebratula sella* Sowerby (?), *T. perovalis* Roem, *T. hippopoides* Abich, *Rhynchonella pinguis* Oppel, *Nerinea mandelslochi* Bronn), колебался в определении возраста шушинских известняков между юрой и нижним мелом. По предварительным определениям фауны, собранной Н. С. Симоновым, возраст этих известняков все же необходимо считать верхнеюрским. Такому выводу отнюдь не противоречат и все выясненные стратиграфические соотношения. Шушинские известняки трансгрессивно перекрыты отложениями верхнего альба и являются свитой более молодой, чем келловей Дагдагана.

Более определенно высказывается о возрасте шушинских известняков Ж. Валентин (*1016*, стр. 201); им были найдены в верхах толщи брахиоподы, среди которых определена *Rhynchonella inconstans*, указывающая, по его заключению, на титон.

Известняки района гор. Шуши залегают с отчетливым угловым несогласием на среднеюрской вулканогенной толще. Этот факт следует подчеркнуть, так как на всем протяжении от р. Акстафа-чай до р. Тертер включительно углового несогласия между указанными толщами не замечалось. Как увидим ниже, при описании верхней юры Зангезура, далее к юго-западу трансгрессивное залегание верхней юры сказывается еще резче.

Известняки Шушинского плато слагают пологую моноклиналь, падающую на северо-восток и уходящую быстро под туфогенные породы верхнего альба. Кроме келловея Дагдагана, еще далее к северо-востоку верхнеюрские известняки, по данным Г. Абиха и Ж. Валентина, появляются вновь уже на границе степи, в районе сел. Аранзамин — Ширджамал и вершин Кызыл-кая и Кыз-каласи. Выходят известняки эти из-под верхнемеловых отложений в антиклинальном поднятии общекавказского простирания.

Известняки грубо-оолитовые, красновато-белые и светложелтоватые, сходные с мрамором, изобилуют кораллами. Г. Абих относит их определенно к верхней белой юре; им определены: *Chaetetes capilliformis* Mich., *Heteropora tenuissima* Etallon, *Agaricia granulata* Münst., *Maeandrina lotharinga* Mich., *Astraea cavernosa* Schloth., *A. limbata*

Goldf., *A. castellum* Michelin, *A. micromata* Quenst., *Apiocrinus* sp. (*rosaceus* Schloth. ?), *Trichites* sp. и др.

Ж. Валентином (*1016*, стр. 197—198) найдены здесь маленькие брахиоподы, теребратулы, теребратулины, иглы ежей и др.

От гор. Шуши к юго-востоку верхнеюрские известняки протягиваются приблизительно на 30—40 *км* и затем скрываются под более молодыми отложениями Джебраильского и Карягинского районов, геологически почти совершенно не изученных.

VIII. Последним районом развития верхнеюрских известняков в юго-Восточном Закавказье является правобережье среднего течения р. Базар-чай, к югу от гор. Горис Армянской ССР.

В литературе район этот освещен А. Коншиным *(415)*, А. Эрном *(874)* и Л. К. Конюшевским *(424)*. Наиболее полно известняковые толщи описаны у А. Коншина и Л. К. Конюшевского. Указанные известняки слагают водораздел между рр. Базар-чай и Охчи-чай от района Татевского монастыря на северо-западе до района сел. Агав-юрт на юго-востоке. В тектоническом отношении выходы известняков представляют одну обширную плоскую синклиналь общекавказского простирания и полную антиклиналь, северо-восточное крыло которой уходит под меловые известняки и третичные вулканогенные обломочные породы склонов р. Базар-чай, причем река течет на большом протяжении вдоль контакта этих пород.

По А. Коншину (*415*, стр. 144—148), в высотах левых склонов р. Охчи-чай в районе Катар-Кавартских рудных месторождений наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты и песчаники (?) со следующей фауной, главным образом губок: *Spongites reticulatus*, *Sp. texturatus* Quenst., *Sp. cancellatus* Goldf., *Sp. clathratus* Quenst., *Sp. glomeratus* Quenst., *Siphonya radiata* Quenst., *S. milleporacea* Goldf., *Scyphia verrucosa* Goldf., *Sc. milleporata* Goldf.; членики стеблей *Crinoidea; Pentacrinus astralis* Quenst., *Apiocrinus*, *Millecrinus* и т. д. Указанный автор считает, что фауна эта может принадлежать верхнему оксфорду.
2. Над конгломератами по направлению на северо-восток от р. Охчи-чай появляются мощные пласты песчанистых конгломератовидных известняков, заключающих в себе *Diceras eveheri* и *D. suprajurensis* Thurm. кораллового (лузитанского) яруса.
3. Эти пласты постепенно переходят в плотные известняки, в которых встречены: *Nerinea bruntrutana* Thurm., *N. mandelslochi* Bronn, *N. voltzi*, *N. castor* d'Orb., *Spongites glomeratus* Quenst., *Sp. perforatus* Quenst., *Astrophorus calophorus* Quenst., *Scyphia calophora* Goldf., *Sc. bronni* Münster, *Sphaerites scutatus* Quenst., *Montlivaultia* sp., *Astraea decemradiata* Quenst., *Microphyllia* sp., *Serpula socialis* Goldf. Неполные экземпляры маленьких раковин *Turritella* и *Trochus*, и обломки *Cidaris*.

Приведенная фауна в горизонте 3 свидетельствует, по А. Коншину, о портландском (титонском) ярусе верхней юры. Далее А. Коншин упоминает о нахождении в одном пункте над конгломератами оксфорда (?) плотного известняка с фауной кимериджа (*Terebratula pentagonalis* Mont., *T. subsella* Leymerie и *T. inconstans* Sow.). Л. К. Конюшевский также относит вышеуказанные известняки к оксфорду и титону, указывая на совместное нахождение многочисленных, но плохо сохраненных *Diceras* sp., *Nerinea*, близких к *N. defranci* Zitt., *N. mossa* Desh., *N. visurgis* Roem., *Ptygmatis* sp., кораллов, гастропод и пр. В шлифах известняков указанный автор отмечает примесь туфовых элементов. А. Эрн (*874*, стр. 31) наблюдал в шлифах известняков из основания разреза горы Арциваник остатки водорослей с известковистыми отложениями.

Списки форм, приведенные у А. Коншина, конечно, нуждаются в пересмотре, но некоторые характерные формы — *Nerinea (Ptygmatis) bruntrutana* Thurm., найденная К. Н. Паффенгольцем и в Дашкесанском районе,— все же позволяют считать эти известняки определенно верхнеюрскими.

Наличие грубообломочного материала в основании толщи и угловое несогласие, отмечаемое на разрезах у Л. К. Конюшевского, позволяют говорить о трансгрессивном налегании известняков на подлежащую среднеюрскую вулканогенную толщу.

По наблюдениям В. П. Ренгартена в 1939 г., верхнеюрские отложения в Кафанском (Зангезурском) районе представлены чередованием известняков и обломочно-вулканогенных пород. Верхний горизонт известняков на горе Трапасар-даг заключает титонскую фауну *(Nerinea, Diceras)*. Еще выше залегают туфогенные породы, возможно, эквивалентные уже нижним ярусам нижнего мела.

Крайние к юго-востоку выходы верхнеюрских известняков в Зангезурском районе известны по еще неопубликованным данным геолога Азгеолбазы В. Д. Тучапского, по обоим берегам нижнего течения р. Охчичай в окрестностях сел. Генлык и Зангелан (к северо-западу от последнего). Известняки этого района не находятся на одном простирании с вышеописанными, но значительно южнее соединяются с первыми рядом коротких складок, оси которых падают на юго-восток.

* * *

Подводя итог всему вышесказанному относительно верхнеюрских известняков Восточного Закавказья, можно сделать следующий вывод об их фациальных взаимоотношениях. На крайнем северо-западе описываемого района наблюдается более глубоководная фация известняков и не констатируется трансгрессивное залегание их на среднеюрской вулканогенной толще. На крайнем юго-востоке наблюдаются обломочные разности известняков с туфовыми элементами, и известняки перекрывают резко трансгрессивно подлежащие породы. Посередине между указанными пунктами, в Кировабадском районе, наблюдаются переходные фации.

Вышеописанные верхнеюрские известняки не являются вместилищем каких-либо рудных полезных ископаемых. Зато они являются прекрасным строительным материалом и весьма интересны в гидрогеологическом отношении. Этим известнякам в силу их трещиноватости подчинены довольно многочисленные родники прекрасной питьевой воды, столь необходимой в этих засушливых районах. Далее им же подчинено в бассейне р. Акстафа-чай, у г. Иджеван (в ССР Армении) месторождение литографского камня *(649* и *735)*.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижнемеловые отложения южного склона Большого Кавказа

В подзоне южного склона Большого Кавказа нижнемеловые отложения не образуют непрерывной полосы. Флишевая фация этих отложений, развитая на Черноморском побережье, входит в пределы Закавказья лишь небольшим клочком в бассейне р. Псоу. В пределах Абхазии и Западной Грузии широко развиты отложения нижнего мела, но они принадлежат тектонической зоне Закавказской депрессии, представлены иными фациями и рассматриваются в другом разделе. Флишевая фация вновь

появляется ближе к Главному хребту в верховьях р. Риона, быстро расширяясь, протягивается через Юго-Осетию и Душетский район в Кахетию, где она исчезает под покровом плиоценовых и более молодых отложений. Наконец, широкого развития нижнемеловые отложения достигают в юго-восточной оконечности Главного хребта. И здесь большей частью господствует флишевая фация, и только в Кубинском районе можно выделить на северном склоне Главного хребта узкую полосу нормальных морских фаций нижнего мела, подобных тем, которые развиты в Дагестане.

Только последняя полоса нижнемеловых отложений сколько-нибудь правильно была описана в прежней геологической литературе — в работах Г. Абиха *(6, 884, 889, 901)*, Д. Антулы *(908)*, К. И. Богдановича *(130, 132)*, В. П. Ренгартена *(707)*. Нижний мел во флишевой фации обычно принимался за отложения других систем (палеозой, юра, палеоген). К. И. Богданович для района горы Дибрар *(132)* только нижнюю — халтанскую свиту отнес к нижнему мелу, все остальные свиты он считал верхнемеловыми. Впервые все отделы нижнего мела во флишевой фации были выделены В. П. Ренгартеном *(698, 699)*. Дальнейшим изучением нижнемеловых отложений зоны южного склона занимались Н. Б. Вассоевич *(161, 163, 164, 167—169, 173, 175, 185)*, И. Э. Карстенс *(372, 373)*, И. Г. Кузнецов *(454, 461)*, М. Ф. Мирчинк *(577, 580, 586)*, З. А. Мишунина *(598, 599)*, Н. С. Шатский *(852, 853)*, М. И. Гутман *(286)*, В. Д. Голубятников *(243—245)*, К. Н. Паффенгольц *(651, 655)* и др.

Расчленение мощных однообразных и почти лишенных фауны флишевых толщ представляет большие трудности. Та схема, которая принята в дальнейшем обзоре, основывается на очень редких и недостаточных находках фауны, на литологических отличиях свит и на некоторых региональных сопоставлениях палеогеографического характера.

К альбскому и аптскому ярусам относятся свиты с преобладанием пелитовых отложений (глин, мергелей, аргиллитов и очень тонкозернистых песчаников). На разных горизонтах проявляется пестрая окраска пород.

К готериву и особенно к баррему можно было отнести свиты псаммитового характера. Правда, особенно грубозернистые песчаники и здесь являются редкостью.

Наконец, к валанжину отнесены верхние горизонты известняково-мергельной свиты, в большей своей части принадлежащей верхней юре.

В этой схеме принят во внимание терригенный материал, слагающий главную массу пород и приносившийся в морской бассейн издалека. Во многих районах, и особенно в юго-восточной оконечности Главного хребта, среди этих отложений появляются прослои и горизонты гораздо более грубообломочных образований вплоть до глыбовых брекчий. Это продукты разрушения волнами островов, возникавших в нижнемеловом море вследствие тектонических процессов.

Обзор нижнемеловых отложений ведется с запада на восток вдоль южного склона Большого Кавказа и затем на северном склоне от Каспийского побережья до границы с Дагестаном.

Черноморское побережье

Нижнемеловые отложения во флишевой фации на Черноморском побережье в пределах Закавказья еще никем не были констатированы. Хорошо известные нормальные известняковые фации нижнего мела описываются в другой главе. Здесь, однако, уместно будет отметить воз-

можность встретить несколько глубже в горах зону флишевых отложений, подобных тем, которые описаны в новейших работах для более северных частей Черноморского побережья *(219, 714)*. В. Н. Робинсон *(714)* условно относит к верхней юре или к нижнему мелу свиту известково-сланцевых пород пестрой окраски с прослоями известняков и песчаников, развитую в среднем течении р. Мзымты. Эта свита переходит и в пределы Закавказья в бассейн р. Псоу, где подобные породы были констатированы Л. К. Конюшевским *(423)*. В связи с крупными тектоническими нарушениями (надвигами) далее к юго-востоку эта зона быстро скрывается под надвинутыми с севера чешуями юрских отложений.

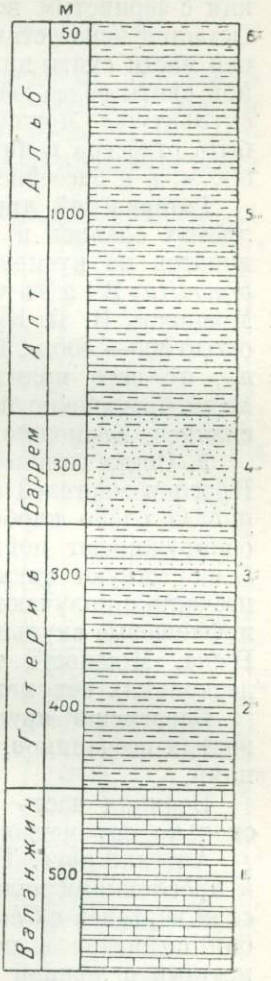


Рис. 11. Нижний мел. Юго-Осетия.

Бассейн рек Риона и Большой Лиахвы

В старой литературе сланцевые отложения южного склона Главного хребта по литологическим признакам не расчленялись сколько-нибудь отчетливо. По возрасту Г. Абих *(884)* считал их мезозойскими, Э. Фавр *(953)* относил к палеозою. В работах А. Сорокина *(775)* отмечаются сланцы Главного хребта как палеозойские, а несколько южнее сланцы, условно отнесенные к лейасу. Только в последние годы И. Г. Кузнецов *(454, 461)* выделил в этой сланцевой полосе ряд свит, отличных по литологическим признакам, и подошел к более точному выяснению их возраста, отчасти благодаря некоторым палеонтологическим находкам, отчасти по сравнению со стратиграфией района Военно-Грузинской дороги, по опубликованным работам В. П. Ренгартена *(698, 699)*. Наиболее верхние горизонты нижнемеловых отложений Южной Осетии описаны Н. Б. Вассоевичем *(168)*.

Снизу вверх во флишевой толще выделяются следующие свиты (см. рис. 11).

Валанжинский ярус. Известняково-мергельная свита, состоящая из чередования слоистых серых известняков и темносерых мергелистых сланцев с более редкими прослоями известковистых песчаников. При огромной мощности, порядка 2000 *м*, эта карбонатная свита по возрасту может отвечать всей верхней юре и валанжину. Верхняя ее часть, о которой здесь может итти речь, в более южной полосе своего распространения выражается преобладанием мергелей, в северной полосе, вблизи водораздела Главного хребта, состоит существенно из слоистых известняков. При таком толковании фактов известняковая свита является фациальным замещением верхней части мергельной свиты. И. Г. Кузнецов *(461)* считает, однако, что известняковая свита, наоборот, древнее мергельной. Эта точка зрения получила подтверждение при работах Кавказской комплексной экспедиции Академии наук в 1940 г. Известняковая свита эквивалентна титону, а мергельная (темная и светлая) должна быть отнесена к валанжину и, таким образом, не имеет себе аналогов в

районе Военно-Грузинской дороги. У Рокского перевала найдена нижневаланжинская *Berriasella subrichteri* R e t., а в бассейне Чанчахи неопределимые ближе аммониты, белемниты, пелециподы, обломки иглокожих, фораминиферы (типа *Textularia*, *Frondicularia*, *Lagena*) и, возможно, остатки диатомовых. Перечисленные организмы приурочены к известнякам с зернистым псевдоолитовым или микроконгломератовым строением. Остается неизвестным, встречаются ли эти разности известняков в верхней части свиты или только в нижней, относимой к титону. Для мергельной свиты более южной зоны указываются только *Chondrites* и флишевые скульптуры. Мощность той части карбонатной свиты, которая должна быть отнесена к нижнему мелу, оценивается ориентировочно от 300 до 500 *м*, а в бассейне р. Б. Лиахвы даже до 1000 *м*.

Готеривский ярус. 1. Свита тонкопереслаивающихся черных мергелистых сланцев и известковистых песчаников. Редкие прослои конгломератов из кусков известняков и мергелей. Встречен *Pseudobelus* cf. *bipartitus* B l a i n v., что может указывать на готеривский возраст свиты. Мощность И. Г. Кузнецовым не указывается. По его разрезу *(461)* она около 300— 400 *м*. В южной зоне черная окраска мергелей менее интенсивна, но зато появляются прослои некарбонатных глинистых сланцев. Мелкобрекчиевые прослои состоят из обломочков мергелей и глинистых сланцев. Возможно, что это еще валанжин.

2. Свита глинистых сланцев с прослоями известковистых песчаников. Прослои мергелей встречаются редко. Глинистые сланцы также бывают иногда слабо карбонатными. Песчаники мелкозернистые. Нередко они обнаруживают пойкилокластическую структуру известкового цемента. Присутствуют также карбонаты железа, вследствие чего на выходах песчаники получают бурую окраску. Встречены *Phylloceras* sp., *Chondrites* и флишевые скульптуры. По И. Г. Кузнецову, это нижняя часть свиты Геске. Мощность точно не указывается; повидимому, она достигает нескольких сот метров.

Барремский ярус. Свита толстослоистых кварцитовидных неизвестковистых песчаников, чередующихся мощными пачками с глинистыми сланцами.

Верхняя часть свиты Геске, по И. Г. Кузнецову. Мощность несколько сот метров.

Аптский ярус. Темносерые и зеленоватые глинистые сланцы с пластами и прослойками мелкозернистых известковистых песчаников, изредка прослои мергелей с *Chondrites*. Песчаники иногда волнистослоистые, нередко они содержат в почве флишевые скульптуры. Сланцы очень плотные, местами с ложной сланцеватостью. Аптский возраст является условным.

Возможно, что верхняя часть свиты уже относится к альбу. Мощность свиты не указывается, но она, повидимому, близка к 1000 *м*.

Альбский ярус. Темные глинистые сланцы с прослоями светлосерых, зеленоватых и красноватых мергелей и сланцев. Свита пестрая, аналогичная горизонту Павлеури района Военно-Грузинской дороги и свите Нафтис-хеви Тионетского района.

Верхнеальбский возраст этих свит устанавливается палеонтологическими находками. Мощность не указывается; повидимому, она — несколько десятков метров.

Общая мощность отложений, которые могут быть отнесены к нижнему мелу в бассейне Верхнего Риона и в Юго-Осетии, оценивается в 2300—2500 *м*. По своей фации они могут быть отнесены к флишу: однообразное чередование иловатых, глинистых, мергелистых и тонкопесчани-

стых осадков огромной мощности, при почти полном отсутствии остатков фауны, кроме проблематических *Chondrites*, следы сероводородного заражения. Последнее доказывается присутствием мельчайших шариков сернистого железа, констатированных во всех образцах пород, особенно из валанжинской и готеривской свит.

Район Военно-Грузинской дороги

Все характерные черты флишевой фации нижнемеловых отложений были впервые выявлены именно в районе Военно-Грузинской дороги благодаря работам В. П. Ренгартена *(698, 699)*. У прежних исследователей на возраст этих отложений существовали самые противоречивые взгляды. Породы, развитые близ Пасанаури, относились Э. Фавром *(953)*, С. Симоновичем *(749)*, Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом *(969)* и другими к палеозою; более южную зону вплоть до Ананура они считали сложенной лейасом. У Э. Фурнье *(954)* и А. Марголиуса *(538)* часть этих пород фигурирует как эоцен. И. М. Карк *(369)* бóльшую часть этих свит считает верхнемеловыми, а полосу у Пасанаури—юрской со знаком вопроса (на сводной карте в той же работе она показана верхнеюрской). Прослеживание шаг за шагом всех тектонических элементов на пространстве между Ананури и Пасанаури показало, что здесь имеется ряд складок и чешуй, в которых принимают участие две свиты пород: карбонатная — верхний мел и терригенная, сланцево-песчаниковая — нижний мел. Вот подразделения нижнемеловой свиты, установленные В. П. Ренгартеном (см. рис. 12).

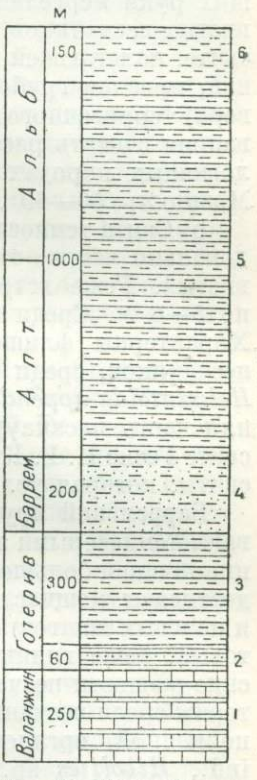


Рис. 12. Нижний мел. Район Военно-Грузинской дороги.

Валанжинский ярус. Границу между верхней юрой и нижним мелом приходится проводить, как и на Северном Кавказе, внутри мощной свиты известняков, которая получила в рассматриваемом районе название свиты Ципори. В главной своей массе это темносерые, очень плотные слоистые мергелистые известняки с более тонкими прослоями сланцеватых мергелей. Нередко наблюдаются и светлосерые кремнистые разности известняков. Очень характерны для рассматриваемой свиты встречающиеся, правда, отдельными слоями псевдоолитовые темные известняки, описанные В. П. Батуриным *(68)*. В самой северной полосе распространения свиты Ципори развиваются в большом количестве слои полимиктовых грубообломочных известняков, характеризующих здесь не только нижнюю, титонскую часть свиты, но и верхнюю, которая рассматривается как эквивалент валанжина. Обломочный материал представлен здесь мергелями, сланцами, песчаниками и в меньшей мере зернами кварца и полевых шпатов. В более южных зонах, ближе к Пасанаури, фация титонско-валанжинских отложений более однообразная мергельная. Здесь не удается отделить аналоги свиты Ципори от таких же мергельно-сланцевых толщ свиты Бахани, выражающих все остальные горизонты верхней юры. Отнесение нижней части свиты Ципори

к титону основано на внезапном появлении среди слагающих ее тонких морских карбонатных илов прослоев грубых конгломератов, что может быть объяснено только размыванием островов, возникших в связи с движениями андийской орогенической фазы на границе кимериджа и титона.

Смена карбонатных осадков терригенными, песчано-глинистыми на Северном Кавказе происходит с наступлением готеривской эпохи. На южном склоне карбонатная свита Ципори также резко сменяется терригенными песчано-глинистыми толщами. Вот основания для того, чтобы считать верхнюю часть свиты Ципори за валанжин. Кроме мелких обломочков иглокожих, в этой свите отмечаются только *Chondrites inaequalis* Heer. Мощность валанжина можно условно считать в 250 *м*.

Готеривский ярус. а) Небольшая свита темносерых и черных, марающих руки мергелистых сланцев с частыми тонкими прослоями известковистых песчаников. В самой северной зоне, у перевала Гудос-дзири в этой свите, налегающей на известняки Ципори, наблюдаются, как и в последней, прослои грубообломочных известняков. Однако принос извне (с севера) терригенного песчаного материала несомненен. Это и служит основанием считать рассматриваемую свиту за готерив. В Юго-Осетии в аналогичных породах был найден *Pseudobelus* cf. *bipartitus* Blainv. Мощность 50—60 *м*.

b) Свита темносерых глинистых сланцев, иногда слабо известковистых, довольно частые тонкие прослои песчаников, большей частью известковистых. Реже встречаются более мощные пачки слоистых песчаников, по 5—6 *м*. Среди них есть и неизвестковые кварцитовидные разности. Характерны флишевые скульптуры на нижней поверхности прослоев песчаников, среди которых И. В. Палибин определил проблематические *Helmintoida appendiculata* Heer. и *Cylindrites zickzack* Heer. Это нижняя часть пасанаурской свиты В. П. Ренгартена *(699)*, эквивалентной свите Геске И. Г. Кузнецова *(454, 461)*. Мощность той части пасанаурской свиты, которая условно относится к готериву, можно считать до 300 *м*.

Барремский ярус. Верхняя часть пасанаурской свиты также образована темносерыми глинистыми, реже мергелистыми сланцами, но песчаников в ней больше, чем в нижней. Отдельные пачки слоистых песчаников достигают мощности в 10—15 *м*. Терригенный материал (зерна кварца и полевых шпатов) очень мелкий, не более 0,2 *мм*. Цемент обычно кальцитовый, реже глинистый. Довольно часто встречаются пойкилокластические разности песчаников с шелковистым блеском в изломе. Очень характерны среди песчаников линзы более сильно известковистой породы, переполненной органогенным детритусом. Здесь различаются: *Crustacea* ind., *Hibolites* sp., *Gastropoda* ind., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Neithea* sp. ex gr. *N. atava* Roem., *Plicatula* sp., *Aucellina* sp. (?), *Terebratulina* sp., *Echinoidea* ind. (иглы), *Pentacrinus* sp., *Bryozoa* ind. (много), *Serpula* sp., зубы акуловых. По своему разнообразному составу и мелким размерам эта фауна очень напоминает ту, которую описал К. И. Богданович в системе Дибрара под именем фауны теребратулиновых слоев *(132)*. По новейшим определениям З. А. Мишуниной, эти слои должны выражать баррем или нижний апт. Большое сходство фауна пасанаурских песчаников имеет также с фауной барремских отложений Северного Кавказа, где в иных, более мелководных условиях формы отличались большой величиной. Особенно характерно для неокома обилие мшанок. Наиболее вероятен барремский возраст рассматриваемой песчаниковой свиты. Некоторым отличием от одновременной свиты Геске в Юго-Осетии служит бо́льшая карбонатность песчаников в районе Военно-

Грузинской дороги. Мощность верхней части пасанаурской свиты около 200 *м*.

Аптский ярус и нижний альб. Свита хрупких, иногда листоватых глинистых сланцев с равномерно распределенными тонкими прослоями известковистых тонкозернистых песчаников. В редких случаях песчаники достигают толщины 2 *м*. Встречаются пачки песчанистых глин или мергелей со включением обломков сланцев и песчаников (результат подводного смещения или скольжения осадков). Довольно обычны флишевые скульптуры на нижней поверхности прослоев песчаников и нежные отпечатки в песчанистых сланцах: *Chondrites inaequalis* Heer, *Ch. serpentinus* Heer, *Ch. bollensis* Heer, *Nulliporites granulosus* Heer. По возрасту подстилающих и покрывающих пород описываемая свита, получившая наименование свиты Дгнали, может быть эквивалентной аптскому ярусу и, вероятно, нижнему альбу. Мощность 1000 *м*.

Альбский ярус. Пестроцветная свита красных, оливковых и серых аргиллитов, реже встречаются мергелистые прослои. Породы сравнительно мягкие, обладают плоско-раковистой отдельностью, иногда даже листоватой. Встречаются тонкие прослои песчаников. Характерны марганцевые дендриты и даже жилки пиролюзита в трещинках песчаников. Этот горизонт В. П. Ренгартен выделил под именем горизонта Павлеури, а в Кахетии подобную же пестроцветную свиту Н. Б. Вассоевич назвал свитой Нафтис-хеви. Там в ней были найдены верхнеальбские *Aucellina gryphaeoides* Sow. Этим горизонтом заканчивается серия нижнемеловых отложений. Мощность около 150 *м*.

Как видим, разрез нижнемеловых отложений в районе Военно-Грузинской дороги сходен с описанным выше разрезом в Юго-Осетии. Устанавливается почти полный параллелизм всех подразделений. Редкие палеонтологические находки в том и другом районе дополняют друг друга и позволяют с большой уверенностью говорить о возрасте отдельных свит. Общая мощность нижнего мела в районе Военно-Грузинской дороги 1800—2000 *м*, лишь немного меньше, чем в Юго-Осетии, но и это можно отнести за счет трудности определения мощностей сложно-складчатых однообразных толщ. По сравнению с северным склоном мощности осадков на юге увеличиваются в 1,5—2 раза, но грубость зерна терригенных материалов заметно уменьшается. Область отложения флишевых осадков была более удалена от источника приноса материалов (берегов, речных дельт), чем зона нижнемеловых отложений северного склона. Однако глубины моря все же не превышали 200 *м*. Намечается узкая зона, в которой в валанжинское и нижнеготеривское время в море возвышались скалистые острова, возникавшие в результате орогенических движений предтитонской фазы. Их размывание давало пласты конгломератов и обломочных известняков среди иловатых осадков. Эта зона кордильер проходит по северной границе распространения нижнего мела во флишевой фации. Она непосредственно перекрывается с севера крупнейшим надвигом более древних (лейасовых) отложений. Не зародился ли этот разлом уже в титонское время?

Описанные выше нижнемеловые отложения принадлежат к средней, осевой части того морского бассейна, который приблизительно совпадал с областью Главного Кавказского хребта. В более южных выходах нижнемеловых отложений намечаются некоторые фациальные изменения. Здесь пока известны только верхние свиты всего комплекса и притом в очень небольших выходах (покровный остров у Душета и узкая полоса по Цирдалис-хеви). Гораздо лучше эти фации развиты в Кахетии.

Кахетия

До 1928 г. нижнемеловые отложения в Кахетии не выделялись и обычно относились к палеогену. Впервые сведения о нижнемеловом флише мы находим в работах Н. Б. Вассоевича *(161, 164, 167, 169, 173, 175, 179, 185)* и И. Э. Карстенса *(372, 373)*.

Вследствие сложной тектоники покровного характера эти глинисто-песчаные толщи были интенсивно смяты, что до крайности затруднило составление их нормального разреза. Н. Б. Вассоевич намечает некоторые отличия в характере осадков северной, Чиаурской зоны и южной, или Кахетинской. В северной зоне развиты отложения совершенно того же типа, что и на Военно-Грузинской дороге.

Валанжинский ярус. Слоистые оолитовые, псевдоолитовые, обломочные и песчанистые известняки, которые на левобережье Алазани получили в работе Н. Б. Вассоевича *(163)* название енисельской свиты. Из органических остатков в них отмечены обломки *Brachiopoda*, *Echinodermata* и *Foraminifera*. Так же, как и свиту Ципори, енисельскую свиту надо частично относить к титону, частично к валанжину. Общая мощность ее более 350 *м*. На долю валанжина можно отделить условно 200 *м*.

Готерив и баррем. Аналогами пасанаурской свиты, повидимому, являются глинистые сланцы и слюдистые песчаники, развитые, по данным А. Н. Рябинина *(734)*, в верховьях р. Иоры между сс. Артани и Квара. Восточнее полоса развития этих пород, повидимому, уходит под аллювий широтной части долины Алазани. Мощность не указана.

Аптский ярус и нижний альб. Частое переслаивание черных, серых и оливковых сланцеватых глин, как известковистых, так и некарбонатных, мелкозернистых кварцевых известковистых песчаников, часто волнисто-слоистых и буреющих с поверхности при выветривании, и мергелей различной плотности, переходящих иногда в кремнистые разности, в известняки или в аргиллиты. Отмечаются только проблематические организмы: *Chondrites targionii* Brongn. и флишевые скульптуры, изредка мелкие фораминиферы. Рассматриваемая флишевая толща является аналогом свиты Тетра-хеви более южной Кахетинской зоны и свиты Дгнали на Военно-Грузинской дороге. Мощность несколько сот метров.

Верхний альб. Горизонт зеленовато-оливковых, красноватых, светло-серых и черных сланцев, мергелей и аргиллитов, редкие прослои песчаников. Это аналог свиты Павлеури В. П. Ренгартена и горизонта Нафтисхеви более южной Кахетинской зоны. Мощность порядка 100 *м*.

Толща нижнемелового флиша прослеживается по долинам Пшавской Арагвы, верхней Иоры, Ильто и Алазани, участвуя в ряде чешуй и складок в чередовании с верхним мелом. С поворотом Алазани на восток все эти полосы скрываются под новейшими четвертичными и плиоценовыми отложениями. Более южная Кахетинская зона прослеживается значительно дальше на юго-восток, участвуя в строении самого Кахетинского хребта. Нижнемеловой флиш в этой зоне отличается, главным образом, меньшим уплотнением пород: вместо глинистых сланцев здесь господствуют мягкие сланцеватые глины, дающие большие оползни. Крайне сильное тектоническое смятие в Кахетинской зоне приводит к невозможности составить колонку нормальной последовательности горизонтов нижнего мела и определить их мощности. В отдельных чешуях Н. Б. Вассоевичем и И. Э. Карстенсом отличаются следующие свиты.

Валанжин (?). Белые грубослоистые известняки, в которых был найден обломок *Ammonites* sp. По своему характеру эти известняки сильно отличаются от пород свиты Ципори и Енисели и скорее приближаются к нижнемеловым известнякам Кутаисского района (ургонская фация). Готеривский и барремский ярусы не были констатированы в песчаниковой

фации, подобной пасанаурской свите. Возможно, что аналоги этих ярусов входят в предыдущую свиту известняков, встреченную Н. Б. Вассоевичем пока лишь в изолированных выходах.

Аптский ярус и нижний альб. Свита глин, иногда песчанистых, часто сланцеватых, различных оттенков окраски от почти черных до светлосерых, нередки голубоватые тона, реже зеленоватые и красноватые. Глины чередуются с известковистыми мелкозернистыми песчаниками, обычно в виде тонких слоев. Известковый цемент песчаников иногда бывает перекристаллизован с образованием пойкилокластической структуры. Бывают переходы в песчанистые известняки. Характерно появление прослоев светлых мергелей и глинистых известняков с проблематиками: *Chondrites targionii* Brongn. var. *arbuscula* F. O., *Ch. inelineatus* Brongn., *Ch. (Caulerpa) filiformis* Heer, кроме того, констатированы фораминиферы: *Globigerina*, *Lagena* и *Nodosaria*. Н. Б. Вассоевич выделил эту толщу под именем свиты Тетра-хеви. Она является аналогом свиты Дгнали В. П. Ренгартена.

Верхний альб. Темносерые, часто черные, довольно крепкие аргиллиты, т. е. некарбонатные и несланцеватые плотные глины, чередующиеся с более тонкими слоями серовато-желтых и оливковых тонкослоистых глин. Редкие и тонкие прослои песчаников. В верхних слоях свиты в глинистых прослоях встречены нежные створки *Aucellina gryphaeoides* Sow. и отпечатки аммонитов. На Кавказе массовое нахождение первой формы обычно характеризует верхнюю зону альба, хотя *Aucellina gryphaeoides* Sow. может подниматься и до сеномана. Н. Б. Вассоевич в одной из своих статей *(164)* отмечает нахождение ниже слоев с *Aucellina* прослоев кристаллического туфа альбитофира. Описанная свита в Кахетии получила наименование свиты Нафтис-хеви. Она аналогична свите Павлеури В. П. Ренгартена. Мощность не очень велика, но точно не указывается.

Итак, нижнемеловые отложения Кахетинской зоны при общем своем флишевом характере приобретают уже некоторые черты, свойственные еще более южным зонам — белые известняки в основании (неоком), светлые мергели в апто-альбской свите и, наконец, вулканические туфы в верхнем альбе. Хотя общая мощность нижнего мела здесь не известна, но по характеру осадков нет основания считать, что терригенные материалы поступали в эту часть бассейна исключительно с юга. Скорее, наоборот, можно ожидать развития еще южнее зоны более чистых известковых илов.

От Белокан до Куткашена

Между последними выходами енисельских известняков, которые, как сказано выше, частично могут относиться к валанжину, и Белоканами на некотором протяжении нижнемеловые отложения из состава пород южного склона выпадают совершенно. Далее к востоку, по исследованиям В. В. Вебера *(199, 202)*, у подножья гор снова появляются различные свиты нижнего мела в флишевой фации. Здесь выделяются снизу вверх такие свиты.

Валанжинский ярус. 1. Верхняя часть известняково-мергельной свиты «С» (В. В. Вебера), с преобладанием обломочно-органогенных и оолитовых известняков, может быть эквивалентна свите Ципори района Военно-Грузинской дороги — титону и валанжину. Никаких данных о мощности той части свиты «С», которая может относиться к валанжину, не имеется.

Готеривский, барремский и аптский ярусы. 2. Свита «С—D» (В. В. Вебера), представленная в основном темными известковистыми

сланцами с прослоями известковистых песчаников (и алевролитов) и оливковых известняков. Карбонатность пород в этой свите заметно уменьшается с востока на запад. Таким образом намечается постепенный переход глинисто-песчанистых свит Пасанаури и частью Дгнали в более известковистую свиту «C—D», им эквивалентную по возрасту. Мощность от 1000 до 1500 *м*.

Альбский ярус. 3. Нижняя часть свиты «D» В. В. Вебера, состоящая из темносерых неизвестковистых песчано-глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников. Иногда полосчатая красноватая окраска (D_1). Это аналоги верхней части свиты Дгнали и свиты Павлеури. Возможно, что к верхам альба надо еще отнести часть туфогенной свиты, которая в главной своей массе представляет сеноман. Мощность около 500 *м*.

Для того же района несколько ранее В. В. Вебера К. Н. Паффенгольц *(651, 655)* описал известково-мергельные и песчанистые отложения в окрестностях Белокан и Ели-су. Его свита отвечает свитам «C—D» и «D» В. В. Вебера без разделения. Автор довольно правильно считает ее эквивалентной халтанской свите К. И. Богдановича.

Дибрарский район

Юго-восточную оконечность Главного Кавказского хребта впервые осветил К. И. Богданович. Однако в его работах *(130, 132)* часть нижнемеловых отложений еще была отнесена к верхнему мелу. Неправильность определений фауны была указана Э. Штоллей *(1005)*. В последнее время стратиграфия нижнего мела этого района была разработана М. Ф. Мирчинком *(577, 580, 586)*, З. А. Мишуниной *(598, 599)* и особенно Н. Б. Вассоевичем *(174a)* и В. Е. Хаиным, работы которых большей частью еще не опубликованы. Много данных можно почерпнуть также в работах Н. С. Шатского *(852, 853)*, М. И. Гутмана *(286)* и В. Д. Голубятникова *(244, 245)*. Для окрестностей горы Дибрар Северного Кабристана и побережья Каспийского моря от Килязи до р. Аты-чай можно дать такой сводный разрез (рис. 13).

Альбский ярус. a) Темносерые, черные, иногда бурые известковистые глины, переслаивающиеся с более твердыми серыми мергелями, местами битуминозными. Есть прослои мергелистых песчаников. В темнокоричневых мергелях встречены рыбные остатки. Это кемишдагская свита М. Ф. Мирчинка и частично верхняя часть его же подкемчинской свиты. По замечанию Н. С. Шатского, пачка черных глин с рыбными остатками очень напоминает средне- и верхнеальбские слои северного Дагестана. С другой стороны, эта мощная пестрая свита довольно хорошо соответствует такого же возраста свитам Павлеури и Нафтис-хеви во флишевой толще южного склона. Мощность около 300 *м*.

b) Чередование серых и зеленовато-серых оскольчатых глин и мергелистых охристо-бурых песчаников с шаровой отдельностью и включениями крупных (до 1 *м* в диаметре) конкреций твердого железистого мергеля. Местами нижние, наиболее мощные слои песчаников становятся грубыми, конгломератовидными. По мнению М. Ф. Мирчинка, верхняя часть этой свиты (низы его кюлюлинской свиты) местами залегает несогласно на более древних отложениях. Н. Б. Вассоевич в нижней части свиты отличает еще танкаласинский горизонт и алты-агачскую свиту. По своему положению и литологическому составу вся эта толща аналогична среднему альбу Северного Кавказа. Мощность от 180 до 500 *м*.

Аптский ярус. c) Переслаивание красных и зеленовато-серых мергелистых глин с прослоями зеленых песчаников и обильными плоскими конкрециями черного железистого мергеля. Местами в этом горизонте появ-

ляются пачки грубых полимиктовых песчаников и даже глыбовых известняковых конгломератов. Фауна представлена верхнеаптскими *Hibolites semicanaliculatus* Blainv., *H. minaret* Rasp., *H.* cf. *subfusiformis* Rasp., *Neohibolites aptiensis* Stoll., N. *ewaldi* Stromb., *Pelecypoda*, *Brachiopoda*, spicula губок, *Globigerina*, *Rotalia*, *Bolivina*, *Textularia*, *Nodosaria* и зубами акул. Это так называемый «актинокамаксовый» горизонт К. И. Богдановича, ханагинская свита М. Ф. Мирчинка, быгырская свита М. И. Гутмана. Мощность 200—300 *м*.

d) Серые и зеленоватые глинистые сланцы, зеленые мергели и аргиллиты с прослоями известковистых песчаников и реже буроватых мелкобрекчиевидных песчанистых известняков. В низах свиты встречаются слои мергелей и глин с обломками подобных же кремнистых мергелей и известняков. Обильная фауна в разных слоях этой свиты была первоначально описана К. И. Богдановичем как верхнемеловая. Аптский (и отчасти верхнебарремский) возраст ее устанавливается определениями, сделанными З. А. Мишуниной: *Phylloceras infundibulum* d'Orb, *Lytoceras anisoptychum* Uhl., *Pleurotomaria* sp. aff. *Pl. subneocomiensis* Pčel., *Turbo fleuriensis* Pict. et Camp., *Trochus pertyi* Pict. et Camp., *Itieria truncata* Pict. et Camp., *Dentalium* sp., *Lima carteroni* d'Orb., *Plicatula* sp., *Exogyra minor* Coq., *Ex. tuberculifera* Koch et Dunk., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Grammatodon securis* Leym., *Trigonia* sp., *Panopaea gurgitis* Brongn. var. cf. *prevosti* Leym., *Terebratulina martini* d'Orb, *Serpula* sp., *Cidaris* sp., *Cyphosoma* sp., *Pentacrinus* sp., *Favia turbinata* Koby, *Eugyra neocomiensis* From., *E. cotteaui* From., *Thamnastrea duparci* Koby, *Dimorphastrea bellula* d'Orb., *Latimeandra kaufmanni* Koby, *L. lorioli* Koby, *Thecosmilia tobleri* Koby, *Placosmilia urgonensis* Koby, *Phyllocoenia picteti* Koby, *Heliocoenia picteti* Koby, *Convexastrea* cf. *desori* Koby, *Thecoseris convoluta* Koby, *Spongia boletiformis* Mich., *Heteropora cryplopora* Mich., *Hydropora picteti* Koby, *Entalopora vassiacensis* d'Orb., *Reptomulticava micropora* d'Orb., *R. tuberosa* d'Orb., *R. fungiformis* Greg., *Orbitolina lenticularis* Leym.

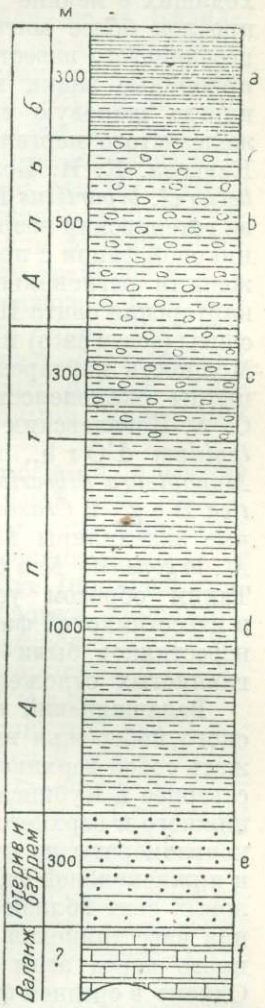


Рис. 13. Нижний мел. Дибрарский район.

К. И. Богданович лишь условно выделял в рассматриваемой свите теребратулиновые и филлоцератовые слои. М. Ф. Мирчинк верхнюю часть называет халчайской свитой, а нижнюю — филлоцератовым горизонтом. З. А. Мишунина весь комплекс описывает под именем свиты нижних серых глин. М. И. Гутман для наиболее западных районов верхнюю часть толщи называет агри-эйлягской свитой, а нижнюю с преобладанием глинистых, иногда битуминозных сланцев выделяет под именем свиты Гяшки-беюк и указывает на нахождение в ней *Phylloceras*. Мощность всей толщи нижнего апта сильно варьирует, отчасти, быть может, вследствие

трансгрессивного залегания на ней верхнего апта и более молодых свит. Во всяком случае, наибольшие мощности указываются для западной части полосы южного склона Главного хребта. Мощность от 350 до 1000 *м*.

Барремский и готеривский ярусы. c) Свита темных глин с прослоями довольно твердых зеленоватых известковистых песчаников, местами переходящих в мелкие конгломераты и даже в глыбовые конгломераты. Есть прослои более мягкие, мергелистые, а в верхних горизонтах прослои песчанистого известняка с обломками окаменелостей. Характерны волноприбойные знаки и флишевые скульптуры. Песчаники обнаруживают иногда шаровую скорлуповатую отдельность. Встречаются конкреции железистого мергеля, как в нижней сидеритовой свите северо-западного Кавказа. К. И. Богдановичем в верхней части свиты встречены *Pseudobelus* cf. *bipartitus* Blainv. и *Duvalia* aff. *binervia* Rasp., говорящие за готеривский возраст вмещающих слоев. О присутствии баррема в песчаниковой фации с прослоями известняков можно говорить лишь по соображениям регионального характера. Во всяком случае, рассматриваемая кайтарская свита Н. Б. Вассоевича составляет верхнюю часть халтанской свиты (sensu lato) и подстилает теребратулиновые и филлоцератовые слои. Мощность кайтарской свиты выражается примерно 250 *м*. Очень любопытны окаменелости из утесов Сары-таш и Алты-агач, доставленные С. А. Ковалевским *(388)* и описанные В. В. Богачевым *(118)*: *Lytoceras lepidum* d'Orb., *Pecten carteroni* d'Orb., *Neithaea deshayesi* d'Orb., *Monopleura dibrariana* Bogatsch., *M. dibrariana* Bog. var. *schizmatica* Bog. и *Crassatella iskanderi* Bog. Судя по изображениям, некоторые экземпляры *Monopleura dibrariana* Bogatsch. тождественны с *M. urgonensis* Math., другие являются лишь вариететами этого вида. Таким образом устанавливается местное развитие верхнего баррема в известняковой фации с рудистами. Перед трансгрессией апта эти линзы известняков были размыты и сохранились в виде глыб среди песчано-глинистых отложений апта.

Валанжинский ярус. f) Для районов Кабристана, Дибрара и Каспийского побережья выходов известняковой серии, которая могла бы выражать собой верхнюю юру и валанжин, пока не было указано. Она имеется севернее в Кубинском районе. С другой стороны, во многих горизонтах нижнего и верхнего мела рассматриваемого района встречаются глыбовые конгломераты из кусков светлых известняков с остатками верхнеюрской и нижнемеловой фауны. Во всяком случае, во время отложения нижнемеловых свит вблизи рассматриваемого района размывалась какая-то мощная известняковая свита, вероятно включавшая и валанжин. Она могла иметь перед этим большое распространение и в описываемом районе. Однако в средней флишевой зоне валанжин выражен в песчано-глинистой фации и входит, таким образом, в состав халтанской свиты. Здесь были найдены аммониты титонско-берриасового облика. Н. Б. Вассоевич приводит *Spiticeras negreli* Math., *Berriasella calisto* d'Orb., *Perisphinctes (Aulacosphinctes) transiformis* Opp. и пр., и выделяет эту среднюю часть халтанской свиты под именем нардаранской свиты. Флишевый характер свиты выражается чередованием зеленовато-серых мергелей, известняков и песчаников. Много конгломератов. Обычно свита залегает трансгрессивно на более древних отложениях. Мощность от 350 до 650 *м*. Общий характер нижнемеловых отложений Дибрарского района все еще близок к флишевой фации центральной части южного склона Главного хребта. На это указывает значительная их мощность, от 1500 до 2500 *м*, и частое и однообразное чередование глинисто-сланцевых, песчаных и мергелистых

осадков. Однако некоторые горизонты содержат здесь обильную фауну. Другая особенность — это присутствие на разных горизонтах слоев глыбовых конгломератов, свидетельствующих о появлении в соответствующей части морского бассейна островов, быстро разрушавшихся волнами.

Кубинский район

Полоса нижнемеловых отложений в Кубинском районе от ст. Кизилбурун на Каспийском побережье до горы Шах-даг принадлежит уже северному склону Главного хребта. Указания на характер этих отложений мы находим в работах Г. Абиха *(6, 901, 889*—II), D. Anthula *(908)*, К. И. Богдановича *(130, 132)* и В. П. Ренгартена *(707)*. Однако исследования на месте не были достаточно подробны, чтобы дать ясную стратиграфическую последовательность горизонтов. Еще менее освещенным остался вопрос о том, как совершается переход от флишевой фации нижнемеловых отложений района горы Дибрар к более нормальным морским фациям северного склона. По некоторым данным можно полагать, что границей между этими фациями служит тектоническая линия, направляющаяся от сел. Афурджа на р. Бельбеляк-чай к южному эскарпу горы Шах-даг. В последние годы в Кубинском районе производились исследования В. П. Батуриным, И. Ф. Пустоваловым, Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиным, но эти материалы остаются пока неопубликованными. Намечается такая последовательность горизонтов.

Альбский ярус. Перед верхнемеловыми трансгрессиями альбские и аптские отложения, повидимому, были в значительной мере смыты, по крайней мере между верхнемеловой и барремской известняковыми толщами залегает обыкновенно лишь небольшой мощности песчано-глинистая свита пород. В конгломератовидных глыбах (конкрециях ?) среди таких отложений найдена фауна альба: обломки аммонитов, *Neohibolites stylioides* Renng., *Natica* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. nassibianzi* Sok., *A. pompeckji* Pavl., *A.* cf. *aptiensis* d'Orb., *Rhynchonella deluci* Pict., *Terebratula dutemplei* d'Orb.

Аптский ярус. В нижней части той же песчано-глинистой свиты наблюдаются прослои зеленого и серого известняка с фауной апта: *Phylloceras guettardi* Rasp., *Lytoceras heterosulcatum* Anth., *Hibolites semicanaliculatus* Blainv., *Alectryonia* cf. *macroptera* Sow., *Terebratula dutemplei* d'Orb., *T. moutoni* d'Orb., *Zeilleria* cf. *hippopus* Roem., *Terebratulina* sp.

Барремский ярус. а) Пачка серых сланцеватых глин с прослоями известняков. Фауна не указывается, но по положению и литологическому характеру эта пачка вполне соответствует верхнебарремской свите Северного Кавказа.

б) Мощная свита зеленовато-серых, буроватых и беловатых известняков, то плотных скрыто-кристаллических, то несколько раскристаллизованных, то оолитовых с органогенным детритусом. Есть прослои песчанистых мергелей и песчаников. Повидимому, верхнюю часть этой свиты с явным преобладанием известняков над песчаниками и мергелями можно параллелизовать с барремской пачкой известняков, всюду выделяемой в Дагестане. Эта свита изобилует разнообразной фауной. Сюда можно отнести большинство приводимых списков фауны, причем отделить горизонты верхнего и нижнего баррема пока не представляется возможным. Вот комбинированный список форм:

Phylloceras picturatum d'Orb., *Ph. ponticuli* Rasp., *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Heteroceras* sp., *Pleurotomaria daghestanica* Anth.,

Exogyra latissima Lam., *Ex. subsinuata* Leym., *Ex.* cf. *minos* Coq., *Ex. germaini* Coq., *Ex. tuberculifera* Koch. et Dunk., *Ostrea etalloni* Pictet et Camp., *Ostrea leymeriei* Desh., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Chlamys robinaldi* d'Orb., *Camptonectes* cf. *cottaldi* d'Orb., *Hinnites leymeriei* Desh., *Neithea atava* d'Orb., *N. daghestanica* Renng., *Lima tombecki* d'Orb., *Plicatula placunea* Lam., *Gervillia alaeformis* d'Orb., *Trigonia* cf. *abichi* Anth., *Cyprina bernensis* Leym., *Sphaera corrugata* Sow., *Astarte moreana* d'Orb., *Cardium imbricatarium* d'Orb., *Panopaea neocomiensis* d'Orb., *Panopaea gurgitis* Brongn. var. *prevosti* Leym., *Pholadomya elongata* Münst., *Ptychomya robinaldi* d'Orb., *Rhynchonella lata* d'Orb., *Rh. irregularis* Pict., *Terebratula sella* Sow., *T. acuta* Quenst., *T. russillensis* Lor., *T. moutoni* d'Orb., *Serpula socialis* Goldf., *Elasmostoma neocomiensis* Lor., *El. acutimargo* From., *Discoelia porosa* From., *Cupulochonia cupuliformis* From., *C. sabaudiana* Lor., *C. insueta* Lor., *C. couloni* Lor., *Cribrosciphia neocomiensis* Lor., *Monotheles stellata* From., *Siphonocoelia cylindrica* From., *S. tenuicula* Lor., *Astrocoenia subornata* d'Orb., *A. dodecaphyllia* Trd., *A.* cf. *minima* From., *Stylina sablensis* Trd., *Zonopora irregularis* d'Orb. Мощность от 150 до 200 *м*.

Готеривский ярус. Чередование плотных, оолитовых и песчанистых известняков с песчанистыми мергелями, песчаниками и глинами. Фауна готеривского возраста: *Exogyra subsinuata* Leym., *Ex. tuberculifera* Koch et Dunk., *Ostrea etalloni* Pict. et Camp., *Chlamys robinaldi* d'Orb., *Hinnites leymeriei* Desh., *Lima tombecki* d'Orb., *Avicula cornueli* d'Orb., *Gervilla alaeformis* d'Orb., *Trigonia nodosa* Sow., *Sphaera corrugata* Sow., *Panopaea neocomiensis* d'Orb., *P.* cf. *robinaldi* d'Orb., *Rhynchonella lata* d'Orb., *Rh. multiformis* Roem., *Terebratula sella* Sow., *T. russillensis* Lor., *T. moutoni* d'Orb., *Terebratulina biauriculata* d'Orb., *Toxaster complanatus* Ag., *Holectypus* sp., *Echinobrissus* sp. Мощность достигает 100—150 *м*.

Валанжинский ярус. Пачка светлых плотных известняков, в нижней части переслаивающихся со слоями серых и зеленоватых мергелей. Остатки крупных *Exogyra*. Отнесение к валанжину условное. Мощность 10 *м*.

Хотя точных данных о мощности нижнемеловых отложений в Кубинском районе не имеется, но И. Ф. Пустовалов все же дает для всей толщи известняков неокома примерную мощность в 350—370 *м*, что соответствует мощности этой свиты на вершине горы Гетин-киль в Дагестане. Песчано-глинистая свита апта и альба в значительной степени подвергалась размыву, но, судя по уцелевшим ее клочкам, она не имела большой мощности. Таким образом бросается в глаза резкий контраст с чрезвычайно мощными отложениями нижнего мела Дибрарского района. Обилие известняков и богатство фауны в Кубинском районе также служат отличием от флиша. Здесь важно отметить, что местами обе фации сближены вплотную. У сел. Афурджа развиты породы халтанской и теребратулиновой свит, а непосредственно севернее появляется гряда неокома в известняковой фации. Это сближение разных фаций может быть объяснено только тектоническими причинами.

Верхнемеловые отложения южного склона Большого Кавказа

В настоящий обзор входят верхнемеловые отложения, приуроченные к тектонической подзоне южного склона Главного Кавказского хребта. Одной из отличительных особенностей этой подзоны является флишевый характер слагающих ее юрских и меловых отложений *(710)*.

Верхнемеловые отложения известны не на всем протяжении подзоны южного склона.

Полоса верхнемелового флиша, идущая вдоль северной части Черноморского побережья, заходит в пределы Закавказья только небольшим клином в бассейне р. Псоу в Абхазии.

Далее к юго-востоку на протяжении 330 *км* верхнемеловых отложений в подзоне южного склона нет. В большей части Абхазии, в Сванетии и Раче эта подзона очень сужена и образована только юрскими и более древними отложениями. Известные в более южных частях этих областей, а также в Мингрелии и Лечхуме верхнемеловые отложения принадлежат уже к иным фациям и рассматриваются в другом разделе. В Юго-Осетии мы вновь встречаемся с развитием верхнего мела во флишевой фации. Эта полоса быстро расширяется к востоку вследствие развития сложной складчатости и чешуй, переходящих в покровы. В районе Военно-Грузинской дороги и в Кахетии верхнемеловые отложения находятся в очень сложных тектонических отношениях с нижним мелом и с палеогеном. На юго-восточной оконечности Кахетинского хребта, в районе Пховели зона верхнемелового флиша погружается под толщу неогеновых и четвертичных отложений. Общее протяжение выходов верхнего мела от Юго-Осетии до Кахетии 170 *км*.

После перерыва в 200 *км* с верхнемеловыми отложениями мы вновь встречаемся в системах Лагича и Дибрара в Шемахинском районе. Здесь на юго-восточном окончании Главного хребта мы имеем сложно-складчатую область, в которой принимают участие нижний мел, верхний мел и палеоген. Дойдя почти до устья р. Сумгаита, площадь развития верхнемеловых отложений распространяется к северо-западу вдоль Каспийского побережья, а затем в виде цепи отдельных пятен прослеживается до высот Шах-дага. Наибольшая длина этой области около 160 *км*.

Итак, в подзоне южного склона, прослеживаемой по простиранию в пределах Закавказья на 850—900 *км*, верхнемеловые отложения встречаются на протяжении 320—330 *км* в виде двух участков на востоке и в центре и небольшого клочка на западе.

Верхнемеловые отложения во флишевой фации были окончательно выделены и расчленены сравнительно недавно. Долгое время этим сланцевым и мергельным толщам, почти лишенным окаменелостей, в разных местах придавался различный возраст, от лейаса до палеогена. В 1906 г. К. И. Богданович впервые описал маастрихтскую фауну орбитоидов из района Дибрара и выделил там соответствующие по возрасту отложения *(132)*. В полном объеме верхнемеловые отложения были выделены в районе Военно-Грузинской дороги В. П. Ренгартеном в 1932 г. *(698, 699)*. Позднее они были особенно подробно расчленены по литологическим признакам в Кахетии во многих работах Н. Б. Вассоевича *(161, 164, 167, 169, 173, 175, 186)*.

Кабристанским и прикаспийским верхним мелом занимались З. А. Мишунина, М. Ф. Мирчинк, Н. С. Шатский и другие *(577, 580, 586, 598, 599, 852, 853)*. Для параллелизации предложенных в разных районах стратиграфических схем верхнего мела большое значение имеют работы Н. Б. Вассоевича *(165, 170, 176, 185)*.

Нижняя граница верхнего мела не возбуждает особых разногласий, хотя руководящих сеноманских форм в рассматриваемой зоне еще нигде не было найдено. Присутствие вулканогенных материалов в западной и центральной части южного склона Кавказа, а также и в Малом Кавказе является очень надежным признаком для выделения сеноманских

отложений. Это заключение недавно нашло себе прочное подтверждение благодаря находке Р. И. Вяловой и О. С. Вяловым сеноманской фауны головоногих в Туапсинском районе, где в основании верхнемелового флиша также имеется горизонт с туфогенными отложениями.

В Юго-Восточном Кавказе К. И. Богданович включал в состав верхнего мела так называемые актинокамаксовые, филлоцератовые и теребратулиновые слои, которые в действительности оказались нижнемеловыми. Установленная трансгрессивность верхнего мела, начинающегося туроном, и резкое изменение характера отложений позволяют в настоящее время в юго-восточной оконечности Большого Кавказа проводить с большой уверенностью границу между нижним и верхним мелом.

Несколько иначе обстоит дело с границей между меловыми и третичными отложениями. Стратиграфические подразделения для отложений, переходных между верхним мелом и палеогеном, в районе Апшеронского полуострова, предложенные в 1916 г. И. М. Губкиным *(277, 278)*, благодаря ясной их литологической характеристике оказались очень удобными и до сих пор применяются всеми исследователями Юго-Восточного Кавказа. Геологический возраст этих подразделений в то время определялся не столько на основании палеонтологических находок, сколько путем региональных сопоставлений с отложениями Дагестана и северо-западной оконечности Кавказа. Новые данные по стратиграфии и новые палеонтологические находки заставляют изменить определения возраста в стратиграфической схеме И. М. Губкина и передвинуть вверх границы мела и эоцена.

В настоящее время установлено, что свиты юнусдагская и ильхидагская не выходят из пределов верхнего мела (кончая датским ярусом); в таком случае сумгаитская свита должна представлять отчасти датский ярус и главным образом палеоцен (нижний эоцен).

По своему характеру верхнемеловые отложения в зоне южного склона Большого Кавказа имеют все черты флишевой фации. При общем карбонатном характере пород мы имеем частое ритмическое чередование тонких слоев чистых известняков, кремнистых известняков, мергелей, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников и обломочных известняков (от алевритов до псефитов и глыбовых конгломератов включительно). Находки нормальной морской фауны очень редки, микрофауна иногда очень обильна.

Весьма обычными являются следы ползанья придонных животных, иероглифы, фукоиды, различные *Problematica*, а также следы подводных скольжений осадков («кривослоистые» песчаники и пр.).

При таком характере пород точное определение возраста свит очень затрудняется. Благодаря немногим счастливым находкам фауны определился возраст некоторых горизонтов, которые служат реперами; возраст остальных свит устанавливается условно, с учетом таких косвенных соображений, как орогенические фазы, трансгрессии, проявления вулканизма и пр. Сопоставление разрезов различных районов между собой играет решающую роль. При этом на первый план выдвигается точная литологическая характеристика отдельных свит. К сожалению, далеко не во всех работах на это было обращено должное внимание. Еще менее затронуто изучение микрофауны, между тем для корреляции флишевых отложений микрофауна может доставить наиболее надежные данные.

Вопросы петрографии осадочных пород верхнемеловых отложений Кавказа затронуты в работах В. П. Батурина *(68)*, Н. Б. Вассоевича *(170)*, И. Э. Карстенса *(372, 373)*, П. Н. Чирвинского *(847)*, К. И. Богдано-

вича *(132)* и А. И. Месропяна *(552)*. Микрофауна описана в работах В. П. Ренгартена *(706)*, К. И. Богдановича *(132)*, А. Н. Рябинина *(731)* и И. Э. Карстенса *(372)*.

Черноморское побережье

Верхнемеловой флиш, широко распространенный на Черноморском побережье, в пределах Закавказской части последнего еще никем из геологов не был изучен. Можно только предполагать, что он заходит небольшим клином в верхнюю часть бассейна рр. Псоу и Геги, притока р. Бзыби. В ближайшем соседстве к западу, в бассейне р. Мзымты, верхний мел в флишевой фации был констатирован недавно В. Н. Робинсоном. Это мощная свита чередующихся слоев известняков, мергелей и известковистых песчаников серой и красноватой окраски. Микрофауна представлена большим количеством *Lagenidae* («сферы») и *Globigerinidae*. При сложных тектонических отношениях эта полоса пород все же отчетливо переходит в пределы Закавказья. Л. К. Конюшевским *(423)* как раз на простирании этой полосы в верховьях рр. Псоу и Геги отмечено развитие «светлых полосчатых известняков с тонкими правильными прослоями кремня, тонкослоистых известняков и мергелей». Автор относил эти породы к нижней юре.

Юго-Осетия

После очень большого перерыва верхнемеловые отложения в фации флиша появляются впервые в бассейне р. Джоджоры, между сс. Лесора и Фасраго, где они были констатированы В. В. Богачевым *(107)*. Это узкая полоса, тектонически зажатая между Закавказской полого-складчатой зоной и сланцевой областью зоны южного склона Большого Кавказа. В таких же условиях проявляются верхнемеловые отложения и в бассейне р. Большой Лиахвы в Джавском районе, где они гораздо более подробно были описаны Н. Б. Вассоевичем *(168)*.

По М. Лиахве и по Ксану область развития верхнего мела сильно расширяется. Здесь эти отложения образуют несколько полос в чередовании с нижнемеловыми отложениями.

Вот стратиграфическая схема верхнего мела Джавского района, данная Н. Б. Вассоевичем в соответствии с ранее разработанной стратиграфией флишевых толщ в районе Военно-Грузинской дороги и Кахетии. Объяснение названий подразделений и разбор определения их возраста будут даны ниже при рассмотрении следующих районов.

Маастрихтский ярус. a) Серые сланцеватые глины с прослоями темно-серых, черных и зеленоватых кремнистых аргиллитов и известковистых песчаников, иногда кривослоистых. Прослои микроконгломератов с органогенным детритусом *(Orbitoides, Rotaliidae, Textularia, Globigerina, Calcarina, Bryozoa, Lithothamnium* etc.). Это аналоги слоев Квитеры и орбитоидных s. str.

Кампанский ярус. b) Частое чередование слоев светлых известняков, песчанистых известняков, мергелей, известковистых песчаников и глин. Эта свита соответствует сабуинским слоям Кахетии.

c) Пачка светлосерых зернистых, иногда сахаровидных известняков с тонкими пропластками зеленоватых и красных сланцеватых глин и мергелей; *Inoceramus* sp., *Globigerina, Textularia, Rotaliidae, Calcarina, Bryozoa, Echinodermata, Lithothamnium* и различные иероглифы на нижней поверхности слоев зернистых известняков. Аналоги свиты

Джорчи или зернистых известняков в районе Военно-Грузинской дороги и Кахетии.

Сантонский и коньякский ярусы. d) Светлые зеленоватые, желтоватые и светлосерые рассланцованные известняки с прослойками мергелей и слабопесчанистых известняков с *Globotruncana*, *Fissurina* и *Lagena* («сферы»). Это аналоги свиты Эшмакис-хеви или литографских известняков, но в Юго-Осетии они подверглись сильным тектоническим воздействиям и утратили характер литографских известняков.

Туронский ярус. e) Красные известняки и мергели с прослоями светлосерых зернистых и песчанистых известняков, переполненных *Fissurina* и *Lagena*. В. В. Богачев указывает еще на присутствие *Actinocamax*. Это очень постоянный горизонт, выделенный в районе Военно-Грузинской дороги под именем свиты красных известняков, а в Кахетии — свиты Маргалитис-клде. Мощность 20 *м*.

Сеноман. f) Горизонт темных кремнистых аргиллитов и черных кремней, образующих сплошные пласты в несколько метров мощности. Для этой очень характерной породы можно применить термин фтанит, предложенный Гаюи. В литературе они упоминаются еще под именем роговиков и менилитов. Нередки *Radiolaria* и spicula губок. Для этого «горизонта роговиков» Н. Б. Вассоевичем предложено название анапурского горизонта *(169, 175)*.

g) Свита черных сланцев с прослоями аргиллитов и полимиктовых песчаников, состоящих из зерен кварца, вулканических пород и минералов: горизонт, соответствующий свите Укугмарти в Кахетии и полимиктовым песчаникам Военно-Грузинской дороги.

В этом разрезе нехватает самых верхних слоев — шахветильской или надорбитоидной свиты, которая должна включать датский ярус. Повидимому, третичная серия срезывает верхний мел трансгрессивно. В ее основании наблюдается грубообломочный горизонт. Это обстоятельство, а также отчетливость подразделений верхнего мела служат доказательством принадлежности этих отложений к так называемой Кахетинской зоне.

Район Военно-Грузинской дороги

Бассейн р. Арагвы и некоторых притоков Ксана изучался В. П. Ренгартеном. Впервые стратиграфическая схема флишевых осадков верхнего мела им была дана в 1924 г. *(698)*. Более полно она изложена в его работе 1932 г. *(699)*. В основу подразделения положены литологические признаки пород, некоторые типы которых были описаны для этого же района В. П. Батуриным *(68)*.

Важнейшим опорным горизонтом для определения возраста свит верхнего мела служит орбитоидная свита. Обильная фауна корненожек из этого горизонта была описана В. П. Ренгартеном *(706)* и позволила ему прочно установить маастрихтский возраст вмещающих слоев. Для уточнения стратиграфической схемы большое значение имеют также работы Н. Б. Вассоевича в Кахетии, где им установлены наиболее дробные подразделения верхнемеловых отложений *(161, 164, 167, 169, 173, 175, 186)*. Кроме того, этот автор выполнил интересные региональные обзоры и сопоставления по стратиграфии верхнего мела и палеогена, как с соседними, так и с более удаленными местностями *(165, 170, 176, 185)*.

Для южного склона Главного Кавказского хребта В. П. Ренгартеном была впервые указана зональность в распределении фаций верхнемеловых отложений *(698, 699)*. Определенные фации здесь приурочены к отдель-

ным тектоническим поясам или подзонам. С севера на юг здесь выделены такие подзоны: Мтиулетская, Лалаурис-хеви, Хевкрильская, Аргунско-Жинванская и Аркалинская. Наиболее полно серия верхнемеловых отложений представлена в Хевкрильской подзоне, соответствующей также Чиаурской зоне Кахетии в работах Н. Б. Вассоевича. Здесь выделяемые свиты особенно ясно охарактеризованы. Вот разрез верхнего мела Хевкрильской подзоны, как он наблюдается на Военно-Грузинской дороге (см. рис. 14):

Датский ярус. a) Свита серых и оливковых, иногда темнокрасных аргиллитов или глинистых сланцев, лишь изредка вскипающих с соляной кислотой. Довольно часто встречаются твердые прослои песчанистого известняка, реже (в верхних горизонтах) наблюдаются прослои известковистых песчаников до 2 *м* мощностью, а также тонкие пропластки твердого кремнистого сланца. В некоторых слоях очень обильны своеобразные проблематические остатки, определенные И. В. Палибиным: *Chondrites targionii* Brongn. var. *targionii* Brongn., var. *genuina* Heer, var. *arbuscula* Brongn., *Ch. intricatus* Heer., *Ch. neocomiensis* Heer, *Sphaerococcites meyrati* Fisch. При полевых работах эта свита получила наименование надорбитоидной. В печатных работах это название было впервые применено Н. Б. Вассоевичем *(167)*. Впоследствии для тех же слоев в Кахетии он предложил название «шахветильские слои» *(185)*. Наиболее вероятным представляется отнесение рассматриваемой свиты к аналогам датского яруса, хотя не исключена возможность того, что верхние ее горизонты эквивалентны эоцену. Разрешения этого вопроса можно ждать на основании изучения довольно, впрочем, скудной микрофауны. Мощность надорбитоидной свиты около 300 *м*.

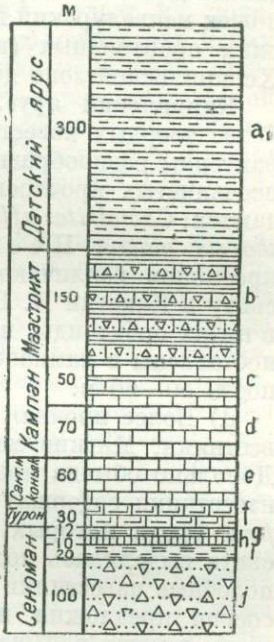


Рис. 14. Верхний мел. Район Военно-Грузинской дороги.

Маастрихтский ярус. b) Свита мергелей различной твердости оливково-серых, серых и беловатых оттенков, чередующихся друг с другом тонкими слоями. Нередки прослои плотных или зернистых известняков, переходящих в микроконгломераты из кусочков осадочных пород и детритуса *Lithothamnium*. Обычно встречается 1—2 более мощных (до 2—4 *м*) слоя конгломерата с мергельным цементом темноватооливкового цвета. Конгломерат состоит из галек, часто слабоокатанных, меловых пород, титонских известняков и (юрских?) порфиритов. Особенно крупными бывают куски титонского известняка вплоть до глыб в десятки кубических метров. В этом же конгломерате встречаются хорошо окатанные зерна и гальки микроклиновых гранитов. Маастрихтский возраст рассматриваемого горизонта доказывается нахождением в цементе конгломератов следующей фауны: *Orbitella apiculata* Schlumb. var. *apiculata* Schlumb., var. *van-den-broeckei* Prev., var. *segmentoidea* Renng., var. *aplanata* Renng., var. *obtusa* Renng., var. *depressa* Renng., *Orbitella* (?) *quinquecellulata* Renng., *Simplorbites gensacicus* Leym., var. *secans* Leym., var. *popaniformis* Renng., *Lepidorbitoides socialis* Leym. var. *regularis* Douv., var. *pustulata* Douv., *Omphalocyclus macropora* Leym., *Calcarina* sp., *Globigerina* sp., *Textularia* sp., *Nodosaria* sp.,

Bryozoa, *Echinodermata*, *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp., *Lithothamnium*, зубы акуловых. Рассматриваемая свита в 1924 г. была выделена В. П. Ренгартеном под именем орбитоидной свиты *(698)*. Орбитоидные слои s. str. в Кахетии получили от Н. Б. Вассоевича название слоев Квитеры. Последний автор выделяет в Кахетии нижнюю часть орбитоидной свиты, ниже первого мощного обломочного мергеля с орбитоидами, в особый меквадурский горизонт *(167)*, характеризуемый мощными пластами мелкозернистого песчанистого известняка и вообще отличающийся большим развитием твердых и более светлых карбонатных пород. Пока нет достаточных данных, подтверждающих постоянство литологических признаков для этого горизонта вне Кахетии, тем более, что по фауне корненожек меквадурский горизонт не отличается от вышележащих маастрихтских орбитоидных (квитерских) слоев. Мощность орбитоидной свиты в Хевкрильской зоне доходит до 150 *м*.

Кампанский ярус. c) Свита чередующихся слоев серых мергелей и более твердых известняков, часто зернистых и песчанистых. Очень характерны разнообразные флишевые скульптуры на нижних поверхностях песчанистых прослоев. По определениям И. В. Палибина, здесь встречаются: *Chondrites affinis* Brongn., *Ch. inclinatus* Brongn., *Helminthopsis magna* Heer. В редких прослоях микроконгломератов под микроскопом различаются мелкие *Orbitella*, *Lithothamnium*, *Bryozoa*. Эту свиту в Кахетии Н. Б. Вассоевич назвал сабуинской *(185)*. Встреченные в низах орбитоиды, по определению М. Д. Метальникова, могут быть сопоставлены с кампанскими формами (*Orbitella media* d'Arch.?). Мощность 50—60 *м*.

d) Более прочная свита пород, в которой преобладают зернистые известняки. Мягкие мергели являются лишь в виде тонких прослойков. Довольно обычна красная окраска пород, особенно мергелей. Зернистые известняки содержат очень мелкий детритус *Lithothamnium* и *Foraminifera*, среди которых попадаются орбитоиды. При полевых работах эта свита выделялась под именем свиты зернистых известняков. Но так как подобные известняки встречаются и в других горизонтах, то Н. Б. Вассоевич предложил называть ее свитой Джорчи (по имени старинного замка в устье р. Пшавской Арагвы). Мощность 60—70 *м*.

Сантонский и коньякский ярусы. e) Свита твердых известняков литографского типа. Господствующая порода — плотный палевый, сероватый или зеленоватый, но всегда светлый, несколько кремнистый известняк с плоскораковистым гладким изломом. Слои обычно имеют толщу от 0,15 до 0,25 *м*, реже до 1 *м*. Они разделяются более тонкими прослойками мягких, иногда сланцеватых мергелей. Иногда встречаются прослои тонкозернистых известняков, отличающихся по составу микрофауны от зернистых известняков вышележащих горизонтов. Здесь преобладают *Lagena*, *Fissurina* и *Globotruncana*. Нередки обломки призматического слоя *Inoceramus* и проблематические отпечатки *Münsteria bicornis* Heer. Ввиду колебаний литологического характера этой свиты в других зонах, Н. Б. Вассоевич предложил термин «литографская свита» заменить названием свита Эшмакис-хеви. По возрасту эта свита соответствует главным образом нижнему сенону, т. е. ярусам коньякскому и сантонскому. Не исключена, однако, возможность того, что низы свиты Эшмакис-хеви охватывают и верхний турон. Мощность в среднем 60 *м*.

Туронский ярус. f) Свита красных известняков с тонкими пропластками темнокрасного сланцеватого мергеля. Изредка встречаются зернистые известняки, переходящие в микроконгломераты с галечками, главным

образом, изверженных пород типа порфиритов. Микрофауна состоит из фораминифер типа *Lagena* и *Fissurina*, которые иногда совершенно переполняют породу. По своему положению в основании карбонатной серии осадков верхнего мела этот горизонт должен соответствовать красным туронским известнякам других районов Кавказа. В Кахетии Н. Б. Вассоевич назвал этот горизонт свитой Маргалитис-клде. Мощность до 30 *м*.

Сеноманский ярус. g) Пачка беловато-серых, сильно кремнистых известняков. Окремнение, видимо, вторичное, за счет мигрировавшего снизу кремнезема. Все же за редкими исключениями породы еще сохраняют способность вскипать с соляной кислотой. Полосчатая окраска этих пород — зеленая, красная и серая разных оттенков — делает их похожими на яшмы. Богатство кремнеземом заставляет сближать эту пачку со следующим книзу горизонтом черных фтанитов или менилитов, относимых к сеноману. Если же признать, что окремнение в рассматриваемой пачке — явление чисто вторичное, то первичные беловатые полосчатые известняки правильнее включать в свиту турона. Обычно все же они рассматриваются как верхняя часть ананурского горизонта *(185, 372, 699)*. Мощность 10—12 *м*.

h) Горизонт фтанитов, тонкослоистых черных кремнистых пород, составляющих один из характернейших горизонтов верхнемелового флиша на южном склоне Главного хребта. В типичном своем выражении эта порода под именем роговиков и менилитов особенно подробно описана В. П. Батуриным *(68)* и И. Э. Карстенсом *(372)*. Чрезвычайно твердая, но хрупкая черная порода с плоскораковистым изломом состоит существенно из весьма тонкозернистого агрегата кварца (халцедона) почти без примеси опала. Она насыщена мельчайшими частичками сернистого железа и заключает до 0,56% битумов. Под микроскопом установлено присутствие радиолярий, фораминифер и спикул губок. Не исключена возможность того, что значительная часть кремнезема произошла за счет диатомовых, однако ясных остатков последних до сих пор не было констатировано. Кроме описанных типичных фтанитов, рассматриваемая пачка заключает более глинистые разности кремнистых сланцев также черного цвета и обычно разбитых прямолинейными трещинами отдельности. В Хевкрильской зоне мощность пачки кремнистых сланцев с прослоями фтанитов в среднем около 10 *м*.

i) Свита темносерых кремнистых сланцев без фтанитовых прослоев. Степень окремнения пород здесь значительно меньше, чем в глинистых разностях вышележащей пачки. К ним приближаются только отдельные более твердые прослои, разбитые прямолинейной системой трещин отдельности. Встречаются *Chondrites targionii* B r o n g n. Мощность до 20 *м*.

j) Свита темносерых глинистых сланцев с прослоями туфогенных полимиктовых песчаников, местами переходящих в конгломераты с галькой до 1 *см* диаметром. Состав и строение полимиктовых песчаников района Военно-Грузинской дороги подробно изучались В. П. Батуриным *(68)*. В глинисто-известковой основной массе включены зерна кварца, полевых шпатов и в значительно меньшем количестве глауконит, мусковит, биотит, хлорит, эпидот, циркон, рутил, разложенная роговая обманка и пр. Галечки и обломки пород принадлежат: глинистым сланцам, песчаникам, известнякам (в том числе псевдоолитовым юрского типа) и кварцевым альбитофирам. Из остатков организмов следует отметить обломки *Pecten*, *Ostrea*, *Rhynchonella*, *Echinodermata*, *Bryozoa*, спикулы губок, фораминиферы и *Lithothamnium*. Эти остатки еще не дают возможности определить возраст свиты, но несколько южнее по р. Цирдалис-хеви

В. П. Ренгартен в этом же горизонте нашел *Neohibolites* sp., очень близкий к *N. ultimus* d'Orb., что уже позволяет отнести рассматриваемую свиту к сеноману. В Кахетии в работах Н. Б. Вассоевича она получила наименование свиты Укугмарти. Мощность до 100 *м*.

Общая мощность верхнемеловых отложений в Хевкрильской зоне достигает 800 *м*. Эта толща по литологическим признакам была разделена на 10 свит. Возможно, что с границами ярусов эти подразделения не совпадают, тем более что только в двух горизонтах была встречена фауна, позволившая точно определить возраст самого нижнего горизонта как сеноманский и второго сверху как маастрихтский ярусы. Отнесение всех остальных горизонтов к тем или иным ярусам делается на основании различных косвенных соображений и является в значительной мере условным.

Трудно ожидать, чтобы даже при самых детальных исследованиях флишевые отложения дали фауну, на основании которой можно было бы непосредственно определить возраст всех подразделений. Здесь путь иной — региональные сопоставления. Прослеживая шаг за шагом судьбу выделяемых подразделений, мы подойдем к синхронизации стратиграфических единиц по всему Кавказу и даже шире. Особенно важно исследовать районы, где намечается переход от флишевых фаций к нормальным, достаточно охарактеризованным фауной. Важным коррективом к литологической характеристике свит должно служить детальное изучение микрофауны. Оно едва только начинается, но уже в настоящее время дало существенные результаты: орбитоидная фауна в маастрихтских слоях, фиссуриновые и лагеновые известняки в туроне и нижнем сеноне, распространение *Calcarina*, *Globotruncana*, *Bryozoa*, *Lithothamnium* etc. Далее для обширных районов в качестве коррелятивного признака можно воспользоваться моментом появления туфогенных материалов, например в свите сеномана (Укугмарти). В начале главы была уже отмечена находка в туфогенных породах близ Туапсе сеноманской фауны с головоногими. Наконец, особенно важное значение имеет изучение обломочных и терригенных материалов в отложениях флиша. Характер распределения их в одновозрастных свитах дает указания на существовавшие физико-географические условия, а резкие изменения в приносимых в данный район материалах говорят об изменении этих условий. Причины изменения физико-географических условий — тектонические движения — действуют одновременно в больших областях. Здесь открывается еще источник корреляции. Появление грубообломочных материалов в свите Укугмарти — результат предсеноманской тектонической фазы; новый принос таких же материалов в свите Маргалитис-клде может указывать на верхнетуронскую трансгрессию. После продолжительного затишья обломочные и терригенные материалы снова появляются в свитах Джорчи, сабуинской и орбитоидной (Квитеры). Не есть ли это следствие предкампанских движений (субгерцинская тектоническая фаза ?). Вот основание для того, чтобы возраст свиты Эшмакис-хеви считать не моложе сантона, а свиты Джорчи и сабуинскую отнести уже к кампанскому ярусу. Такой возраст для последней свиты отчасти подтверждается исследованием микрофауны в Кахетии.

Верхнемеловые отложения в зоне южного склона центральной части Главного Кавказского хребта, вследствие сложной тектоники, многократно повторяются. Прослеживая вкрест простирания эти полосы, чешуи или тектонические покровы, мы встречаем ряд изменений фациального состава верхнемеловых свит. К северу от описанной выше Хевкрильской

зоны отложения становятся более мощными и однообразными, мергельно-известняковыми, уменьшается количество грубообломочных материалов, количество органических остатков, и все резче выступает флишевый характер всей серии верхнемеловых отложений. Эти признаки указывают на увеличение глубины морского бассейна. К югу, наоборот, количество грубообломочных материалов возрастает. Некоторые прослои микроконгломератов превращаются в брекчии из крупных глыб известняков и изверженных пород. Количество органогенного детритуса тоже увеличивается. Чисто карбонатные осадки уменьшаются в мощности. Иногда из разреза выпадают целые свиты, вследствие перерывов в отложении и размывания образовавшихся ранее осадков.

Рассмотрим вкратце особенности разреза верхнего мела в тех четырех тектонических подзонах, которые сопровождают с севера и с юга описанную выше Хевкрильскую подзону.

Подзона Лалаурис-хеви протягивается непосредственно к северу от Хевкрильской подзоны. Свита Эшмакис-хеви (коньяк + сантон) имеет здесь мощность не менее 400 *м*. Литографские известняки сосредоточены, главным образом, в нижней части свиты, в верхней части они чередуются с более мощными слоями мергелей. Свиты Джорчи и сабуинская (кампан) вряд ли могут быть разграничены. И в той и в другой прослои твердых зернистых известняков редко рассеяны среди мергелей. Обломочный материал очень мелкий. Суммарная мощность этих двух горизонтов превышает 150 *м*. Орбитоидная свита также по преимуществу состоит из слоистых мергелей. В ней насчитывается до трех горизонтов массивных мергелей оливкового цвета с обломками юрских известняков и детритусом с *Lithothamnium* и орбитоидами.

Мтиулетская зона, наиболее северная, прослеживается в ряде складок между Пасанаури и Павлеури. В сеноманской свите Укугмарти конгломератов нет, они замещаются полимиктовыми песчаниками, состоящими из мелких обломков пород и минералов, причем туфогенный материал начинает преобладать над терригенным; и близ Пасанаури в этой свите был отмечен прослой вулканического туфа *(68, 699)*. Ананурский горизонт сильно сокращается в мощности. Нередко наблюдается только один прослой черного фтанита в 1 *м*. Красная окраска в туронской свите Маргалитис-клде выражена слабо. Микроконгломератов в ней нет. Свита Эшмакис-хеви, наоборот, получает огромную мощность, до 200 *м*. Литографские известняки хорошо выражены только в нижней части свиты, выше развивается однообразная толща мергелей то плотных, то сланцеватых с редкими прослоями беловатых и палевых известняков. Еще выше среди таких же мергелей изредка встречаются прослои мелкозернистых известняков и слои с красноватой окраской. По этим признакам можно считать эту верхнюю свиту аналогом кампанских свит Джорчи и сабуинской. Ни орбитоидной, ни вышележащих свит здесь не было выделено.

К югу от Хевкрильской зоны располагается Аргунско-Жинванский пояс, соответствующий Кахетинской зоне Н. Б. Вассоевича. Сеноманские полимиктовые песчаники здесь замещаются очень грубыми конгломератами (свита Укугмарти). Ананурский горизонт со всеми своими тремя подразделениями получает особенно большую мощность. У Ананури, например, мощность одних только черных фтанитов доходит до 20 *м*. Красные известняки турона и литографские известняки нижнего сенона подверглись размыванию до отложения следующих горизонтов и местами не сохранились вовсе. Трансгрессивно залегающая свита верхнего сенона представлена почти целиком слоями грубообломочных материалов, от

литотамниевых микроконгломератов до крупновалунных конгломератов, в которых, кроме кусков юрских известняков и порфиритов, попадаются окатанные гальки гранитов. Здесь уже нельзя выделить свиты Джорчи и сабуинскую, подстилающие орбитоидную. Самые орбитоиды встречаются главным образом там, где описанные грубые фации уступают место более мергелистым породам. В низах трансгрессивной свиты верхнего сенона наблюдаются слои, переполненные крупными, но обыкновенно раздавленными раковинами *Inoceramus* sp. ex gr. *In. balticus* Boeh m. Шахветильская свита—аналог датского яруса — обычно не сохраняется, будучи размытой до отложения базальных эоценовых брекчий и конгломератов.

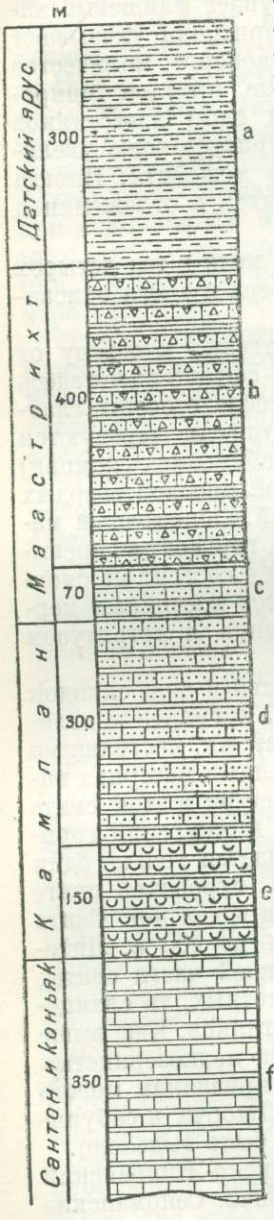


Рис. 15. Верхний мел. Кахетия, Чинчвельская зона.

В самой южной Аркалинской зоне верхний мел пока известен лишь в одном пункте, у сел. Хулузаурткари на Военно-Грузинской дороге, где выступают только маастрихтские слои мергелей с прослойками известковых микроконгломератов, переполненных орбитоидами. Они покрываются непосредственно слоями с *Nummulites*. Шахветильской свиты нет. Здесь любопытно отметить только отсутствие грубообломочных материалов в орбитоидной свите и мягкий характер пород, ее слагающих.

Кахетия

До 1928 г., т. е. до начала работ Нефтяной секции Геологического комитета, а затем и Нефтяного геолого-разведочного института, о меловых отложениях Кахетии почти ничего определенного не было известно *(728, 731, 734)*. Даже орбитоидные маастрихтские слои относились к эоцену *(731)*. Первые аналогии с разрезом Душетского (Военно-Грузинского) района были установлены Н. Б. Вассоевичем при консультации В. П. Ренгартена *(175, 702)*.

В последующие годы Н. Б. Вассоевич в значительной мере дополнил и уточнил стратиграфическую схему меловых отложений Кахетии и доказал значение большинства выделенных стратиграфических единиц для всей зоны флишевых отложений южного склона Главного хребта *(161, 164, 167, 169, 173, 186)*. Некоторые дополнения можно еще найти в работах Н. А. Кудрявцева *(446)* и И. Э. Карстенса *(372, 373)*.

Н. Б. Вассоевич различает три зоны развития верхнемеловых отложений, отличающиеся по своим фациям и составу. Так же, как и в районе Военно-Грузинской дороги, вследствие сложной тектоники, чешуи и складки с разными фациями громоздятся одна на другую. Самая северная чинчвельская фация развита в тектоническом покрове, лежащем на чешуях и складках средней Чиаурской и южной Кахетинской зон.

Приведем разрез верхнемеловых отложений в каждой из этих зон. Разрез Чинчвельской зоны, развитой по правым притокам Алазани, дается Н. Б. Вассоевичем *(185)* (см. рис. 15).

Датский ярус. a) Мелкооскольчатые глины различной окраски с прослоями железистых известковистых песчаников и мергелей. Это надорбитоидная свита, названная Н. Б. Вассоевичем шахветильской. Ее видимая (сохранившаяся) мощность 200—300 *м*.

Маастрихтский ярус. b) Переслаивание темносерых аргиллитов, глин, мергелей и мощных пластов мелкозернистых песчанистых известняков. Есть прослои микроконгломерата с разнообразным органогенным детритусом, особенно обильным в самом нижнем мощном пласте грязно-зеленовато-серого песчано-мергелистого мелкого конгломерата. Среди органических остатков отмечены: *Lepidorbitoides socialis* Leym. var. *regularis* H. Douv., *Simplorbites* sp., *Orbitella apiculata* Schlumb. var. *quinquecellulata* Renng., *Lithothamnium*, *Bryozoa*, обломки призматического слоя *Inoceramus*. Н. Б. Вассоевич называет эту свиту босельской, эквивалентной слоям Квитеры в Чиаурской зоне и соответствующей орбитоидным слоям Военно-Грузинской дороги. Мощность очень большая: от 250 до 400 *м*.

c) Мощные пласты мелкозернистого песчанистого известняка, разделенные пачками мергелей, с тонкими прослойками песчаников — меквадурский горизонт Н. Б. Вассоевича, соответствующий нижней части орбитоидной свиты района Военно-Грузинской дороги. Мощность 70 *м*.

Кампанский ярус. d) Серые оскольчатые мергели с подчиненными прослоями светлосерых известняков и известковистых, слабо слюдистых песчаников с глауконитом. В известняках много *Chondrites*, а на нижней поверхности песчанистых слоев наблюдаются флишевые скульптуры (иероглифы).

В немногих пластах микроконгломератов обнаружены *Orbitella* sp., *Lepidorbitoides* sp., а также обломки пелеципод, игол морских ежей и *Lithothamnium*.

Свита названа Н. Б. Вассоевичем сабуинской. Мощность значительная, до 300 *м*.

e) Свита светлосерых среднезернистых известняков с тонкими пропластками красных и зеленоватых мягких мергелей. Горизонт Джорчи Н. Б. Вассоевича. Мощность 100—150 *м*.

Коньякский и сантонский ярусы. f) Частое чередование светлосерых, зеленоватых и красноватых довольно плотных известняков, почти никогда не имеющих облика литографского камня, со слоями мергелей различной твердости и песчанистых зернистых известняков с флишевыми скульптурами (иероглифами). Встречаются также *Chondrites*; фауна фораминифер имеет уже совершенно другой состав, чем в вышележащих отложениях: обилие *Lagena*, *Fissurina* и *Globotruncana*. В самых верхних слоях найден *Inoceramus* sp. из групп *In. inconstans* Woods или *In. balticus* Boehm. Рассматриваемая свита есть аналог литографских известняков свиты Эшмакис-хеви. Мощность полностью не выяснена, так как нижележащие горизонты в тектоническом покрове не участвуют: она порядка 250—350 *м*.

Если сравнивать фациальные особенности Чинчвельского покрова с характером верхнемеловых отложений в различных зонах, выделенных в районе Военно-Грузинской дороги, то бросается в глаза большое сходство чинчвельского разреза с подзоной Лалаурис-хеви.

Общая мощность верхнего мела Чинчвельского покрова, даже без отложений сеномана и турона, доходит до 1200—1500 *м*. Впрочем, следует пояснить, что о мощности всей толщи и отдельных свит, ее слагающих, приходится судить, главным образом, по графическому изображению в виде колонки в работе Н. Б. Вассоевича *(185)*. В тексте автор дает точные цифры мощностей лишь для некоторых свит.

Чиаурская зона, изученная Н. Б. Вассоевичем в бассейнах рр. Иоры и Ильто, слагается из следующих горизонтов (рис. 16).

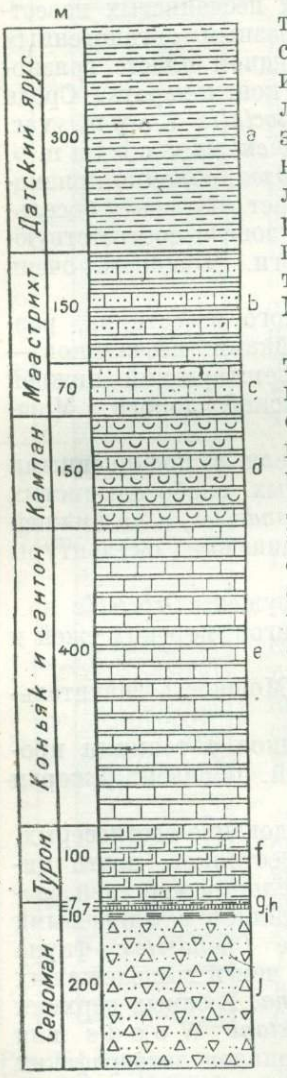


Рис. 16. Верхний мел. Кахетия, Чиаурская зона.

Датский ярус. a) Серые, оливковые и красноватые оскольчатые сланцеватые глины с частыми прослоями известковистых, железистых, марганцовистых и кремнистых кварцевых песчаников и, реже, мергелей и сидеритов. В верхней части свиты преобладает зеленоватая окраска пород. Из органогенных остатков отмечаются *Lithothamnium*, *Foraminifera*, спикулы кремневых губок, *Bryozoa* и мелкие обломки раковин моллюсков и иглокожих. Свита получила название шахветильской и соответствует надорбитоидным слоям района Военно-Грузинской дороги. Мощность около 200—300 *м*.

Маастрихтский ярус. b) Частое переслаивание темносерых аргиллитов, глин, мергелей и известковистых песчаников. Последние иногда переходят, обычно в почве, в микроконгломераты с органогенным детритусом. Песчаники часто замещаются песчанистыми известняками. Фауна вполне характерна для маастрихтского яруса: *Orbitella apiculata* Schlumb. var. *apiculata* Schlumb., var. *obtusa* Renng., var. *segmentoidea* Renng., var. *depressa* Renng., *Lepidorbitoides socialis* Leym. var. *regularis* H. Douv., *Omphalocyclus* sp., *Rotaliidae*, *Globigerina*, *Calcarina*, иглы морских ежей, *Lithothamnium*, зубы акуловых и разнообразные проблематические отпечатки, как *Chondrites affinis* Sternb., *Ch. intricatus* Brongn., *Ch. (Caulerpa) filiformis* Heer. и др. Свита Квитеры, как ее назвал Н. Б. Вассоевич, вполне соответствует орбитоидным слоям Душетского района. Мощность, включая, повидимому, и аналоги меквадурского горизонта, 100—150 *м*.

c) Переслаивание белесоватых известняков, светлосерых мергелей и песчанистых известняков. Изредка прослои мергелистого микроконгломерата. Здесь найдены *Teredo* sp., *Orbitella* sp. (мелкая форма, близкая к кампанским формам *O. media* d'Arch.?), *Lepidorbitoides* sp., *Calcarina* sp., *Bryozoa*, обломки *Echinodermata*, призматического слоя раковин *Inoceramus*, *Lithothamnium*, а также различные *Chondrites (Caulerpa) filiformis* Heer и др. Свита названа Н. Б. Вассоевичем сабуинской. Мощность 50—70 *м*.

Кампанский ярус. d) Светлые зернистые, иногда слабо песчанистые известняки, переслаивающиеся с красными и зеленоватыми мягкими мер-

гелями и реже глинами. В почве песчанистых известняков встречаются характерные скульптуры (иероглифы) в виде пересекающихся прямых валиков толщиной до 1 *см* (изображение в работе Н. Б. Вассоевича, *168*, стр. 67, фиг. 1). Органогенный детритус состоит из мелких орбитоидов (в верхах свиты), *Globotruncana*, *Calcarina*, *Textularia*, *Bryozoa*, обломков *Echinodermata*, *Lithothamnium* и пр. К этой свите относится название горизонта Джорчи, данное Н. Б. Вассоевичем для аналогичной свиты в районе Военно-Грузинской дороги. Мощность в пределах 100—150 *м*.

Коньякский и сантонский ярусы. e) Свита светлых (беловатых, палевых, розовых и зеленоватых) плотных, слегка кремнистых известняков, иногда со стилолитами, в чередовании с светлосерыми крупнооскольчатыми мергелями. Очень редкие прослойки неизвестковых зеленых жирных глин. Известняк с ровным раковистым изломом пригоден как литографский камень (CaO 50—53%, MgO 0,5%, SiO_2 5—6%). Мелкозернистые (кластические) разности известняка содержат обломки призматического слоя *Inoceramus*; иногда на таких обломках видны еще наросшие мелкие *Ostrea*. Отмечены *Chondrites intricatus* Brongn. Фораминиферовая фауна очень обильна, но однообразна; *Globotruncana*, *Lagena*, *Fissurina Globigerina*, *Textularia*. Эта свита, аналог литографской, фигурирует в работах Н. Б. Вассоевича под именем свиты Эшмакис-хеви. Мощность значительная, от 250 до 400 *м*.

Туронский ярус. f) Красные с кирпичным оттенком известняки и мергели с подчиненными прослоями мягких мергелей и песчанистых зернистых известняков. В последних разностях встречаются обломки *Inoceramus* и в изобилии *Fissurina*, *Lagena* и *Globotruncana*. Этот характерный горизонт Н. Б. Вассоевич назвал свитой Маргалитис-клде. Мощность порядка 75—100 *м*.

Сеноманский ярус. g) Пачка слоев кремнистых светлосерых, светло-оливковых и желтоватых известняков с *Radiolaria*, *Lagena* и *Globigerina* — верхняя пачка ананурского горизонта. Мощность 5—7 *м*.

h) Горизонт фтанитов или черных слоистых кремней. В тонких осколках порода просвечивает. Иногда по трещинкам наблюдаются корочки светлого опала. Много *Radiolaria: Trigonactura* из семейства *Coccodiscidae*, *Rapolastrum*, *Sphaerozoum*, *Cenosphaera* и пр. (см. И. Э. Карстенс, *372*). Встречаются также спикулы кремневых губок и вторично окремненные *Foraminifera*. Средняя, самая характерная пачка ананурского горизонта. Мощность 7 *м*.

i) Пачка кремнисто-глинистых сланцев и аргиллитов с прослоями мергелей и песчаников — нижняя пачка ананурского горизонта, переходная к свите Укугмарти. Мощность около 10 *м*.

j) Свита полимиктовых, часто грубозернистых песчаников, чередующихся со слоями глин и аргиллитов. Песчаники имеют пестрый петрографический состав и иногда переходят в микроконгломераты с органогенным детритусом, примесью туфогенного материала и зернами глауконита. Это аналог свиты Укугмарти, которая в следующей, Кахетинской зоне развита более типично. Мощность порядка 150—200 *м*.

Мощность всего верхнего мела в Чиаурской зоне от 1000 до 1500 *м*. Нижний предел довольно близок к той цифре (800 *м*), которая была дана выше для хевкрильского верхнего мела в районе Военно-Грузинской дороги. Мощность сенонско-датских отложений (700 *м*) значительно меньше низшего предела мощности тех же горизонтов в Чинчвельском

покрове (1200 *м*). Здесь опять применимы те замечания о степени точности приводимых цифр, какие были сделаны при рассмотрении разреза Чинчвельского покрова.

В смысле фаций Чиаурская зона вполне сопоставляется с Хевкрильской, прямым продолжением которой она является (см. карту на стр. 3 в работе Н. Б. Вассоевича, *167*).

Самая южная К а х е т и н с к а я тектоническая зона протягивается широкой полосой через всю горную Кахетию. Основной разрез ее в бассейне Иоры был установлен Н. Б. Вассоевичем *(161, 167, 185)*, восточнее исследования производил И. Э. Карстенс *(373)*, а для юго-восточного окончания Кахетинского хребта, для района Пховели имеется работа Н. А. Кудрявцева *(446)*. Разрез верхнемеловых отложений здесь слагается из следующих свит (см. рис. 17).

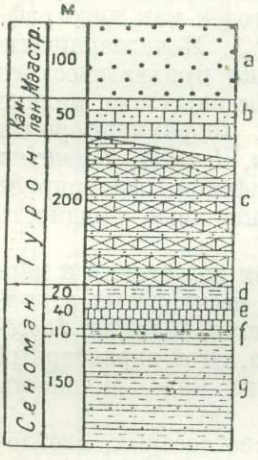


Рис. 17. Верхний мел. Кахетия, Кахетинская зона.

Маастрихтский ярус. a) Мощная свита грубозернистых песчаников, микроконгломератов и конгломератов, переслаивающихся с известковистыми глинами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими обугленный растительный детритус. В виде галек и валунов в конгломератах встречаются различные изверженные породы, в том числе и граниты, светлосерые псевдоолитовые титонские известняки и красные туронские известняки. Фауна, указывающая на маастрихтский возраст свиты, состоит из: *Orbitella apiculata* S c h l u m b., *Lepidorbitoides socialis* S c h l u m b. var. *regularis* H. D o u v., *Omphalocyclus* sp., *Rotaliidae*, *Bryozoa*, *Ostrea* sp., обломков *Inoceramus* и *Lithothamnium*. Это, очевидно, аналог орбитоидной свиты Квитеры. Вышележащие отложения срезаны эрозией и перекрыты трансгрессивно залегающим горизонтом порфиритовых туфобрекчий эоцена. Мощность орбитоидной свиты точно не определена. Она, во всяком случае, превышает 100 *м*.

Кампанский ярус. b) Свита грубозернистых белых и светлосерых, крепких, часто сахаровидных, детритусовых песчанистых известняков и известковистых песчаников, часто переходящих в микроконгломерат с зернами кварца, полевых шпатов и глауконита. Среди этих зернистых известняков довольно много прослоев розоватых, иногда зеленоватых мергелей. Микрофауна, по данным И. Э. Карстенса *(373)*, имеет такой состав: *Lithothamnium*, *Lithophyllum*, *Aphiroa*, *Rotaliidae*, *Textulariidae*, *Miliolidae (Quinqueloculina)*, *Globigerina*, *Calcarina* и *Orbitoides* (мелкие формы). Повидимому, в этих слоях можно видеть аналоги свит сабуинской и Джорчи. На нижележащих отложениях свита залегает несогласно, перекрывая обычно туронские красные известняки. Мощность несколько десятков метров.

Туронский ярус. c) Свита красных известняков и мергелей; местами, однако, окраска утрачивается. Отмечены прослои кремня. Серовато-белые, зернистые известняки содержат мелкие фораминиферы *(Lagena*, *Fissurina*, *Globigerina*, *Nodosaria* и *Textularia)*. Вверху встречаются прослои конгломератов из валунов изверженных пород и туфогенного материала, спаянных известковистым цементом. Найдены обломки *Inoceramus* sp. Этому горизонту Н. Б. Вассоевич дал название свиты Маргалитис-клде. От соответствующих образований в более северных зонах она отличается при-

сутствием обломочных туфогенных отложений. Мощность по колонке Н. Б. Вассоевича *(185)* показана очень значительной, 200—300 *м*. И. Э. Карстенс дает 150 *м*.

Сеноманский ярус. d) Пачка тонких пластов светлых полосчатых окремненных известняков. Окраска светлосерая и желтоватая, пятнисто-полосчатая. Местами известняки переходят в чистые кремни (фтаниты), особенно в нижних слоях пачки. Органогенные остатки представлены *Radiolaria*, *Lagena*, *Globigerina* и призматическим слоем *Inoceramus*. Верхняя часть ананурского горизонта. Мощность около 20 *м*.

e) Пачка черных фтанитов, иногда просвечивающих в тонких осколках. Наблюдается тонкая полосчатость пород. Установлено содержание битуминозных веществ. Характерны многочисленные трещины отдельности, разбивающие породу на остроугольные полиэдрические куски. В обнажениях по р. Иоре в этом горизонте встречена пластовая интрузия тешенита *(164)*, породы которой описаны А. П. Герасимовым *(233)*. Микрофауна, заключенная в породах рассматриваемого горизонта, описана И. Э. Карстенсом *(372)* и состоит из радиолярий: *Sphaerozoum*, *Cenosphaera*, *Rodosphaera*, *Discospira*, *Stylosphaera*, представители семейств *Lithocampidae*, *Spongodiscidae*, *Staurosphaeridae*, *Rapolastrum* etc. Кроме того, констатировано присутствие фораминифер *(Textularia)* и спикул губок. Средняя часть ананурского горизонта. Мощность, по И. Э. Карстенсу, 10 *м*, по Н. Б. Вассоевичу, до 40 *м*.

f) Темные кремнистые сланцы, аргиллиты и мергели, книзу постепенно переходящие в обыкновенные глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников. В прослоях кремнистых мергелей обнаружены *Orbulina (Lagena? Fissurina?)* и *Radiolaria*. Нижняя пачка ананурского горизонта. Мощность 10 *м*.

g) Свита серых и буроватых песчаников с прослоями песчанистых и мергелистых глин. Грубозернистые полимиктовые песчаники, переходящие в микроконгломераты. Встречаются линзы очень грубых конгломератов с отдельными валунами до 1 *м* в поперечнике. В составе их — гальки светлосерых псевдоолитовых известняков (титонских), гранитов, кварцевых диоритов и других изверженных пород. В песчаниках наблюдается туфогенный материал. Из остатков организмов отмечены обломки *Belemnites*, *Pelecypoda*, *Brachiopoda*, *Echinodermata*, *Bryozoa*, *Textularia*, *Lagena*, *Orbulina* (?), *Globigerina*, *Lithothamnim* etc. Эту именно свиту Н. Б. Вассоевич назвал свитой Укугмарти. Мощность 150 *м*.

Верхнемеловые отложения в Кахетинской зоне при сколько-нибудь полном развитии имеют мощность в 500—700 *м* максимум. Часто, вследствие доверхнесенонской и доэоценовой абразии, они бывают еще более сокращены в мощности. Грубообломочные фации, наоборот, получают здесь более мощное развитие. Все это указывает на близость береговой зоны верхнемеловых морей. Возможность отождествления Кахетинской зоны с Аргунско-Жинванской ясна сама собой, что также было прослежено в натуре.

Крайние юго-восточные выходы верхнего мела в Кахетии наблюдаются в районе сел. Пховели. Здесь они выступают в виде узкого клина из-под покрова акчагыльских отложений. По данным Н. А. Кудрявцева *(446)*, здесь констатированы породы свит Маргалитис-клде и орбитоидной в очень сложных тектонических отношениях. Отложения принадлежат кахетинским фациям, но с более резким преобладанием грубообломочных образований.

Кабристан

К востоку от Кахетинского хребта полоса развития верхнемеловых отложений южного склона Большого Кавказа прерывается, чтобы вновь появиться в бассейне р. Геок-чай. На пространстве более 200 км верхний мел целиком скрыт под мощными континентальными отложениями плиоцена и четвертичными образованиями. Так же, как и в Западной Грузии, тектонические причины обусловили значительное перемещение к югу осевой части Главного хребта, сложенного здесь юрскими отложениями. Зона меловых отложений, сдвинутая на поверхность Куринской зоны, была не столько смыта, как в Западной Грузии, сколько погребена под покровом новейших отложений.

Начиная с бассейна р. Геок-чай и далее к востоку верхнемеловые отложения постепенно приобретают огромное развитие. Вследствие сложной складчатости и чешуйчатых повторений наблюдается многократное чередование верхнемеловых свит с палеогеном и нижним мелом. В фациальном отношении эти отложения должны быть отнесены к флишевым образованиям. Несмотря на некоторые особенности в составе свит и их литологическом характере, удается установить почти полный параллелизм с разрезами Кахетии и более западных районов. В этот вопрос много ясности внесли работы Н. Б. Вассоевича *(170, 185)*.

Стратиграфическая последовательность и возраст верхнемеловых свит долгое время оставались невыясненными. Кроме довольно общих упоминаний о верхнемеловых отложениях Юго-Восточного Кавказа в работах Г. В. Абиха *(5, 6, 901)*, Г. Шегрена *(1000)* и Н. И. Андрусова *(31, 36)*, впервые более определенные данные о них встречаются у К. И. Богдановича *(130, 132)*, который выделил «орбитоидовую» свиту, дал микроскопическое описание характерных пород и изобразил несколько форм орбитоидов. Правда, нижняя граница верхнемеловых отложений, и маастрихтских слоев в частности, была сильно сдвинута вниз. Так, в верхний мел, по К. И. Богдановичу, попали не только аналоги кампанского яруса, но и нижнемеловые свиты, которым он дал название актинокамаксового, филлоцератового и теребратулинового горизонтов.

Граница верхнего мела и палеогена и до настоящего времени не может считаться окончательно установленной. Сомнения вызывает красноцветная свита сумгаита, которую, повидимому, правильнее всего разделить между датским ярусом и нижним эоценом, о чем речь будет ниже. В обзоре стратиграфии в настоящем томе эта свита рассматривается и здесь и при описании палеогена.

После К. И. Богдановича большой вклад в познание стратиграфии интересующих нас отложений внесли работы И. М. Губкина *(277, 278)*. Правда, бо́льшую часть верхнемеловых отложений названный исследователь в 1916 г. считал принадлежащей эоцену, но огромное значение имело выделение им целого ряда свит — юнусдагской, ильхидагской, сумгаитской, для которых он дал отчетливые литологические характеристики. При дальнейших работах на Апшеронском полуострове, в Кабристане и на Каспийском побережье эти свиты легко могли быть протянуты и закартированы.

Гораздо более правильные представления о возрасте этих свит дал М. Ф. Мирчинк *(580, 585)*, расчленивший, кроме того, и более глубокие горизонты верхнего мела. Дальнейшие коррективы в стратиграфическую схему верхнего мела внесла З. А. Мишунина *(598, 599)*. Данные Н. С. Шатского *(852, 853)*, В. В. Вебера *(191, 194, 199)* и В. Д. Голубятникова

(243—245) также помогли разъяснению стратиграфии интересующих нас свит. Описание пород из этих отложений мы находим в работах А. И. Месропяна *(552)* и Н. Б. Вассоевича *(170)*, который, кроме того, дал убедительную схему сопоставления разрезов Кабристана и Кахетии. Дальнейшие поправки Н. Б. Вассоевича и В. Е. Хаина к этой схеме еще не были опубликованы ко времени составления настоящего очерка.

Учитывая все эти данные, приведем разрез верхнемеловых отложений для горы Дибрар и района Главного хребта непосредственно к востоку от этой горы, где исследования производились М. Ф. Мирчинком, Н. С. Шатским и З. А. Мишуниной (рис. 18).

Датский ярус. а) Чередование красно-бурых неслоистых глин, зеленовато-серых или пепельно-серых, мягких мергелей и кривослоистых песчаников. Местами красная окраска проявляется только в немногих слоях, причем начинают преобладать почти черные (с фиолетовым оттенком) глины. Более мощные слои песчаников сосредоточены в верхних слоях свиты. Микрофауна: *Frondicularia*, *Nodosaria*, *Cristellaria* — нижняя часть сумгаитской свиты И. М. Губкина *(277, 278)*. По В. В. Веберу, свита эта согласно залегает на маастрихтских слоях и нередко срезывается трансгрессивно залегающей свитой верхнего сумгаита. За отнесение рассматриваемой свиты к датскому ярусу говорит присутствие маастрихтских орбитоидов в верхах ильхидага, наблюдаемый местами перерыв между нижним и верхним сумгаитом (движения ларамийской фазы?) и некоторые региональные сопоставления, которые будут сделаны ниже. По мнению Н. Б. Вассоевича, верхние горизонты ильхидага должны также относиться к датскому ярусу. Мощность нижнего сумгаита от 20 до 50 *м*.

Маастрихтский ярус. b) Чередование стально-серых и синевато-серых неслоистых известковистых глин и кривослоистых то мелко-, то крупнозернистых серых обломочных известняков с органогенным детритусом. Иногда мелкообломочные известняки образуют более толстые массивные пласты (по Н. С. Шатскому до 25 *м*). Редкие прослои светлых зеленоватых твердых мергелей, дающих остроребериые осколки. К северо-западу (хр. Кемчи) отмечаются фациальные изменения в сторону преобладания глин и уменьшения количества и толщины прослоев детритусовых известняков. Фауна (и флора) рассматриваемой свиты местами довольно обильна: *Inoceramus* sp., *Brachiopoda* sp., *Bryozoa*, *Echinodermata* (иглы ежей), спикулы кремневых губок, *Orbitella apiculata* Schlumb., *Lepidorbitoides socialis* Leym. var. *regularis* H. Douv., *Calcarina*, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Rotaliidae*, *Lagena*, *Bolivina*, *Textularia*, *Miliolidae*, *Lithothamnium*, *Chara* (?), *Gyroporella* (?), *Nimbus heliantoides* Bogatsch. etc. *(125)*. Хотя эта фауна и флора еще нуждаются в более систематической обработке, но присутствие в ней

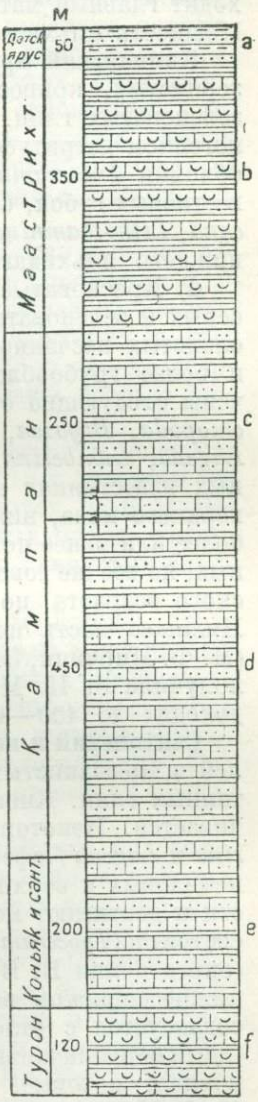


Рис. 18. Верхний мел. Дибрарский район.

характерных маастрихтских орбитоидов вне сомнения, причем старые определения К. И. Богдановича *(132)* были исправлены В. П. Ренгартеном *(706)*. Эта свита обычно описывается под именем ильхидага И. М. Губкина. Как доказал Н. С. Шатский *(852)*, вершина горы Дибрар, откуда происходит главный материал К. И. Богдановича, сложена свитой ильхидага. Мощность ильхидага 300—350 *м*.

Кампанский ярус. c) Светлые, беловатые мергели с прослоями серых зернистых, кривослоистых, песчанистых известняков. Тонкие прослои зеленоватых глин. Книзу мергели получают темносерую окраску. В органогенном детритусе встречаются *Belemnitella* cf. *mucronata* Schloth., обломки *Inoceramus*, *Brachiopoda*, *Bryozoa*, *Echinodermata*, спикулы известковых губок, *Orbitella* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Calcarina*, *Globotruncana*, *Lithothamnium*, *Chondrites* etc. Свита выделяется иногда под именем нижнего ильхидага. Мощность 200—250 *м*.

d) Красноватые и светлосерые известковистые глины с прослоями серых и зеленоватых мергелей с фукоидами и твердых зернистых кривослоистых песчанистых известняков с иероглифами. Встречаются также и более грубообломочные породы — брекчиевидные известняки. Отмечены следующие органогенные остатки: *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp., *Brachiopoda*, *Bryozoa*, *Echinodermata*, *Globigerina*, *Globotruncana*, *Bolivina*, *Lagena*, *Gümbelina*, *Rotaliidae*, *Rotalina*, *Textularia* etc. В брекчиевидных известняках констатированы обломки пород более глубоких слоев верхнего мела, нижнего мела и верхней юры. Наиболее важны находки более или менее полных створок *Inoceramus*, пока еще точно не определенных, но все же говорящих, по мнению З. А. Мишуниной, в пользу кампанского возраста, по крайней мере верхней части рассматриваемой свиты. Нижнюю часть некоторые исследователи склонны относить к сантону (М. Ф. Мирчинк, З. А. Мишунина, Н. Б. Вассоевич). Красноцветная свита получила от И. М. Губкина название юнусдагской *(277)*. Мощность ее доходит до 400—450 *м*.

Сантонский и коньякский ярусы (?). e) Чередование зеленоватых мергелей и песчанистых, обычно обломочных известняков. Редкие прослои темных глин. Книзу количество глин и песчанистых известняков увеличивается. Некоторые известняки и мергели содержат в изобилии *Fissurina* и *Lagena* («сферы»). Обломочные известняки состоят из кусочков нижнемеловых и верхнеюрских пород. Слои не обнаруживают кривослоистости и достигают мощности до 1 *м*. Фауна, найденная М. Ф. Мирчинком, состоит из *Inoceramus subquadratus* Schlüt. и *Ostrea* cf. *incurva* Nilss. (определения В. В. Богачева). Это дает некоторые основания говорить о нижнесенонском возрасте свиты, хотя ее литологический состав мало согласуется с отложениями этого возраста в других частях Кавказа. Свита первоначально отождествлялась с орбитоидовыми слоями К. И. Богдановича, которые, однако, являются аналогом ильхидага. Позднее М. Ф. Мирчинк включил рассматриваемый комплекс отложений в выделенную им свиту Кемчи, именно в верхнюю ее часть. Так как резкой границы между верхней и нижней частями свиты Кемчи нет, то для верхней части приходится условно принять мощность в 200 *м*.

Туронский ярус. f) Переслаивание плотных белых известняков, зернистых песчанистых известняков, серых и зеленовато-серых мергелей и глин. Глины довольно рыхлые, сланцеватые, песчанистые, но есть и твердые кремнистые глины (аргиллиты). Песчанистые известняки кривослоистые, зеленовато-серые, при выветривании буреют, мощность прослоев обычно небольшая, около 0,2 *м*. Обломочный материал в твердых про-

слоях известняков состоит в небольшой части из зерен кварца, главным же образом представлен частичками и окатышами осадочных пород (известняков нижнего мела и верхней юры). Для рассматриваемой свиты еще в большей степени, чем для предыдущей, характерно присутствие *Lagena* и *Fissurina*, которые в некоторых прослоях являются породообразующими организмами. Кроме того, констатированы: *Globotruncana*, *Gümbelina* и отдельные призмы раковин *Inoceramus*. Указанный состав микрофауны служит главным основанием для сближения рассматриваемой свиты (нижняя часть свиты Кемчи М. Ф. Мирчинка) с горизонтом Маргалитис-клде Кахетии, относимым к турону. Литологически свиты отличаются довольно сильно. Мощность 100—120 *м*.

Н. Б. Вассоевичем в самых нижних слоях свиты Кемчи выделен зоратский горизонт, который по присутствию кремнистых пород типа фтанитов может считаться аналогом ананурского горизонта района Военно-Грузинской дороги и Кахетии. Автор указывает на присутствие в этих слоях верхнетуронского *Inoceramus lamarcki* P a r k. Если это подтвердится, то, быть может, придется и в других местах повысить возраст ананурского горизонта, считающегося сеноманским.

Сеноманский ярус. Под свитой Кемчи обычно указывается перерыв. Сеноман считается отсутствующим в большей части области и только в самой южной зоне, в Вандамо-Лагичском районе к этому ярусу, по В. В. Веберу *(197а)*, может быть отнесена толща вулканогенных пород, туфов, туфобрекчий, андезитов и порфиритов в сопровождении глинистых сланцев и песчаников. Мощность от 900 до 1375 *м*.

Верхнемеловые отложения Кабристана в районе горы Дибрар представлены толщей пород в 1200—1400 *м*. Карбонатные породы в ней играют существенную роль, однако меньшую, чем в соответствующих отложениях других районов Кавказа. Особенно много темных глинистых пород в туроне и нижнем сеноне, т. е. как раз в тех горизонтах, которые обычно представлены наиболее чистыми известняками типа литографских. Это заставляет даже несколько усумниться в правильности отнесения подорбитоидовой свиты Кемчи к нижнему сенону и турону.

Рассмотрим ближе возможность параллелизации каждого подразделения кабристанского разреза со свитами, установленными в районах Кахетии и Военно-Грузинской дороги. Из тех фациальных зон, которые там были выделены, кабристанский мел имеет наибольшие черты сходства со средними зонами, например, с Чиаурской и Хевкрильской. По мощности и однообразию осадков кабристанскую толщу можно было бы, пожалуй, сопоставлять и с более северными зонами: Чинчвельской и Лалаурисхеви, но большое количество обломочных и терригенных материалов во всех свитах Кабристана не позволяет этого сделать. Наоборот, южные зоны: Кахетинская и Аргунско-Жинванская отличаются значительно более грубообломочными фациями и большими перерывами в серии осадков верхнего мела, чем в Кабристане. Сопоставления по отдельным свитам были сделаны Н. Б. Вассоевичем *(170, 185)*.

Датский ярус. Сумгаит (нижний) хорошо сопоставляется с шахветильской или надорбитоидной свитой: 1) по темнозеленоватой, серой и красной окраске пород, хотя в Кахетии и западнее красная окраска отложений не играет такой преобладающей роли, как в Кабристане, 2) по неизвестковистости большей части глин, 3) по присутствию типичных кварцевых песчаников в верхней части свиты, 4) по обилию марганцевых соединений и 5) по сравнительной бедности микрофауны.

Маастрихтский ярус. Ильхидаг сопоставляется с орбитоидными слоями (В. П. Ренгартена) или слоями Квитеры (Н. Б. Вассоевича) по следующим признакам: 1) темный цвет мергелей, глин и аргиллитов, 2) слабая карбонатность некоторых прослоев, 3) мощные прослои песчанистых известняков с богатой микрофауной, 4) наличие прослоев микроконгломератов с маастрихтскими *Orbitella*, *Lepidorbitoides*, а также *Bryozoa*, иглами морских ежей, *Lithothamnium* и пр., 5) в псаммитовых образованиях кварцевого материала очень мало, и даже обломочки других пород отступают на второй план перед органогенным детритусом, и 6) во всей свите значительную роль играют карбонатные породы, хотя в ильхидаге их все же значительно меньше, чем в орбитоидных слоях Грузии.

Кампанский ярус, верхняя часть. «Нижний» ильхидаг является аналогом сабуинской свиты. Их сближают: 1) светлая окраска пород, 2) решительное преобладание известняков и мергелей, 3) обилие *Chondrites*, 4) прослои микроконгломерата с детритусом *Orbitella*, *Lepidorbitoides*, *Calcarina*, *Lithothamnium*, *Bryozoa* и 5) флишевая скульптура на нижней поверхности слоев (иероглифы).

Кампанский ярус, нижняя часть. Юнусдаг (быть может, только без самых нижних слоев) достаточно сходен со свитой Джорчи по следующим признакам: 1) присутствие зеленых и красных, мягких мергелей, реже неизвестковистых глин, 2) довольно частые прослои зернистых, слегка песчанистых обломочных известняков с флишевыми скульптурами (иероглифами). Отличиями служат: меньшая частота прослоев твердых, зернистых известняков и преобладание мягких мергелей в юнусдаге.

Нижний сенон. Верхняя часть свиты Кемчи сопоставляется со свитой Эшмакис-хеви только по следующим признакам: 1) светлая, беловатая и зеленоватая окраска мергелей и известняков, проявляющаяся, впрочем, только в некоторых горизонтах свиты Кемчи, 2) состав микрофауны плотных и зернистых известняков с преобладанием *Lagena*, *Fissurina* и *Globotruncana* и 3) нижнесенонские виды *Inoceramus*. Свита Кемчи резко отличается от свиты Эшмакис-хеви отсутствием литографских плотных известняков, бóльшим количеством терригенных материалов, глинистых и песчаных, и большей грубостью обломочных известняков, которые вообще очень редки в свите Эшмакис-хеви.

Туронский ярус. Нижняя часть свиты Кемчи сходна со свитой Маргалитис-клде, главным образом, по преобладанию известняков, образованных скорлупками *Lagena* и *Fissurina*. Карбонатный характер пород низов Кемчи выражен несколько сильнее, чем в верхах этой свиты, но значительно слабее, чем в чисто известняковой свите Маргалитис-клде. Красной окраски, характерной для свиты Маргалитис-клде и для верхнего турона Кавказа вообще, в свите Кемчи никто не отмечает. Впрочем, в Кахетинской зоне свита Маргалитис-клде тоже местами утрачивает красную окраску. Обломочный материал из более древних пород в свите Кемчи более распространен, чем в свите красных известняков центральной части южного склона; правда, в Кахетинской зоне он имеется в изобилии, но представлен гораздо более грубыми фациями, чем в Кабристане. Об аналогичности зоратского и ананурского горизонтов уже было сказано выше.

Наибольшее отличие разреза кабристанского мела от верхнемеловых отложений других районов южного склона — это отсутствие сеномана. По последней схеме З. А. Мишуниной *(48)*, воспроизведенной также Н. Б. Вассоевичем *(23)*, свита Кемчи, включающая верхний турон, залегает несогласно на нижележащих, из которых самая молодая свита — кемишдагская — относится к верхнему альбу.

Пока еще эти определения возраста свит недостаточно обоснованы палеонтологическими находками.

Немалым затруднением для параллелизации отдельных свит в пределах самого Кабристана служит значительная фациальная изменчивость их с нерезкими переходами между некоторыми свитами.

Район Лагича от Вандама и Геок-чай до Ниал-дага близ Шемахи отличается огромным развитием вулканогенных фаций. Об аналогах сеномана в вулканогенной фации, по данным В. В. Вебера *(197а)* и В. Е. Хаина, уже было сказано выше. К. И. Богданович *(132)* отмечает также и в орбитоидовых слоях не только обломки андезитов и базальтов (порфиритов?), но в нижних слоях их и туфогенные прослои. Все же главную массу эффузивных пород Лагичских гор он считает более древней. Следует иметь в виду, что низы орбитоидовой свиты К. И. Богдановича могут соответствовать не только свите юнусдага, но и более древней свите Кемчи вплоть до сеномана. В небольшой заметке В. П. Батурина *(66)* приводится разрез отложений, которые он, по косвенным соображениям, считает верхнемеловыми. В верховьях Ахох-чай под толщей красных и зеленых сланцев и мергелей, по В. П. Батурину, залегает свита туфогенных песчаников, часто грубозернистых. Здесь верхняя пестрая свита может соответствовать юнусдагу. Тогда туфогенная свита должна быть фациальным замещением свиты Кемчи и более древних горизонтов и по возрасту может соответствовать турону и сеноману. Такой именно возраст принимается для некоторых туфогенных свит Малого Кавказа.

Переход маастрихтских слоев или верхнего ильхидага в более однообразную глинистую фацию был уже отмечен выше, по данным М. Ф. Мирчинка, для хр. Кемчи и далее к северо-западу. С другой стороны, более грубообломочные фации в верхнем ильхидаге и в других горизонтах верхнего мела на южном склоне юго-восточной оконечности Главного хребта нигде не превращаются в такие глыбовые брекчии, какие обнаруживает орбитоидная свита в Кахетинской зоне. За исключением некоторых оставшихся непроверенными указаний К. И. Богдановича в области Лагичских гор, все остальные упоминания о глыбовых конгломератах в маастрихтских отложениях оказались относящимися к нижнему мелу *(577)*.

Кубинский район

Полоса верхнемеловых отложений южного склона Главного хребта от района Кабристанских пастбищ протягивается на юго-восток до горы Ильхидаг, т. е. почти до впадения р. Сумгаит в Каспийское море. Отсюда эти отложения можно проследить к северу вдоль морского побережья до устья р. Атаг-чай. Далее прерывистая полоса верхнего мела, обогнув осевую часть Главного хребта, уходит к северо-западу вплоть до вершины Шах-дага. Здесь, таким образом, мы уже выходим из зоны южного склона Главного хребта и попадаем на северный склон. К сожалению, геологическая изученность этого района недостаточна, чтобы сказать, где и как происходит переход от флишевой фации к более нормальным отложениям.

На пространстве 32 *км* между Килязинской косой и Хидырзинде меловые отложения слагают собой как самую линию морского берега, так и прибрежные возвышенности. Здесь, по данным В. Д. Голубятникова *(244, 245)*, с более поздними поправками М. Ф. Мирчинка и Н. Б. Вассоевича *(170, 580)*, устанавливается такая последовательность свит сверху вниз.

Маастрихтский ярус. Чередование мягких глинистых или мергелистых слоев с более твердыми пропластками. Последние представлены светлосерыми и серо-розоватыми известняками, местами оолитовыми, местами грубозернистыми и брекчиевидными. Органогенный детритус представлен *Lepidorbitoides socialis* Leym. и обломками створок *Inoceramus*. Это, очевидно, аналоги свиты ильхидага.

Кампанский ярус. 1) Серо-зеленоватые мергели с прослоями серо-розоватых известняков и серых песчанистых известняков с иероглифами. Нижний ильхидаг.

2) Красно-бурые, слабо-известковистые плотные глины и мергели, чередующиеся с такими же породами зеленоватой и сероватой окраски, частые тонкие прослои светлых мелкозернистых, серо-зеленоватых песчанистых известняков с иероглифами и белых фораминиферовых известняков, переполненных *Globigerina*. Встречаются фукоиды и обломки (до 15 *см*) створок крупных *Inoceramus*. В основании свиты, достигающей мощности не менее 150 *м*, имеется несколько пластов (по 3—5 *м*) грубых конгломератов, местами брекчиевидных с довольно крупной галькой и обломками грязно-белых и желтоватых известняков с иглами морских ежей и члениками стеблей морских лилий. Свита отнесена В. Д. Голубятниковым к юнусдагу.

Нижний сенон и турон. Темносерые мергели с прослоями серых, иногда розоватых известняков и грубозернистых обломочных известняков с органогенным детритусом. Встречаются также прослои серых более мелкозернистых кривослоистых скорлуповатых песчанистых известняков. С поверхности эти породы покрываются черновато-коричневой окраской. Повидимому, в этой свите можно видеть аналог свиты Кемчи М. Ф. Мирчинка. Мощность несколько сот метров, во всяком случае больше 200 *м*.

Вся толща верхнемеловых отложений залегает несогласно на аптских пестроцветных мергелях. По сравнению с разрезом Кабристана здесь нехватает только сумгаитской свиты, т. е. аналога датского яруса (и палеоцена). Остальные свиты сопоставляются довольно хорошо. Необходимо отметить появление грубых конгломератов в основании юнусдага, т. е. кампанского яруса. Это служит указанием на близость береговой линии той суши, которая возникла в результате тектонических движений на границе нижнего и верхнего сенона и которая посылала мелкообломочный материал далеко на юг. Повидимому, однако, другой источник обломочных материалов, другая суша в это же время возникла южнее Кабристанских пастбищ.

Сведения о верхнемеловых отложениях к западу от Хидырзинде и до вершины Шах-дага ограничиваются старыми данными К. И. Богдановича *(130, 132)*. Интерпретируя его описания и графические изображения разрезов, можно отметить распространение следующих свит.

Маастрихтский ярус. Тонкослоистые мягкие мергели, переходящие в плотные белые, светлосерые и зеленоватые известняки с фукоидами и иероглифами. Указывается на присутствие прослоев песчанистых и детритусовых известняков с *Lithothamnium*, *Orbitoides*, *Globigerina*, *Nodosaria*, *Textularia*, *Plecanium* etc. Повидимому, есть и прослои конгломератов. По сравнению с основной частью ильхидага эта свита имеет здесь более светлую окраску и более карбонатный характер.

Кампанский ярус. Сюда относятся нижняя часть упомянутой выше очень мощной свиты светлых мергелей (нижний ильхидаг) и свита красноцветных мергелистых глин с прослоями белых мергелей с фукоидами (юнусдаг).

Нижний сенон и турон. Темносерые сланцеватые мергелистые глины с прослоями твердых песчанистых и брекчиевидных известняков зеленоватого цвета. Встречаются также белые, светлосерые и зеленоватые плотные известняки и мергели с фукоидами и иероглифами. В основании этой свиты в большинстве разрезов указывается горизонт грубых конгломератов, мощностью до 20 *м*. Близ сс. Ордючь и Гюмюр, в бассейне р. Гильгин-чай, среди этой свиты также наблюдался горизонт конгломератов. Всю эту свиту можно считать аналогом свиты Кемчи.

По сравнению с Кабристаном верхнемеловые отложения Прикубинской полосы, сохраняя еще флишевый характер, отличаются меньшей мощностью, большей карбонатностью и присутствием нескольких слоев грубых конгломератов не только в основании свиты (верхний турон), но и в верхнем сеноне.

Последний островок верхнего мела отмечен К. И. Богдановичем на северном склоне г. Шах-даг. Отрывочные данные об этих выходах приводятся в статье В. П. Ренгартена *(707)*, описавшего фауну, собранную здесь в 1902 г. сотрудниками К. И. Богдановича.

Маастрихтский ярус. Белые, раскалывающиеся на плитки, известняки с пропластками серого, голубоватого, иногда красноватого песчанистого мергеля с обильной фауной *Belemnitella mucronata* Schloth., *Pachydiscus perfidus* Gross., *Hamites* cf. *cylindraceus* Defr., *Inoceramus balticus* J. Boehm., *Ostrea* sp., *Cardiaster (Infulaster?)* n. sp. Faas., *Infulaster* cf. *abichi* Anth., *Crinoidea*.

Кампанский ярус. Серые мергели, иногда песчанистые. Прослой красноватого конгломерата. Встречена фауна: *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *Cardiaster (Infulaster)* n. sp. Faas, *C. (Guettaria?)* n. sp. Faas.

Ниже залегают отложения апта.

Несмотря на неполноту этого описания, можно отметить, что верхнемеловые отложения Шах-дага уже не принадлежат к флишевой фации, по крайней мере верхний сенон, представленный здесь маастрихтским и кампанским ярусами, характеризуется богатой нормальной морской фауной.

Повидимому, в результате верхнесенонской трансгрессии и предшествовавшего размывания здесь отсутствуют не только альбские и сеноманские отложения, но также и турон и нижний сенон (аналоги свиты Кемчи).

Нижне- и верхнемеловые отложения Западного Закавказья

Отделение описываемой области развития меловых осадков Западного Закавказья от Восточного и Южного Закавказья (Армения и Азербайджан) имеет свои основания в стратиграфии и фациях этих отложений, хотя и Западное Закавказье не составляет одной тектонической зоны. Территориально настоящий очерк обнимает Абхазию, Мингрелию, Имеретию, Лечхум и Рачу; дальнейшая восточная граница следует по р. Джоджоре к р. Большой Лиахве и по долине последней к Гори. К югу от долин рр. Риона и Куры в описание входят Гурия и вся система Аджаро-Имеретинского и западная часть Триалетского хребтов.

Изложение в данном разделе ведется в естественном стратиграфическом порядке; однако на основании крупных тектонических особенностей и по различиям стратиграфическим и фациальным вся область развития мела Западного Закавказья подразделена на две отдельные зоны, а именно:

южный склон Главного Кавказского хребта до долин рр. Риона и Куры на юге и хребты Аджаро-Имеретинский и Триалетский. Характерные особенности каждой из этих областей рассматриваются ниже.

Степень геологической изученности, вообще довольно значительная для Западного Закавказья, в отношении стратиграфии мела, впрочем, не является достаточной, и одной из причин этого служит сложность тектонического строения. Значительный материал по стратиграфии мела был накоплен исследованиями, начиная от времени первых работ акад. Г. Абиха и в дальнейшем Э. Фавра и кончая работами б. Кавказского горного управления. Э. Фурнье принадлежит первый основательный опыт систематизации стратиграфии меловых отложений, во многом основанный на данных прежних исследований. Картографическими данными этого времени, указывающими распространение меловых отложений в Западном Закавказье, являются: геологическая карта части Кутаисской губернии С. Симоновича (1887), геологическая карта Западного Кавказа Э. Фурнье (1896), геологическая карта Абхазии Л. Конюшевского (1915) и некоторые другие, обнимающие небольшие области.

За последние 10—15 лет в Закавказье были предприняты систематические региональные геологические исследования, сопровождавшиеся сплошным геологическим картированием, что в большой мере способствовало выяснению сложной тектоники Западного Закавказья, очень мало до того разработанной; эти работы не являются еще законченными. Данный очерк дает краткую характеристику современного состояния сведений по стратиграфии меловых отложений Западного Закавказья с указанием основных палеонтологических данных, фациальных различий осадков, их распространения, орогенических явлений и трансгрессий.

А. Южный склон Главного Кавказского хребта[1].

В эту область, обнимающую Абхазию, Мингрелию, Лечхум, Рачу и Имеретию до границ с Юго-Осетией, входит вся совокупность значительно дислоцированных меловых отложений в пределах почти полного разреза от низов неокома до верхнего мела включительно.

Эта область южного склона, отличная в стратиграфическом и фациальном отношениях от области развития мела северного склона Кавказского хребта и флишевой зоны восточной части южного склона, ограничивается на юге Рионской зоной с высоким положением кристаллического субстрата. Последний выступает на поверхности в области Сурамского водораздельного возвышения, образуя Дзирульский гранитный массив, и в западном направлении продолжается под обширной Рионской долиной в сторону южной части котловины Черного моря. Меловые осадки, развитые с некоторым изменением стратиграфических отношений на поверхности Рионской зоны, рассматриваются вместе с областью мела южного склона Кавказского хребта.

Обзор стратиграфии и распространения меловых отложений излагается в направлении с запада на восток от Абхазии к Юго-Осетии. Для всей области южного склона Кавказского хребта, в пределах Западного Закавказья, стратиграфический материал излагается по отдельным ярусам или группам их; резюмирующие положения, а также проявления трансгрессий и орогенезиса указываются в конце.

---

[1] За исключением флишевой подзоны южного склона, описываемой В. П. Ренгартеном.

Неоком. В пределах Абхазии нижнемеловые отложения занимают обширную область в Гагринском районе и в бассейне р. Бзыбь. В старых исследованиях А. Сорокина *(778)* только упоминаются в Абхазии (Сухумский округ) неокомские известняки с *Exogyra couloni* Defr. (в современной номенклатуре *Exogyra latissima* Lam.). В работе Л. К. Конюшевского *(423)* также только схематически отмечаются в Абхазии известняки неокома с брахиоподами (среди последних *Rhynchonella* cf. *multiformis* Roem.) и в верхах барремского яруса белые плотные известняки, переполненные *Ostrea couloni* Defr. (= *Exogyra latissima* Lam.)

Первый опыт стратиграфического расчленения неокома и его палеонтологического обоснования в Абхазии, притом в Гагринском районе, представляющем наилучшие естественные условия для изучения разрезов, принадлежит М. С. Швецову *(859, 863)*, который устанавливает следующий восходящий разрез толщи неокома. Над асфальтовыми (верхнеюрскими) известняками ущелья Жуеквары в Гаграх залегают:

Валанжин (?). Мощная толща известняков с кремнями и плотных мергелей с *Hibolites prodromus* Schwetz., *Exogyra* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.

Готерив. Известняки, содержащие фауну: *Duvalia polygonalis* Bl., *D. bipartita* Bl., *Hibolites longior* Schwetz., *Nautilus* cf. *neocomiensis* d'Orb., *N.* sp., *Neocomites amblygonius* Neum. et Uhl., *Hoplites* sp., *Crioceras* sp., *Phylloceras* sp., *Holcodiscus* sp.

Верхний готерив — нижний баррем. Глауконитовый мергелистый известняк с фауной: *Hibolites jaculiformis* Schwetz., *Duvalia binervia* Rasp., *D. pontica* Schwetz., *D. gagrica* Schwetz., *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *Desmoceras cassidoides* d'Orb., *D.* cf. *difficile* d'Orb., *Holcodiscus intermedius* d'Orb., *H.* cf. *hugi* Oost., *Crioceras emerici* d'Orb., *Hamulina haueri* d'Orb., *H. astieri* Uhl., *H.* cf. *paxillosa* Uhl. и др.

Верхний баррем. Известняки и мергели с фауной: *Hibolites pinguis* Schwetz., *H. varians* Schwetz., *H. gagricus* Schwetz., *H. uhligi* Schwetz. (?), обилие видов *Holcodiscus* (*H. perezi* d'Orb., *H. aff. caillaudi* d'Orb., *H. van-den-heckei* d'Orb., *H.* aff. *uhligi* Kar., *H. seunesi* Kil., *H.* sp.), *Astieria* cf. *elegans* Kar., *Desmoceras difficile* d'Orb., *Phylloceras* sp., *Costidiscus racusi* Uhl., *Leptoceras* cf. *subtile* Uhl., *Crioceras* sp., *Heteroceras* sp., кроме того *Brachiopoda*, *Spongia*, *Echinoidea*.

В 1930 г. неоком Гагринского района изучался на протяжении от Пиленково до Гагр (Бегерепста, Жуеквара, Анахамста и др.) Т. А. Мордвилко *(609a)*, данные которой, с определениями Н. П. Луппова и Г. Я. Крымгольца, намечают следующее стратиграфическое расчленение Гагринского неокома (рис. 19):

Валанжин. Плотные битуминозные известняки с *Thurmannites thurmanni* Pict., *Exogyra etalloni* Pict., *Ex.* sp. ex gr. *subsinuata* Leym. и брахиоподами. Мощность . . . . . 140 *м*

Готерив. Серые толстослоистые известняки с прослоями мергеля и стяжениями кремней. Фауна представлена *Pseudobelus bipartitus* Bl., *Hibolites jaculum* Phill., *H. prodromus* Schw., *Grammatodon securis* Leym., *Aucella keyserlingi* Lah., *Pecten (Chlamys)* sp. ex gr. *goldfussi* Leym., *Terebratula* sp. etc. Мощность. . . . . 600 »

Нижний баррем. Чередование известняков и мергелей с конкрециями и включениями пирита. Обильная фауна заключает *Phylloceras* sp. ex gr. *subfimbriatum* d'Orb., *Hamulina haueri* Uhl., *H. astieri* Uhl., *H.* cf. *paxilosa* Uhl., *Barremites difficilis* d'Orb., *Silesites* sp., *Holcodiscus intermedius* d'Orb., *H. caillaudi* d'Orb., *H. perezi* d'Orb., *H. seunesi* Kil., *Spitidiscus oosteri* Sar. et Schoend., *Sp. van-den-heckei* d'Orb., *Sp.* cf. *falacior* Math., *Astieridiscus morleti* Kil., *Crioceras emerici* d'Orb., *Cr. emerici* d'Orb. var. *densicostata* Kil., *Bochianites* sp., *Anisoceras* sp.,

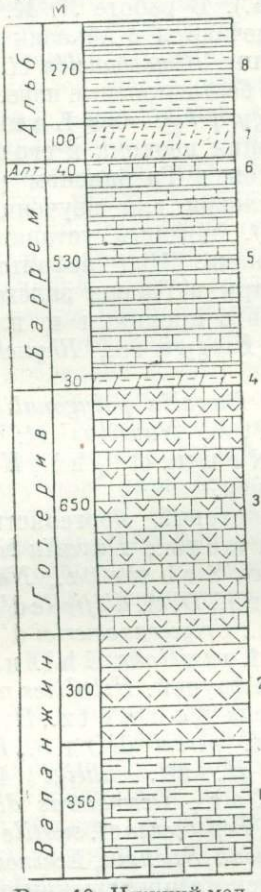


Рис. 19. Нижний мел. Гагры и Сухуми[1].

Nautilus sp., *Duvalia* cf. *binervia* R a s p., *D. dilatata* B l., *Hibolites jaculum* P h i l l., *H. pistilliformis* B l., *H. subfusiformis* R a s p., *Mesohibolites beskidensis* U h l., *Grammatodon securis* L e y m., *Pholadomya* aff. *genevensis* P i c t. et R o u x, *Ph. cornueli* d'O r b., *Inoceramus* sp., *Spondylus* sp., *Brachiopoda*, *Echinides*, *Anthozoa*, *Porifera* etc. Мощность 250 *м*

Верхний баррем. Серые мергели и мергелистые известняки—трескуны. Собрана следующая фауна: *Phyllopachyceras infundibulum* d'O r b., *Lytoceras liebigi* O p p., *L.* cf. *strangulatum* d'O r b., *L.* cf. *quadrisulcatum* d'O r b., *Saynella* cf. *suessi* S i m i o n., *Barremites difficilis* d'O r b., *B. subdifficilis* K a r., *Holcodiscus caillaudi* d'O r b., *H.* cf. *gastaldi* d'O r b., *Astieridiscus morleti* K i l., *Crioceras thiollieri* A s t., *Heteroceras leenhardti* K i l., *H.* sp. ex gr. *astieri* d'O r b., *Imerites* cf. *giraudi* K i l., *Nautilus neocomiensis* d'O r b., *Mesohibolites uhligi* S c h w., *M. carpaticus* U h l., *M. minaret* R a s p., *M. beskidensis* U h l., *Neohibolites varians* S c h w e t z., *Barbatia* sp., *Plicatula cornueli* d'O r b., *Terebratula* sp. etc. Мощность . . . . . 250 »

Нижний апт. Темносерые хрупкие листоватые мергели с прослоями мергелистого известняка. Фауна представлена *Ptychoceras* cf. *laeve* M a t h., *Pseudohaploceras* sp., *Deshayesites* sp., *Crioceras* sp. aff. *clausum* S a r. et S c h o e n d., *Acrioceras* sp. ex gr. *furcatum* d'O r b., *Imerites favrei* R o u k h. *Im.* sp. ex gr. *giraudi* K i l., Im. sp. ex gr. *densicostatus* R e n n g., *Colchidites rionensis* S i m., B a c., S o r., *C.* cf. *adscharensis* R o u k h., *Mesohibolites beskidens* U h l., *M.* cf. *moderatus* S c h w., *M. longus* S c h w., *M. renngarteni* K r i m. Мощность . . . . . 24 »

Верхний апт. Чередование слоев серых известняков и мергелей с *Tetragonites* sp., *Parahoplites* sp., *Acanthoplites tobleri* J a c., *Neohibolites aptiensis* K i l. var. *strombeckiformis* S t o l l., *Aucellina aptiensis* P o m p., *Plicatula inflata* S o w., *Exogyra tuberculifera* K o c h et D u n k. Мощность . . . . . 16 »

Нижний альб. Пестрые мергели и глины с твердыми известковистыми прослоями. Фауна заключает *Tetragonites* cf. *duvali* d'O r b., *Acanthoplites* cf. *bigoureti* S e u n., *Ac.* cf. *bergeroni* S e u n., *Ac.* cf. *anthulai* K a z., *Ac.* sp. ex gr. *sarasini* C o l l e t, *Parahoplites* cf. *grossouvrei* J a c., *Neohibolites brevis* S c h w., *Pholadomya abkhasiaensis* M o r d v. (in coll.), *Aucellina caucasica* B u c h, *Plicatula inflata* S o w., *Terebratula* sp. Мощность 15 »

Средний и верхний альб. Красно-бурые мергели с *Puzosia* sp. ex gr. *mayori* d'O r b., *Neohibolites minimus* L i s t., *N. pinguis* S t o l l., *N. spiniformis* K r i m., *Pholadomya abkhasiaensis* M o r d v. (in. coll.), *Aucellina gryphaeoides* S o w., *A. pavlovi* S o k., *A. parva* S t o l i č., *Inoceramus concentricus* P a r k., *Pecten ninae* K a r. Мощность . . . 65 »

Исключительно большой для карбонатной фации является мощность неокома Гагринского района, достигающая 1240 *м*. Вся мощность нижнего мела 1350 *м*. Данные неокомские известняки слагают весь Гагринский хребет до вершины Мамздышха и восточнее простираются через ущелье р. Бзыби.

[1] Колонка составлена по данным Б. Ф. Мефферта, обобщившего разрезы Гагр и Сухуми. В тексте мощности указаны по опубликованной работе Т. А. Мордвилко для Гагр.

В области хр. Хырка на предположительно титонских неринеевых известняках залегают, по Л. К. Конюшевскому *(423)*, плитчатые битуминозные известняки (330 *м*), верхние горизонты которых, вероятно, принадлежат низам неокома.

Для неокомских известняков, выступающих в самой нижней части ущелья р. Бзыби, С. А. Докторовичем-Гребницким приводится следующая фауна: *Heteroceras bifurcatum* d'Orb., *Duvalia grasiana* Duv., *Hibolites* cf. *fallauxi* Uhl., *Hibolites beskidensis* Uhl., *Pleurotomaria* aff. *dupiniana* d'Orb., *Pl. pailleteana* d'Orb., *Terebratula dutempleana* d'Orb., *T. moutoniana* d'Orb., *T. sella*. Sow., *T. dziroulensis* Anth., *T. sueuri* Pict., *Rhynchonella multiformis* Roem., *Rh. moutoniana* d'Orb., *Rh.* cf. *malbosi* Pict., *Rh. lineolata* Dav., *Rh. tschkmeriensis* Lor., *Collyrites ovulum* d'Orb., *Pseudocidaris clunifera* Agas., *Polycoelia* aff. *tuberosa* Roem., *Dischonia* cf. *salevensis* Lor., *Cnemiseudea* sp., *Siphonocoelia* sp. и др. Данные слои скорее всего принадлежат готериву и баррему.

Восточнее р. Бзыби определенные стратиграфические и фаунистические данные известны для неокома района р. Псырцха и южного склона горы Аж-Амгва, где в желтовато-серых перекристаллизованных известняках С. А. Докторовичем-Гребницким *(302)* указывается *Requienia* cf. *zlatarskii* Paq., а в вышележащей мощной свите толстослоистых известняков с кремнями, по данным А. Л. Козлова *(403)*, обилие обломков иглокожих *Pentacrinus*, *Cidaris*, неправильных ежей и многочисленные брахиоподы, тождественные с вышеуказанными на р. Бзыби.

Восточнее, на р. Гумисте около с. Андреевского, в барремских (и частично аптских?) известняках, несколько глауконитовых, Л. К. Конюшевским указываются: *Phylloceras ponticuli* Rouss., *Crioceras* sp., *Terebratula* cf. *globosa* Sow., *Rhynchonella* cf. *multiformis* Roem. и, по определениям В. П. Ренгартена, *Heteroceras amplexum* Renng. sp. n. (in coll.), *H.* cf. *naltschikense* Renng., *H.* cf. *astieri* d'Orb., *Ancyloceras* sp., *Holcodiscus* cf. *fallacior* Coq., *Deshayesites* ex gr. *weissi* Neum., *Pseudodiadema* sp.

На Кодоре Л. К. Конюшевским отмечаются известняки неокома по р. Зиме и известняки с *Pleurotomaria* sp. в районе Багадской скалы. Стратиграфия и тектоника нижнемеловых осадков в этой части Абхазии еще далеки от разъяснения.

На пространстве между рр. Кодором и Ингуром в области Самурзакани неокомские известняки протягиваются непрерывным крылом через бассейны рр. Мокви, Гализги и Окума. Данные А. Сорокина *(778)*, С. Симоновича *(743)*, В. Н. Вебера *(204)* и позднейшие В. В. Мокринского *(607)* указывают на развитие в неокоме уже иной фации «капротиновых» (рудистовых) известняков, впервые в Западном Закавказье установленных еще Г. Абихом.

К востоку от Кодора, в Восточной Абхазии и далее в Горной Мингрелии и в Имеретии, в неокоме преобладающее развитие получают известняки баррема в ургонской фации. Низы неокома (готерив, валанжин) фаунистически пока еще не выделены. По данным геологических исследований Б. Ф. Мефферта *(557)*, от р. Ингур через Мингрелию и включая хр. Асхи до р. Цхенис-цхали развиты мощные (до 300 *м*) известняки ургонской фации; распространение известняков неокома показано на геологической карте Мингрелии Б. Ф. Мефферта. Фауна в ургонских известняках характеризуется исключительным преобладанием форм *Requienia*.

Восточнее, в пределах Лечхума и Рачи, известняки неокома прослеживаются, по данным Б. Ф. Мефферта *(559, 561)*, вдоль надвигов по северному крылу Лечхумо-Рачинской синклинали, а южнее эта толща

известняков неокома образует контур обширного антиклинального поднятия Окрибы, выражаясь в рельефе значительными массивами Хвамли, Ташава, Накерал и более восточным, образующими общий Рачинский хребет. К этой части Имеретии относятся все данные по неокому в работах Г. Абиха *(899)*, Э. Фавра *(953)*, С. Симоновича *(754, 758)*, Э. Фурнье *(954)*, Б. Ф. Мефферта *(559, 561)*.

В основании неокома Имеретии залегают светлые песчанистые (с зернами кварца) ноздреватые известняки, мощностью 30—40 *м*, содержащие обычно отпечатки мелких *Gastropoda*— в ряде мест валанжинские формы *Nerinea*, *Neithea atava* Roem. (очень крупные формы) и частые *Terebratula moutoniana* d'Orb. Э. Фурнье указывает для валанжина Имеретии следующие формы: *Nerinea marcousana* d'Orb., *Natica leviathan (Strombus sautieri)* Coq., *Terebratula moutoniana* d'Orb., *T. pseudojurensis* Leym., *Chama* sp., *Toxaster* cf. *campichei*.

Эти же формы отмечаются Э. Фурнье в валанжинских известняках хр. Хихамта в восточной части Рачи.

Готеривский ярус в Лечхуме, Раче и Имеретии нельзя еще считать фаунистически обоснованным. Мощность пачки слоистых известняков и мергелей (иногда с лигнитовыми прослоями), относимых к готериву, является в пределах нескольких десятков метров условной, причем за верхнюю границу принимается начало известняков с фауной *Requienia*. Э. Фурнье для района Накерала указывает следующую фауну готеривских слоев: *Olcostephanus astierianus* d'Orb., *Hoplites criptoceras* d'Orb., *Nautilus pseudoelegans* d'Orb., *Ostrea couloni* Defr. (=*Exogyra subsinuata* Leym.), *Alectryonia macroptera* Sow., *Perna mulleti* Desh., *Panopaea plicata* Sow., *Janira (Neithea) atava* Roem., *Astarte neocomiensis* d'Orb., *Arca securis* d'Orb., *Pleurotomaria neocomiensis* d'Orb., *Natica* cf. *allaudiensis* Math., *Terebratula praelonga* Sow., *T. praelonga* var. *globosa* Sow., *T. moutoniana* d'Orb., *T. dutemplei* d'Orb., *Waldheimia tamarindus* Sow., *Rhynchonella multiformis* d'Orb.

В бассейне р. Дзирулы известняки неокома, перекрываемые трансгрессивно туронскими известняками, выступают в усложненных тектонических условиях по северной периферии Рионско-Дзирульской подзоны. Здесь отчетливо различимы ургонские известняки с *Requienia*, тогда как низы неокома (готерив, валанжин) принимаются лишь стратиграфически и условно.

Известняки барремского яруса в пределах всей Имеретии представлены толщей максимально до 300—400 *м* мощности грубослоистых светлосерых, частью почти белых, в ряде слоев доломитизированных, скрытозернистых известняков, повсеместно кавернозных. Ургонские известняки содержат обильную, но однообразную фауну (часто перекристаллизованных раковин): *Requienia ammonia* Goldf., *R. lonsdalei* Sow., обилие различных *Monopleura* типа *M. varians* Math., *M. trilobata* d'Orb., из брахиопод более часта барремская форма *Rhynchonella lata* Sow., а также *Terebratula*, общие с аптскими видами.

Известняки баррема в соответствующих условиях пологих падений и дренированного рельефа обладают исключительным развитием карстовых явлений, выраженных в массивах Асхи, Хвамли и Накерала.

В верхах барремского яруса повсеместно в Западной Грузии и, повидимому, также и в верхах баррема Абхазии на границе с аптскими слоями присутствует горизонт, выраженный банками с крупными устрицами *Exogyra latissima* Lam. (*E. couloni* прежних авторов), сопровождаемыми резко килеватыми формами *Exogyra subsinuata* Leym.

На крайнем востоке описываемой области, в западной части Юго-Осетии, в верховьях р. Джоджоры и в окрестности оз. Эрцо выступают массивные полукристаллические известняки неокома *(953, 954)* с фауной кораллов и нериней. Более точно по фауне возраст их еще не установлен.

От Кодора и до Юго-Осетии неоком представлен ургонской фацией барремского яруса с нижележащими известняками готеривского и валанжинского ярусов. Песчанистые известняки валанжина постепенно сменяются грубозернистыми кварцевыми песчаниками, которые ниже сопровождаются конгломератами и переслаиваются с пестрыми глинистыми и мергелистыми породами лагунной фации. В конгломератах этой толщи присутствуют гальки пород подстилающего субстрата, а также гранитов. Вся эта толща обломочных и лагунных накоплений ниже песчанистых известняков валанжина относится Б. Ф. Меффертом стратиграфически и предположительно к титону (верхний оксфорд Г. Абиха и С. Симоновича). Указанная титонская свита является резко трансгрессивной, и весь разрез от титона до верхов неокома и выше до альба—непрерывным, что характерно для указанной области южного склона.

В пределах Рионской пологоскладчатой зоны с выходами ее субстрата в Дзирульском кристаллическом массиве, по южной и восточной периферии последнего (Сурамский район) наблюдаются иные стратиграфические отношения. На породах юры (средний лейас, байос) и на гранитах залегает базальный красноцветный конгломерат (2—3 *м*) и выше светлосерые известняки верхнего баррема с *Requienia*, *Monopleura* и некоторыми гастроподами. Верхний баррем, мощностью 30—40 *м*, сменяется аптскими слоями. Таким образом для этой области Рионской зоны характерна верхнебарремская трансгрессия.

Резюмируя схематически главные особенности в развитии неокома в пределах Западного Закавказья, следует указать, что в Абхазии верхнеюрские известняки непрерывно и согласно сменяются весьма мощной (1800 *м*) толщей известняков неокома, в фауне которого характерны белемниты и аммониты (в частности, в барреме обилие *Holcodiscus*).

В области от Кодора и до Юго-Осетии после прибрежных осадков титонской трансгрессии развита толща (до 500 *м*) неокомских известняков с относительно небольшой мощностью валанжина и готерива, выделяемых условно, и с большим развитием характерной ургонской фации барремского яруса с фауной *Requienia* и *Monopleura*.

Для Сурамского района отличительную особенность составляет барремская трансгрессия.

Аптский ярус. Осадки аптского яруса повсюду в Западном Закавказье непрерывно и согласно сменяют известняки неокома и выражаются литологически слоистыми белыми и светлосерыми мергелями. Фациальные изменения в этой толще отмечаются присутствием в отдельных местах песчанистых мергелей, всегда глауконитовых, а также иногда (сел. Молита, Сурамский район) глауконитовых песчаников в нижних слоях апта. Вообще же слои апта отличаются в фациальном отношении бóльшим постоянством в пределах всей области южного склона в Западном Закавказье.

Свита апта имеет мощность около 30—50 *м* и отличается обилием и богатством фауны, преобладающую роль в которой занимают белемниты, аммониты и брахиоподы. Основные формы этой фауны указываются всеми исследователями Западного Закавказья (Г. Абих, Э. Фавр, С. Симонович, Л. К. Конюшевский, Э. Фурнье, М. С. Швецов, Б. Ф. Мефферт и др.). В Абхазии, по данным Л. К. Конюшевского, апт отмечается схематически (гора Мамздышха, ур. Шхабашта), регионально не прослежен и фауни-

стически охарактеризован очень бегло и не вполне правильно. М. С. Швецов *(859)* в классификации нижнемеловых белемнитов Абхазии (Гагринский район) указывает следующие формы аптских белемнитов: нижний апт — *Hibolites uhligi* Schwetz., *H. longus* Schwetz., *H. semicanaliculatus* Blainv.; верхний апт — *Hibolites uhligi* Schwetz., *H. brevis* Schwetz., *H. elegans* Schwetz., *Duvalia grasi* Duv. Указанные виды *Hibolites* принадлежат формам, объединявшимся большинством авторов в понятие *Belemnites semicanaliculatus* Blainv.

В остальной фауне апта района Гагр названным автором отмечаются *Cheloniceras tschernyschevi* Sinz. var. *laticostata* Sinz., *Acanthoplites* cf. *bigoti* Seun., *Acanthoplites* sp., *Phylloceras royanum* d'Orb., *Lytoceras* cf. *duvalianum* d'Orb., *Lytoceras* sp.

По данным С. А. Докторовича-Гребницкого *(302)*, в гагринском апте присутствуют *Hibolites pistiliformis* Pict., *Neohibolites* cf. *inflexus* Stolley, *Deshayesites deshayesi* Leym. (?).

В Сухумском районе в слоях апта А. Л. Козловым *(403)* отмечаются *Hibolites longus* Schwetz., *Cheloniceras* cf. *seminodosum* Sinz., *Cheloniceras* sp., *Phylloceras* sp., *Hamulina* sp., *Acanthoplites* sp. и брахиоподы.

В Самурзакани между рр. Кодором и Ингуром апт присутствует выше известняков баррема в той же фации. Между рр. Ингуром и Цхенисцхали в Мингрелии слои апта сохраняют тот же фациальный и фаунистический характер; распространение апта сопутствует известнякам баррема (см. геологическую карту Мингрелии Б. Ф. Мефферта, 1930). На правобережье Цхенис-цхали, восточнее Горди, развит местный горизонт плотного глауконитового известняка с обильной фауной мелких *Hibolites* и брахиопод, стратиграфически и фаунистически переходный между аптом и альбом.

В Лечхуме, Раче и Имеретии распространение апта, усложненное формами тектоники, показано на геологических картах Б. Ф. Мефферта *(557, 559, 561)* и подробно здесь не излагается. Данные по фауне апта, указываемые рядом исследователей, наиболее многочисленны для Имеретии и, в частности, для Кутаисского района. В последнем Ф. Дюбуа де-Монпере *(952)*, Г. Абих *(899)*, Э. Фавр *(953)* отмечают *Belemnites semicanaliculatus* Blainv., *Phylloceras velledae* Mich., *Puzosia castellanensis* d'Orb., *Ancyloceras matheronianum* d'Orb., *Anc. duvalianum* d'Orb., *Crioceras* aff. *astierianum* d'Orb., *Toxoceras emericianum* d'Orb., *Ptychoceras puzosianum* d'Orb., *Exogyra latissima* Lam., *Rhynchonella lamarckiana* d'Orb., *Terebratula biplicata* Defr., *T.* aff. *semistriata* Defr., *T. dutempleana* d'Orb., *Panopaea plicata* Sow., *Plicatula inflata* Sow.; здесь же, по данным Д. Антула *(908)*, встречен *Crioceras waageni* Anth. Этот список уже по своей номенклатуре является сильно устаревшим.

Современная обработка фауны апта Западной Грузии выполнена в работах И. М. Рухадзе *(723a, 995a, 995b)*. К сожалению, автор не указывает зонального распределения описываемых им видов. Поэтому мы несколько условно распределяем эту фауну между нижним и верхним аптом.

Нижний апт. *Phyllopachyceras baborense* Coq., *Ph. baborense* Coq. var. *elliptica* Renng., *Lytoceras phestum* Math., *Tetragonites crebrisulcatus* Uhlig., *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *C. microcostatus* Sim., *C. latus* Roukh., *C. nodosostriatus* Uhl. var. *paucinodosa* Renng., *Cicatrites abichi* Anth., *Anisoceras* cf. *carcitanense* Math., *Ptychoceras*

meyrati Ooster, *Desmoceras akuschaense* Anth., *Puzosia matheroni* d'Orb., *P. liptoviensis* Zeusch., *P. lakhepensis* Roukh., *Cheloniceras albrechti-austriae* Hoh., *Ch. stobieskii* d'Orb., *Ch. pachystephanum* Uhl., *Ch. macromanicum* Uhl., *Ch. cornueli* d'Orb., *Ch. cornueli* d'Orb. var. *pygmea* Niksch., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. meyendorfi* d'Orb., *Ch. sporadicum* Roukh., *Ch. coronatum* Roukh., *Matheronites* cf. *soulieri* Math., *M. khvamliensis* Roukh., *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. weissi* Neum. et Uhl., *D. latilobatus* Sinz., *Crioceras lakhephense* Roukh., *Ancyloceras abichi* Anth., *A. waagenioides* Roukh., *Heteroceras imericum* Roukh., *H. devii* Roukh., *H. elegans* Roukh., *H. vermiforme* Roukh., *Argvetites minus* Roukh., *A. lasheense* Roukh., *A. commune* Roukh., *Colchidites colchicus* Djanel., *C. intermedius* Djan., *C. longus* Roukh., *C. securiformis* Sim., *C. renngarteni* Roukh., *C. phasiensis* Roukh., *C. rotundus* Roukh., *C. costatus* Roukh., *C. rionensis* Sim., *C. shaoriensis* Djan., *C. kakhadzei* Roukh., *C. lakhephensis* Roukh., *C. laticostatus* Roukh., *C. djanelidzei* Roukh., *C. atsharensis* Roukh., *C. colleti* Roukh., *C. sarasini* Roukh., *C. gamkrelidzei* Roukh., *C. kvadausensis* Roukh., *C. tzotnei* Roukh., *C. ratschensis* Roukh., *C. nicortsmindaensis* Roukh., *Imerites favrei* Roukh., *I. sparsicostatus* Roukh., *I. densecostatus* Renng., *I. tsholashensis* Roukh., *I. katscharavai* Roukh., *I. planus* Roukh., *I. semituberculatus* Roukh., *I. microcostatus* Roukh., *Nautilus radiatus* Sow., *N. neckeri* Pict., *N. requieni* d'Orb., *N. tskalzitheliensis* Roukh., *Hibolites jaculum* Phill., *H. ingouriensis* Roukh., *H. horeschaensis* Roukh., *H. bsibiensis* Roukh., *H. pistilliformis* Rasp., *Mesohibolites fallauxi* Uhl., *M. longus* Schwetz., *M. pinquis* Schw., *M.* cf. *naltschikensis* Krim., *M. beskidensis* Uhl., *M. moderatus* Schwetz., *Arctostrea rectangularis* Roem., *Exogyra latissima* Lam., *Rhynchonella gibbsi* Sow., *R. tschekmeriensis* Lor., *Zeilleria koutaisensis* Lor.

Верхний апт. *Salfeldia guettardi* Rasp., *Phylloceras moreli* d'Orb., *Ph. velledae* Mich., *Ph. hoffmani* Sim., *Lytoceras voronzovi* Sperck, *Tetragonites duvali* d'Orb., *Ptychoceras minimum* Roukh., *Aconeceras nisum* d'Orb., *Uhligella subzürcheri* Renng., *Cheloniceras martini* d'Orb. var. *orientalis* Jac., *Ch. martini* d'Orb. var. *occidentalis* Jac., *Ch. tschernyschewi* Sinz., *Ch. tschernyschewi* Sinz. var. *laticostata* Sinz., *Ch. waageni* Anth., *Ch. subnodosocostatum* Sinz., *Ch. coronatum* Roukh., *Acanthoplites aschiltaensis* Anth., *Ac. aplanatus* Kas., *Ac. uhligi* Anth., *Ac. sinzowi* Kas., *A. multispinatus* Anth., *Ac. subangulicostatus* Kas., *Colombiceras subtobleri* Kas., *C. subpeltoceroides* Sinz., *Ammonitoceras transcaspium* Sinz., *Ancyloceras fournieri* Roukh., *A. steinmani* Sim., *A. dichotomum* Roukh., *A. godoganense* Roukh., *A. abichi* Anth., *A. phasiense* Roukh., *A. waageni* Anth., *A. waageni* Anth. var. *saphitskkiensis* (?) Roukh., *A. sahoriense* Roukh., *A. kutaisiense* Roukh., *A. coquandi* Math. var. *imerica* Roukh., *A. rionense* Roukh., *A. tskaltubaense* Roukh., *A. pavlovi* Vass., *A. ramososeptatum* Anth., *A. helicoides* Roukh., *A. elatum* Koen., *A. biplex* Koen., *A. royeri* d'Orb., *A. tskaltzitheliense* Roukh., *Panopaea gurgitis* Brongn. var. *prevosti* Leym., *Aucellina caucasica* Buch., *A. pompeckyi* Pavl., *A. aptiensis* Pomp., *A. nassibianzi* Sok., *Plicatula inflata* Sow., *Exogyra canaliculata* Sow., *Terebratula sella* Sow., *T. dutemplei* d'Orb., *Zeilleria favrei* Lor., *Z. pseudojurensis* Leym.

Альбский ярус. Повсеместно в Западном Закавказье слои апта без перерыва сменяются карбонатными и глинистыми породами альба. В нижней части альба преобладают тонкослоистые мергели, подобные аптским, выше обычно развиты темносерые сланцеватые глины с подчиненными слоями песчаников, нередко глауконитовых.

Соотношение мергелистых, глинистых и песчанистых пород в разных районах подвержено изменениям: в зависимости от этих фаций несколько изменяется и состав фауны. Фация темносерых глин, в которых наиболее часты *Neohibolites minimus* List., является типичной для альба всей описываемой области. В Сурамском районе в альбе получают бо́льшее развитие песчанистые глины и глауконитовые песчаники с фауной аммонитов.

В региональном обзоре состава и фауны альба в Западном Закавказье необходимо отметить следующие основные данные.

В Западной Абхазии, в Гагринском районе, по данным Т. А. Мордвилко, в нижней толще известняков (мергелей), до 100 *м* мощности, констатированы слои с фауной клансейского горизонта (*Acanthoplites nolani* Seun. и другие формы) и выше — верхний альб, до 270 *м* мощности[1], представленный тонкослоистыми мергелями и темными глинами с многочисленными *Aucellina* и редкими аммонитами. С. А. Докторович-Гребницкий для альба различных мест Гагринского района указывает *(302) Aucellina caucasica* v. Buch., *A. aptiensis* Pomp., брахиоподы и из аммонитов *Ptychoceras* sp., *Acanthoplites* cf. *nolani* Seun. var. *crassa* Sinz. et var. *subrectangulata* Sinz. (последние две формы из клансейского горизонта).

Для того же района Абхазии М. С. Швецов *(859)* указывает белемниты группы *Neohibolites minimus* List., а именно: *N. brevis* Schw. для нижнего альба (клансейский горизонт) и *N. ultimus* d'Orb. для верхнего альба (враконский горизонт). Среди ауцеллин альба им указываются: *Aucellina caucasica* v. Buch., *A.* cf. *pavlovi* D. Sokol., *A. gryphaeoides* Sow.

В альбе Сухумского района А. Л. Козловым *(403)* отмечаются *Neohibolites minimus* List., ауцеллины и представители рода *Phylloceras*. От р. Кодора и до р. Ингура карбонатно-глинистая фация альба над аптскими слоями констатирована, но не изучена. В Мингрелии на восток до Цхенис-цхали альб (редкая фауна *Neohibolites minimus* List.) прослеживается всюду в орографических понижениях между нижнемеловыми и верхнемеловыми известняками. На правобережье р. Цхенисцхали, в районах Горди—Кинчха, наблюдаются обширные обнажения пологого крыла альба. По данным Б. Ф. Мефферта, для Мингрелии, Лечхума, Рачи и Имеретии *(557, 559, 561)* альб по северному крылу Лечхумо-Рачинской синклинали прослеживается в фации мергелей и глин отрывочно вследствие перекрывания его осадками туронской трансгрессии.

В Имеретии мергели и глины альба, местами с прослоями песчаников, сопутствуют аптским слоям по северной, западной и частью южной периферии Окрибского антиклинального поднятия мела. В Имеретии альб не выступает восточнее Чиатурского района. В Южной Мингрелии между сс. Зугдиди и Ахал-Сенаки альб выступает только в ядрах складок у сел. Цайши, где содержит фауну *(557)*: *Aucellina* sp. aff. *caucasica* v. Buch., *Inoceramus concentricus* Park., *In. anglicus* Woods, *Thetironia minor* Sow., ядра *Trigonia* sp.

Для альба Имеретии (в глинистой фации), по данным Б. Ф. Мефферта, может быть отмечена фауна: *Neohibolites minimus* List., *Inoceramus*

[1] В опубликованной работе Т. А. Мордвилко дает для всего альба мощность 50—70 *м*

anglicus Woods, *In. concentricus* Park., *Thetironia minor* Sow., *Aucellina caucasica* v. Buch., *Auc.* cf. *gryphaeoides* Sow., *Phylloceras velledae* Mich.

В песчанистых глинах альба в Сурамском районе (Сабе и другие месторождения), по данным Б. Ф. Мефферта,—обилие *Inoceramus concentricus* Park. и далее по ущелью р. Чхеримелы и в сторону Сурама Д. Антула из сборов Г. Абиха указывает (район Молита) *Neohibolites minimus* List., *Nautilus* cf. *montmollini* Pict. et Camp., *Puzosia mayori* d'Orb., *Beudanticeras beudanti* Brongn., *Hoplites deluci* Brongn., *Solarium ornatum* Fitt., *Cyprina (Venericardia)* cf. *angulata* Sow., *Plicatula* cf. *fourneti* Coq., *Rhynchonella grasiana* d'Orb., *R. dzirulensis* Anth., *Terebratula biplicata* Sow. var. *dutempleana* Dav., *Avellana incrassata* Mant.

В том же Сурамском районе (сс. Молита, Неводзири), по данным Б. Ф. Мефферта, в глауконитовых песчаниках альба встречаются крупные формы *Phylloceras* и *Desmoceras* вместе с *Neohibolites minimus* List.

Э. Фурнье *(955)* для этого же района и у Сурамского перевала около Пона указывает большой список фауны альба, среди которой имеются *Beudanticeras beudanti* Brongn., *Puzosia mayori* d'Orb., *P. timotheana* d'Orb., *P. levesiensis* d'Orb., ряд видов *Acanthoceras*, *Phylloceras velledae* Mich., *Hoplites splendens* d'Orb., *H. lautus* d. Orb., *Neohibolites minimus* List., *Trigonia daedalea* Park., *Thetironia major* Sow., *T. minor* Sow. и некоторые другие пелециподы и гастроподы. Ряд форм, указываемых Э. Фурнье, повидимому, нуждается в более точном определении.

Мощность альба в Западной Грузии изменяется в пределах 50—70 *м* и зависит от перекрывания туронскими отложениями.

Сеноманский ярус. Отложения сеномана в Западном Закавказье констатированы на значительно меньшей площади, чем нижнемеловые отложения, что обусловливается развитием осадков туронской трансгрессии.

Для всей области Абхазии данные о сеномане отрывочны и недостаточны. В Гагринском районе, по исследованиям Т. А. Мордвилко, к сеноману относятся пестроцветные тонкослоистые мергели и плотные туфогенные песчаники, общей мощностью 60—80 *м*. В фауне этих слоев указывается *Inoceramus etheridgei* Woods. В Сухумском районе (Новый Афон) условно к сеноману относятся *(403)* тонкослоистые мергели и глины с прослоями крупнозернистых туфогенных песчаников. Стратиграфические отношения сеномана и альба в Абхазии пока не выяснены.

На дальнейшем пространстве Восточной Абхазии и в пределах Северной Мингрелии от р. Ингура сеноман нигде не известен, так как повсеместно слои альба перекрыты трансгрессивно туронскими известняками. В Южной Мингрелии, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, в ядре антиклинали у Цайши, к югу от Зугдиди, над альбом выступают глауконитовые песчаники и выше слоистые белые и зеленоватые известняки, могущие принадлежать сеноману по аналогии со стратиграфическими данными в Имеретии, о которых сказано ниже.

Восточнее, по южной периферии хр. Асхи и далее к Цхенис-цхали (геологическая карта Мингрелии Б. Ф. Мефферта), между альбом и туроном отчетливо прослеживаются две свиты сеномана: нижняя — глауконитовые песчаники и верхняя — известняковая. Контакт глауконитовых песчаников со слоями альба — трансгрессивный, и явления размыва отмечаются включениями глыб мергелей и глин альба в нижних слоях глауконитовых песчаников сеномана.

Руководящие данные по стратиграфии сеномана относятся к Имеретии и наиболее отчетливы в Кутаисском районе, где, по данным Б. Ф. Мефферта *(559, 561)*, толща сеномана, мощностью от 20 до 40 *м*, подразделяется на две свиты. Нижняя слагается грубозернистыми глауконитовыми песчаниками, иногда конгломератовыми и имеющими обычно базальный конгломерат небольшой мощности. Мощность глауконитовых слоев сеномана подвержена изменчивости от 2—3 до 15—20 *м*.

Верхняя свита сеномана, мощностью 20—25 *м*, представлена белыми, светлосерыми и зеленоватыми тонкослоистыми известняками, в нижних слоях также глауконитовыми и непрерывно связанными с нижележащими глауконитовыми песчаниками. Эта известняковая свита выделена Б. Ф. Меффертом под названием орбулиновой по массовому присутствию в ней фораминифер, принадлежащих к *Orbulina*, *Fissurina* и другим формам.

Фауна глауконитовых песчаников в Кутаисском районе, по данным Б. Ф. Мефферта, содержит *Acanthoceras rhotomagense* D e f r., *Ac.* cf. *mantelli* S o w., ядра *Desmoceras* sp., *Nautilus* cf. *elegans* S o w., *Spondylus striatus* S o w. (обилие), из ежей представители *Holectypus* (обилие), *Cyphosoma* и др.

В верхней известняковой (орбулиновой) свите обычно редкая макрофауна — *Pachydiscus* sp., ядра ежей типа *Holaster*, обломки иноцерамов и в районе Гумбри (к западу от Кутаиси) в глинистых (флоридиновых) породах этой свиты найдены *Inoceramus etheridgei* W o o d s, что решает вопрос о сеноманском возрасте этой свиты.

Указанные две свиты сеномана, отчетливо выраженные в Кутаисском районе, прослеживаются восточнее до р. Чешура, перекрываясь туронскими осадками. В западном направлении эти же свиты сеномана простираются через районы Гумбри (в орбулиновых слоях разработки флоридиновых глин), Цхалтубы и до Цхенис-цхали и севернее через район Горди до хр. Асхи по восточной периферии Мингрелии *(557)*. В известняковой свите сеномана Кутаисского района Э. Фурнье *(955)* указывает отпечатки *Cerithium* cf. *maritimum*.

В Южной Мингрелии по р. Джуми (кряж Урта) в глауконитовых песчаниках сеномана Э. Фурнье *(955)* указывает *Acanthoceras mantelli* S o w., *Ac. rothomagense* D e f r., *Ac. catillum* S o w., *Puzosia planulata* S o w., *Schloenbachia varians* S o w., *Scaphites aequalis* S o w., *Pecten asper* L a m. и ежей *Holaster* cf. *subglobosus* A g., *Catopygus carinatus* Ag., *Cidaris* sp., *Discoida subucula* A g., *D. cylindrica* A g. Указываемые в этом списке туронские формы *Inoceramus (lamarcki, striatus, labiatus)* явно не принадлежат сеноману, а формы *Discoidea*, возможно, принадлежат представителям рода *Holectypus*.

В Лечхумо-Рачинской синклинали глауконитовые песчаники сеномана выступают на ограниченном протяжении из-под туронских и чокракских отложений между Шаври и Патара- Они и в большем развитии по южному крылу Рачинской синклинали (от Знаква через Никор-цминда к Схвава) и восточнее к северу от хр. Хихамта. В районах Никор-цминда и Корта в глауконитовых песчаниках найдены остатки ракообразных, близких к видам *Brachyurites rugosus* S c h l. и *Dromilites pustulosus* R e u s s *(953, 955)*.

В Сурамском районе отложения сеномана с достоверностью не констатированы. Выступающие против Лаше (обрыв Хандеби) и в ущелье р. Чхеримелы мощные зеленоватые известняки, отнесенные С. Симоновичем и А. Н. Сорокиным *(756)* к сеноману, по данным Б. Ф. Мефферта,

принадлежат нижнему турону, а подлежащие первым глауконитовые песчаники с *Beudanticeras beudanti* Brongn.. относятся к альбу. То же следует заметить и относительно глауконитовых известняков и известковистых песчаников у Пона, вблизи Сурамского перевала, которые С. Симоновичем и Э. Фурнье принимались за сеноманские.

По восточной периферии Дзирульского гранитного массива, к северу от Сурама, у сел. Али, Г. Абихом *(899)* были открыты сеноманские глауконитовые песчаники и мергели с фауной *Schloenbachia varians* Sow., *Acanthoceras mantelli* Sow., *Neithea quinquecostata* d'Orb., *Pecten nilssoni* Goldf. (=*P. orbicularis* Nils.), *Ostrea carinata* d'Orb., *O. haliotidea* d'Orb., *Spondylus* sp., *Discoidea subucula* Ag.

По составу фауны описанные отложения Западного Закавказья принадлежат в большей части своей мощности преимущественно верхнему сеноману, но частью обнимают и нижний сеноман. Предсеноманский перерыв и трансгрессия сеномана, повидимому, имеют региональный характер в Западном Закавказье, на что указывают следы размывания, присутствие базального конгломерата и резкое изменение фаций (глауконитовые песчаники), наступающие частью и в верхнем альбе.

Туронский ярус. Туронские отложения показывают повсеместную трансгрессию в Западном Закавказье, что выражается в перекрытии ими сеноманских слоев, а местами — альба и иногда апта; в повышенной части Рионско-Дзирульской подзоны турон залегает то на известняках среднего лейаса (Чиатурский район), то непосредственно на гранитах.

В Абхазии, по данным Л. К. Конюшевского, турон представлен слоистыми плотными серовато-белыми и розоватыми известняками, со стяжениями кремней и обломками иноцерамов. В соответствующем стратиграфическом положении туронские известняки этого типа констатированы в Гагринском районе, по р. Баклановке и в других местах.

В Сухумском районе, в бассейне р. Гумисты, по данным А. Л. Козлова *(403)*, наблюдается толща до 100 *м* мощности скрытозернистых розовых известняков с линзовидными стяжениями мясокрасных кремней. В тончайшей кальцитовой массе этих известняков встречаются фораминиферы (чаще *Rosalina*) и «сферы». В фауне констатированы *Inoceramus lamarcki* var. *brongniarti* Mant. От р. Кодора до р. Ингура прослеживается совершенно тождественная фация туронских известняков с *Inoceramus lamarcki* Park. По всей Северной Мингрелии до хр. Асхи над слоями альба залегают несогласно слоистые белые и розовые известняки с красными кремнями туронского яруса, мощностью 60—80 *м*. Тождественные известняки выступают в Южной Мингрелии в антиклинали кряжа Урта и в куполе Абедати и далее до Цхенис-цхали, что иллюстрировано на геологической карте Мингрелии Б. Ф. Мефферта *(557)*.

Начиная от хр. Асхи, в бассейне Цхенис-цхали, включая и Кутаисский район, под описываемыми туронскими известняками выступает другая серия осадков, также принадлежащая турону.

Эта последняя, обозначенная в исследованиях Б. Ф. Мефферта свитой Мтавари, представляет своеобразную фацию темнобурых и серых микроконгломератов, обладающих обычно грубоячеистой поверхностью выветривания и округленными глыбовидными формами своих выходов. Эти породы состоят из зерен и мелких обломков порфиритовых пород, связанных первичным кальцитовым осадком, в котором весьма обильны *Lithothamnium*.

Относительно редкая фауна в этих микроконгломератах содержит своеобразные кораллы, ядра пелеципод, среди которых формы

Glicimeris sp., устрицы, обломки призматического слоя иноцерамов и *Radiolites*.

Микроконгломератам свиты Мтавари в некоторых районах подчинены позднейшие инъекции базальтовых пород, что в связи с петрографическим составом микроконгломератов придает свите Мтавари внешний характер вулканогенной фации, однако морская фация этих отложений очевидна, что подтверждается и подчиненными свите Мтавари известняковыми толщами.

Микроконгломераты свиты Мтавари можно считать образовавшимися от размывания юрских кряжей порфиритовой серии байоса на южном склоне Главного Кавказского хребта. Отложения свиты Мтавари обнаруживают отчетливую трансгрессивность, налегая в Западной Грузии на различные толщи от верхней юры до сеномана. Залегание свиты Мтавари в Кутаисском районе (р. Цхали-Цители) над орбулиновыми известняками сеномана и покрывание этой свиты известняками с верхнетуронской фауной точно определяют принадлежность свиты Мтавари к нижнему турону.

Свите микроконгломератов Мтавари, достигающей на обеих сторонах Цхенис-цхали (Горди—Кваштиби—Бешаури—Ахал-Бедесеули) мощности до 400 *м* и более, подчинен ряд (от 3 до 6) известковых толщ, мощностью от нескольких до 25—30 *м*. Эти светлые известняки свиты Мтавари изобилуют литотамниями, в отдельных слоях почти породообразующими. Местами (район Бешаури) эти известняки содержат заметное количество мелкораспределенного пирита, а также зерна железного блеска.

Литотамниевые известняки в свите Мтавари имеют локальное распространение преимущественно в упомянутом районе левобережья Цхенис-цхали, частью и на правобережье (р. Гармела), отчасти в районе Ахал-Сенаки. Общее распространение свиты Мтавари значительное. От Ахал-Сенакского района она прослежена к Цхенис-цхали и к хр. Асхи, где эта свита сокращается до нескольких метров и выклинивается; далее она развита от Цхенис-цхали до Цхалтубы и Гумбри и в Кутаисском районе, прослеживаясь несколько восточнее, а также выступает в Раче (район Лабечина).

Нижнетуронская свита Мтавари согласно покрывается известняками верхнего турона. Смена этих фаций местами происходит с переслаиванием известняков и микроконгломератов, причем и те и другие заключают обломки иноцерамов.

В области Рионской кристаллической плиты и в частности в районе Сурамской линии железной дороги наблюдается толща карбонатных осадков, стратиграфически принадлежащая также нижнему турону. От сел. Лаше вверх по ущелью р. Чхеримелы (обрывы Хандеби) над слоями альба залегают зеленые глауконитовые детритусовые известняки (5—8 *м*) и выше — подобные же крупнозернистые красноватые известняки с глауконитом и местами обильным раковинным детритусом (обломки устриц, *Crinoidea*, *Bryozoa*, трубочки *Serpula* и обилие *Lithothamnium*); мощность этих характерных зоогенных известняков 15—20 *м*. Выше последних толща (30—40 *м*) крупнозернистых зеленоватых и светлосерых глауконитовых известняков (каменоломни вдоль железнодорожной линии), которые согласно покрываются тонкослоистыми белыми и розовыми известняками верхнего турона. Эти глауконитовые известняки нижнего турона мало характерны фаунистически, в некоторых местах (Базалети, Сабе и др.) в них были находимы грубые ядра крупных аммонитов типа *Tissotia* (сеноман-турон). С. Симоновичем *(756)* и Э. Фурнье *(955)* эти известняки относились к сеноману, что не подтверждается. По данным Б. Ф. Мефферта, тождественные упомянутым красноватые зоогенные известняки наблюдаются в ряде мест

Чиатурского района (Сачхери, Ргани, Вачеви, Мелугисти и др.). В Чиатурах они залегают на гранитах и, по В. В. Богачеву *(92)*, содержат фауну устриц и других Pelecypoda — *Pecten*, *Trigonia*, *Alectryonia diluviana* L i n n é, *Neithea aequicostata* L a m., *Spondylus* sp.?, *Tellina* sp.?, *Corbis* sp., *Cardium* sp., *Ptychomya robinaldina* d'O r b. и др., относимую им к сеноману и нижнему турону. В Кутаисском районе (Навена-хеви) красные детритусовые известняки (ниже верхнетуронских известняков с иноцерамами) залегают трансгрессивно на породах нижнетуронской свиты Мтавари.

В области бассейна рр: Чхеримелы, Корпеба и Квадаура описываемые нижнетуронские известняки пользуются значительным развитием. Этой же свите соответствуют глауконитовые известняки и песчаники Сагандзили по Бжолис-хеви у Морелиси и в других местах Сурамского района. Трансгрессивное положение этой свиты на нижнемеловых породах совершенно явственно.

Согласно над нижнетуронскими известняками указанных районов Рионской зоны, а в областях развития нижнетуронской свиты Мтавари — над последней повсеместно развита толща тонкослоистых белых и местами розовых скрытозернистых известняков, обычно изобилующих пластовыми стяжениями красных кремней. Последние очень типичны для туронских известняков этой свиты и не встречаются ни в каких других ярусах мела. Фация этих известняков отличается чрезвычайным постоянством во всех областях Западного Закавказья. Мощность этой толщи турона достигает 80—100 *м*, но обычно 40—50 *м*. Однообразная фауна ее преимущественно выражается иноцерамами, принадлежащими к *Inoceramus lamarcki* P a r k., вариететами этого вида и к плоским формам *Inoceramus cuvieri* S o w.; последние свидетельствуют о развитии верхнего турона. Реже встречаются *Terebratula*, ежи и ростры белемнитов *(Actinocamax)*. Указания прежних авторов (С. Симонович) на повсеместное присутствие *Inoceramus cuvieri* S o w. в сенонских известняках Западной Грузии, повидимому, основаны на смешивании разных свит, а указания Э. Фурнье на присутствие типичного нижнетуронского вида *Inoceramus labiatus* S c h l. не подтверждаются.

Распространение верхнетуронских известняков в вышеуказанной фации весьма значительно в Западном Закавказье. Они прослеживаются через Абхазию по всей Мингрелии, залегая между альбом и сеноном; в восточной Мингрелии верхнетуронские известняки согласно покрывают свиту Мтавари, то же и во всем Кутаисском районе. В Рионской зоне, в Сурамском районе согласное залегание верхнетуронских известняков на известняках нижнего турона было уже указано выше.

Из вышеизложенных данных видно, что региональная туронская трансгрессия начинается в нижнем туроне в Рионской зоне (Сурамский район) в карбонатной фации, севернее проявляется в фации литотамниевых микроконгломератов Мтавари, и в еще более северной области южного склона трансгрессия выражается верхнетуронскими известняками на всем протяжении от Абхазии до верхней Рачи.

Коньякский ярус. Выделение выше верхнего турона слоев коньякского яруса в Западном Закавказье намечается пока очень немногими фактами. Можно предполагать, что коньякские слои заключаются в верхах толщи тонкослоистых белых и розовых известняков с красными кремнями. К западу от Ингура в Самурзакани С. И. Ильиным в этих известняках найдены ядра иноцерамов, сходных с *Inoceramus involutus* S o w. В Сурамском районе (между Горис-хеви и Сабе) Б. Ф. Меффертом констатированы крупные иноцерамы с радиальной складчатостью — *Inoceramus digitatus*

Sow. и ежи типа *Micraster cor-anguinum* Ag. — формы, свойственные коньякскому ярусу.

Сантонский ярус. Сенонские известняки непрерывно сменяют известняки турона. В Северо-Восточной Мингрелии, Лечхуме, Раче, Имеретии и также в Сурамском районе сенон представлен грубослоистыми светло-серыми зернистыми, иногда детритусовыми известняками, мощностью в разных районах Западной Грузии от 200 до 300 *м*. Денудированные пологие толщи сенонских известняков обладают большим развитием карста (высокое плато Тургу между верховьями рр. Абаши и Сацквило).

Несколько другую фацию представляют сенонские известняки Абхазии и частью Южной Мингрелии, где они выражены слоистыми белыми скрытозернистыми породами того же фациального типа, что и в туроне этих же областей. Для выделения нижнего сенона в этой толще в Абхазии и Мингрелии пока не имеется никаких данных.

В Западной Грузии нижнесенонские известняки констатированы Б. Ф. Меффертом по р. Шарауле ниже Гоголати с фауной устриц и гладких *Belemnitella* sp. и в районе Харагоула (р. Джихвела), где они содержат фауну многочисленных форм иноцерамов с преобладанием *Inoceramus incostans* Woods, ежей из рода *Conulus* (может быть, *Galerites albogalerus* Lam., упоминавшихся Г. Абихом и С. Симоновичем), также *Echinocorys* sp. и неопределенных еще аммонитов. Эти слои прослеживаются и юго-восточнее к району Мсхлити.

Э. Фурнье, с общей ссылкой на различные местонахождения (Харагоули, Сачхери и др.), приводит список форм, возбуждающий сомнение в правильности определений (смесь форм сеноманских, туронских, нижне- и верхнесенонских).

В сеноне Чиатурского района В. В. Богачевым *(92)* упоминаются известняки с *Actinocamax quadratus*. В остальных районах Западного Закавказья нижний сенон присутствует стратиграфически, но фаунистически пока не подтвержден.

Кампанский и маастрихтский ярусы. В Абхазии верхнесенонские известняки отмечаются очень скудными находками фауны. Л. К. Конюшевский *(423)* указывает у сел. Михельриш известняки с *Echinocorys ovatus* Leske, *Pseudoffaster* cf. *caucasicus* L. Dru. По А. Л. Козлову *(403)*, в верхнем сеноне Сухумского района встречены на р. Гумисте *Rhynchonella* sp., *Cidaris* sp., *Cardita* sp., на р. Беслетке *Pecten* sp. и *Modiola (Brachyodontes)* sp. и, по М. С. Швецову *(861)*, *Scaphites* sp. Возраст этих слоев предполагается как маастрихтский.

В Южной Мингрелии в кряже Урта в плотных белых известняках Б. Ф. Меффертом *(557)* констатированы *Inoceramus balticus* Boehm. (кампанские слои), а в Северной Мингрелии (район Инчухи—Сумачхо) в известняках, верхнесенонских по своему стратиграфическому положению, встречены многочисленные устрицы, среди которых весьма крупные и массивные формы типа *Gryphaea kodori* Schwetz.

В Кутаисском районе, по данным Б. Ф. Мефферта *(559, 561)*, в верхнесенонских известняках наблюдалась редкая фауна *Exogyra decussata* Coq., *Ostrea (Gryphaea) vesicularis* Lam., а также крупные *Gryphaea kodori* Schwetz. (Навена-хеви), *Echinocorys ovatus* Leske, *Terebratula* pl. sp. Восточнее, в Чиатурском районе, В. В. Богачев указывает в известняках верхнего сенона *Inoceramus balticus* Boehm, ежи и очень крупные устрицы типа *Ostrea dzevriensis* Sim., *Os. vesicularis* Lam., *Lima hooperi* Mant., *Pecten nilssoni* Goldf., *Terebratula carnea* Sow.

В Лечхуме и в Раче в верхнем сеноне, по данным Б. Ф. Мефферта, редкие находки фауны — устрицы, *Echinocorys ovatus* Leske, *Belemnitella mucronata* Schloth. (Саирме—Удабно). Э. Фурнье *(954)* для крыла сенона, пересекаемого ущельями р. Цхенис-цхали, Ладжанура и в районах Алпани и монастыря Удабно указывает следующую фауну (с исключением не принадлежащих к верхнему сенону *Inoceramus cripsi* Mant., *In. cuvieri* Sow. и *Micraster cor-anguinum* Ag.): *Ostrea santonensis* d'Orb., *Alectryonia* cf. *diluviana* Linné, *Terebratula obesa* Sow., *T. carnea*, Sow., *T. carnea* var. *semiglobosa* Sow., *Echinocorys artatus* Sim., *E. ovatus* Leske, *Discoidea maxima* Ag., *Pentacrinus bronni* Hag., *Bourgueticrinus* sp., *Reticulipora obliqua* Reuss., *Siphonia*, *Coscinopora*, *Diplostoma*.

В Сурамском районе верхний сенон, по данным Б. Ф. Мефферта, имеется в районе Квесреви (левобережье р. Дзирулы), где в грубослоистых кавернозных известняках встречены *Belemnitella* cf. *mucronata* Schl. Восточнее сенон и в частности верхний сенон проявляется только к востоку от Сурамского перевала в окрестностях гор. Сурами, где Э. Фурнье *(955)*, по собственным сборам, указывает (исключая также явно неправильно определенных иноцерамов) *Belemnitella mucronata* Schloth., *Exogyra decussata* Coq., *Terebratula carnea* Sow., *T. carnea* var. *semiglobosa* Sow., *Echinocorys ovatus* Leske и другие *Echinocorys (Ananchytes)*.

Датский ярус. Известняки датского яруса в Западном Закавказье без перерыва сменяют известняки сенона. Фаунистическое обоснование датских слоев пока может быть сделано для немногих районов. Наиболее точные данные приводятся М. С. Швецовым *(861)* для Абхазии, где в окрестностях Сухуми им выделяется свита (до 120 *м* мощности) белых послойно мягких и твердых известняков с весьма изменчивым содержанием фауны по отдельным слоям. В составе датских слоев Сухуми автором указываются *Echinocorys sulcatus* Goldf. и многочисленные устрицы, среди которых *Ostrea lunata* Nils., *Gryphaea pitcheri* Coq. (два вариетета), *Gr. similis* Pasch. (форма из группы *Ostrea vesicularis* Lam.), *Gr. kodori* Schwetz. (весьма крупная форма), *Gr.* ex gr. *lateralis — eversa*, *Anomia* aff. *interstriata* Arch., *Pecten* aff. *squamula* Lam., *Dentalium* sp., *Terebratula* sp., *Bryozoa*, *Spongia*, *Crinoidea*.

Ввиду непрерывности разреза и отсутствия перерыва между известняками верхнего мела и палеоцена слои датского яруса следует предполагать стратиграфически на всем протяжении от Абхазии через северную Мингрелию до Цхенис-цхали и Лечхума. То же следует допустить и по южному крылу Лечхумо-Рачинской синклинали. Э. Фурнье *(954)* при очень неточном указании района выходов верхнего мела Никор-цминда—Химши (что, вероятно, относится к синклинали Земо-Крихи—Хотева и к северу до Риона) указывает в верхах верхнего мела датские слои с *Coraster munieri* Seunes, *Hercoglossa danica* Schl.

В Кутаисском районе по р. Четури датские слои присутствуют между известняками верхнего сенона и палеоцена. Восточнее известняки датского яруса явно перекрываются трансгрессией олигоценовых осадков. Указания Э. Фурнье *(954)* на наличие датских слоев в Харигоули и Сачхери стратиграфически маловероятны, как и в районе к югу от Пона вблизи Сурамского перевала.

В Лечхуме, по данным Б. Ф. Мефферта, толща известняков, мощностью до 50 *м (559)*, условно относится к датскому ярусу и, заключая в нижних слоях белые, мягкие детритусовые (с литотамниями) и выше буроватые

известняки с *Foraminifera*, содержит в верхних слоях многочисленных ежей типа *Linthia* и *Schizaster*, ядра *Echinocorys* sp., деформированные остатки *Nautilus* sp. и много *Terebratula*, среди которых *Terebratula lens* Nilss. Эти данные требуют дальнейшего фаунистического обоснования.

* * *

Вышеизложенные данные стратиграфии позволяют сделать следующие основные заключения (см. рис. 20 и 21).

Обзор фаций нижнего и верхнего мела Западного Закавказья в пределах южного склона Кавказского хребта показывает, что, начиная с валанжина, непрерывно развивается карбонатная фация осадков, продолжающаяся до низов палеогена, прерываемая только в верхнем альбе и в сеномане отложениями прибрежной фации глауконитовых песчаников и в нижнем туроне микроконгломератами свиты Мтавари, имеющими локальное распространение.

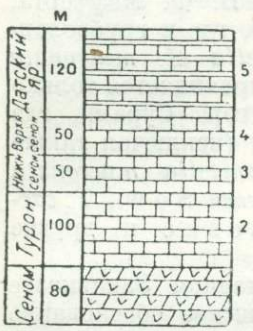


Рис. 20. Верхний мел. Абхазия.

Крупной фациальной особенностью в развитии неокома в Западном Закавказье является присутствие в барреме средиземноморской фации ургона с *Requienia* и *Monopleura*, имеющей обширное распространение на южном склоне в Западном Закавказье, кроме, однако, Абхазии, где, как выше указано, валанжин, готерив и баррем, в частности, характеризуются цефалоподовой фауной. Обе эти фации южного склона очень отличны от неритических песчаных фаций неокома северного склона Кавказского хребта.

Осадки апта и альба являются менее глубоководными и в своем распространении отличаются значительным фациальным постоянством во всей описываемой области. С конца альба и в течение сеномана имело место некоторое развитие мелководных фаций; то же наблюдается в отдельных районах Западного Закавказья в течение нижнего турона. Верхний турон в фации белых и розовых скрытозернистых известняков (с красными кремнями) с иноцерамовой фауной характеризуется особенно выдержанным постоянством своей фации повсеместно в Западном Закавказье. В сеноне констатированы относительно лишь небольшие колебания в основной карбонатной фации.

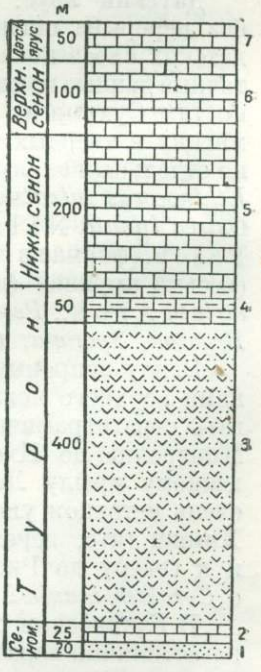


Рис. 21. Верхний мел. Имеретия.

Ясно выдержанными трансгрессиями в меловом периоде на южном склоне в Западном Закавказье являются верхнебарремская трансгрессия, распространившаяся только в поднятой части Рионской зоны, повсеместная сеноманская трансгрессия и в дальнейшем туронская трансгрессия большого регионального значения в Западном Закавказье, при которой в нижнетуронское время в Рионской зоне развивалась карбонатная фация осадков, а севернее почти в то же время фация микроконгломератов свиты Мтавари. Еще более северные

Схема стратиграфии мела Западной Грузии

Ярусы	Абхазия	Мингрелия и Имеретия	Сурамский район
Датский ярус	Белые известняки с устрицами и *Echinocorys sulcatus*, 120 *м*	Известняки с *Lithothamnium*, *Foraminifera*, *Terebratula* и ежами, 50 *м*	Известняки с *Nautilus danicus*
Верхний сенон (маастрихтский и кампанский ярусы)	Белые известняки с редкой фауной, 100 *м*	Белые слоистые известняки с *Belemnitella mucronata*, *Inoceramus balticus* и др.	Известняки
Нижний сенон, сантонский ярус	Неизвестно	Известняки с устрицами и *Belemnitella* sp. (Шараула). Общая мощность сенона 200—300 *м*	Известняки с *Inoceramus inconstans*, *Conulus*, *Echinocorys* и аммонитами (Харагоули)
Нижний сенон, коньякский ярус	Неизвестно. Частью белые известняки с ядрами *Inoceramus* cf. *involutus*	Неизвестно	Белые и розовые известняки с *Inoceramus digitatus* и *Micraster cor-anguinum*
Верхний турон	Белые и розовые слоистые известняки с иноцерамами, 100 *м*	Белые и розовые слоистые известняки с красными кремнями и *Inoceramus lamarcki*, *In. cuvieri* и др.	Белые и розовые известняки с *Inoceramus cuvieri* и др.
Перерыв. Трансгрессия в северных областях			
Нижний турон	Неизвестно	Литотамниевые микроконгломераты и известняки свиты Мтавари до 400 *м*	Детритусовые известняки, глауконитовые песчаники с редкой фауной, 50—60 *м*
Перерыв. Трансгрессия в южных областях			
Сеноман	Мергели и туфогенные песчаники с *Inoceramus etheridgei*	Орбулиновые известняки с *Inoceramus etheridgei*, *Pachydiscus* и др., 15—25 *м*. Глауконитовые песчаники с *Acanthoceras rhotomagense*, *A. mantelli*, *Spondylus striatus*, *Holectypus* и др., 5—20 *м*	Глауконитовые песчаники и мергели с *Acanthoceras mantelli*, *Neithea quinquecostata*, *Schloenbachia varians*, *Ostrea haliotidea* и др. (Али)
Перерыв. Сеноманская трансгрессия			
Альб	Верхний альб — слоистые мергели и темные глины с *Aucellina caucasica*, *A. gryhaeoides* и др., *Hibolites ultimus* и др., до 270 *м* (Гагринский и Сухумский районы). Нижний альб (клан-	Глауконитовые песчаники, темные глины и тонкослоистые мергели с *Neohibolites minimus*, *Inoceramus concentricus*, *In. anglicus*, *Aucellina caucasica* и др. *Aucel-*	Глауконитовые песчаники и глины с *Puzosia mayori*, *Beudanticeras beudanti*, *Phylloceras*, *Neohibolites minimus*, *Inocera-*

Продолжение таблицы

Ярусы	Абхазия	Мингрелия и Имеретия	Сурамский район
Альб	сейский горизонт) — мергели с *Acanthoplites nolani*, *Hibolites brevis* и др., до 100 *м* (Гагринский район)	*lina*, *Thetironia minor*, *Phylloceras velledae* и др., 50—70 *м*	*mus concentricus*, *Aucellina* и др., до 50 *м*
Апт	Мергели и известняки с *Hibolites uhligi*, *H. longus*, *H. brevis*, *H. pistilliformis*, *H. inflexus*, *Duvalia grasi*, видами *Cheloniceras*, *Phylloceras*, *Deshayesites*, *Acanthoplites*, *Ancyloceras* и брахиоподами до 400 *м* (Гагринский и Сухумский районы)	Слоистые мергели с *Hibolites* ex gr. *semicanaliculatus*, *Acrioceras furcatum*, *Crioceras waageni*, *Phylloceras morelli*, *Cheloniceras cornueli*, *Ch. seminodosum*, *Deshayesites deshayesi*, *Acanthoplites*, *Ancyloceras matheroni*, *A. duvali*, *Brachiopoda* (*Rhynchonella lata*, *R. gibbsiana*, *Zeilleria tamarindus*, *Terebratula sella*, *T. dutemplei* и др.), *Pelecypoda* и пр., 30—50 *м*. В основании постоянный горизонт с банками *Exogyra latissima*	Слоистые мергели с такой же фауной, как и в других областях Имеретии
Баррем	Верхний баррем: известняки и мергели с *Hibolotes pinguis*, *H. varians*, *H. gagricus*, обилие видов *Holcodiscus* и др. аммониты, *Brachiopoda*. Нижний баррем: глауконитовые известняки с *Hibolites jaculiformis*, *Duvalia binervia*, *D. pontica*, *D. gagrica*, *Crioceras emerici*, виды *Holcodiscus*. (Общая мощность баррема до 560 *м* Гагринский район)	Ургонская фация: светлосерые и белые, частью доломитизированные известняки с *Requienia ammonia*, *R. lonsdalei*, *Monopleura* и *Brachiopoda*, 300—400 *м*	Ургонская фация: известняки с *Requienia*, *Monopleura*, 30—40 *м*. В основании базальный красный конгломерат Перерыв Верхнебарремская трансгрессия
Готерив	Известняки с *Duvalia polygonalis*, *D. bipartita*, *Hibolites longior*, *Neocomites amblygonius*, *Nautilus neocomiensis* и др., мощность до 650 *м* (Гагринский район)	Слоистые известняки и мергели с *Astieria astieri* и др., *Pelecypoda*, *Brachiopoda*, 40—50 *м* (Накерал)	
Валанжин	Известняки с кремнями и мергели с *Hibolites prodromus*, *Exogyra*, *Brachiopoda* и др., до 350 *м* (Гагринский район)	Песчанистые ноздреватые известняки с *Nerinea marcousana* и др. *Nerinea*, *Terebratula moutoniana* и др., 30—40 *м*	

области южного склона погрузились под уровень моря в верхнетурон ское время с образованием отложений также в карбонатной фации.

Орогенические складкообразовательные движения мелового времени проявились в Западном Закавказье на южном склоне Кавказского хребта в относительно очень слабой степени, и упомянутые трансгрессии, вероятно, более обусловливались соответствующими вертикальными движениями в предсеноманское и предтуронское время (в последнем случае перед нижним и перед верхним туроном) в различных областях южного склона. Имеющиеся данные позволяют считать, что в развитии меловой системы на южном склоне отсутствовали вулканические проявления этого времени и, в частности, нижнетуронская свита Мтавари не является вулканогенной фацией.

Изложенные черты стратиграфии мела южного склона Кавказского хребта во многом и существенном отличаются от стратиграфических особенностей мела смежных более южных областей Западного Закавказья. Краткая стратиграфическая схема для южного склона дается в вышепомещенной таблице, с указанием по ярусам фаций меловых осадков и общего типа фауны применительно к упомянутым главным областям южного склона.

В. Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты

Как выше упомянуто, южным пределом развития фации мела южного склона Кавказского хребта является Рионско-Дзирульская подзона, кристаллический субстрат которой выступает на поверхность в области Сурамского водораздельного возвышения, продолжается на запад под Рионской долиной к Черному морю, а также глубоко погружается и в восточном направлении. Морфологической границей южного склона Кавказского хребта являются широтные долины рр. Риона и Куры. К югу от последних, от Черного моря до района Тбилиси, простирается обширная горная система, называемая Аджаро-Имеретинским хребтом в западной части до Боржомского ущелья р. Куры и Триалетским хребтом — в восточной. Южной границей этих хребтов является непрерывное лавовое нагорье — Цалка, Ахалкалакское и Докуз-Пунар на границе с Турцией. Аджаро-Имеретинский хребет и Триалеты образованы сложно-дислоцированными отложениями палеогена и верхнего мела, в фациях, весьма отличных от таковых на южном склоне Кавказского хребта.

Верхний мел представляет наиболее древние отложения, выступающие в области названных хребтов, тектоническое построение которых (здесь не рассматриваемое) выражается в крупном опрокидывании, перебросах и надвигах складок в северном направлении на Рионско-Дзирульскую пологоскладчатую подзону.

Из-под надвигов данной системы по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта в ряде районов выступают меловые осадки, принадлежащие комплексу автохтонной Рионско-Дзирульской подзоны. Таковыми являются верхнемеловые отложения (сенон—турон) района к югу от гор. Сурами и кряжа, через который проходит Сурамский туннель, а также известняки от турона до верхнего баррема, налегающего на граниты Дзирульского массива, которые простираются от района Сурамского перевала на запад вдоль Сурамской железнодорожной линии вплоть до района Харагоули. Эти отложения мела уже были выше рассмотрены; они принадлежат к краевым частям мела Рионско-Дзирульской подзоны.

Западнее, между Парцхнали, Хидари и Кицхи, такие краевые участки автохтонного верхнего мела представлены двумя повторными тектоническими сегментами верхнемеловых известняков, также выступающих из-под надвигов палеогена Аджаро-Имеретинского хребта.

В 40 *км* западнее по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта, в районе Инашаури — Бзвани — Исрита, выступает крупный тектонический сегмент верхнего мела, оторванный от Рионско-Дзирульской подзоны, надвинутый на понтические осадки подзоны и перекрытый последующим надвигом палеогена и верхнего мела фаций Аджаро-Имеретинского хребта. В пределах этого тектонического сегмента верхнемеловые отложения представлены тонкослоистыми белыми скрытозернистыми известняками, обычно с пластовыми конкрециями красных кремней. Фауна в этих известняках почти исключительно характеризуется остатками *Inoceramus cuvieri* Sow. Эти известняки фациально и фаунистически принадлежат, таким образом, к верхнему турону. Стратиграфически выше над ними, в районе Бзвани, залегают более грубослоистые зернистые известняки, предположительно сенонские. Продолжение непрерывной полосой этих верхнемеловых известняков комплекса Рионской зоны по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта от Бзвани до меридиана Самтреди фактически неправильно на карте С. Симоновича (1887). Только лишь между Гоми и Саджевахо вновь выступает из-под главного надвига Аджаро-Имеретинского хребта тектонический сегмент таких же верхнетуронских известняков Рионской зоны.

Западнее, в пределах Гурии, к югу от Ланчхути и к северу от Орагве среди значительного базальтового эффузива выступает толща слоистых белых (с красными кремнями) известняков, повидимому, также принадлежащих к верхнему турону и тектонически оторванных от Рионской зоны. Отдельные выходы этой же толщи верхнего мела наблюдаются еще западнее, в районе Баглеби, где они накрываются верхнеплиоценовыми осадками.

Приведенными данными исчерпываются тектонические выступы верхнего мела в фациях Рионско-Дзирульской зоны.

Верхний мел в фациях Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов имеет значительное распространение в этой горной системе южной части Западного Закавказья. Стратиграфическое и тектоническое положение верхнемеловых отложений этих хребтов старыми исследованиями Г. Абиха и С. Симоновича разъяснено не было, и распространение этих верхнемеловых известняков, по исследованиям Б. Ф. Мефферта, оказалось более значительным.

Верхнемеловые известняки фации Аджаро-Имеретинского хребта и Триалет выражаются относительно тонкослоистыми плотными скрытозернистыми белыми, красноватыми, серыми, темносерыми и буроватыми породами, в ряде слоев отвечающими типу литографских известняков; белые и розовые известняки с красными кремнями совершенно тождественны с верхнетуронскими известняками Рионской зоны.

Все региональные данные показывают, что рассматриваемая толща известняков верхнего мела в восходящих разрезах совершенно согласно переходит в мощную флишевую серию, представленную в своей нижней части тонкослоистыми темными мергелями и сланцами. Нижней части флишевой серии и верхним слоям известняковой толщи обычно свойственны отпечатки фукоидов *Chondrites* и других форм. Известняки описываемой фации являются очень тонкозернистыми карбонатными породами, относительно глубоководными и за немногими исключениями фаунистически почти немыми; микрофауна их обычно выражается представителями

Globigerina и некоторыми другими фораминиферами, не имеющими значения в возрастном отношении.

Максимальная мощность рассматриваемых верхнемеловых известняков достигает почти 1 *км*, но имеется ряд данных, указывающих на фациальное замещение известняковых слоев флишевыми сланцами и расслаивание всей известняковой свиты верхнего мела на отдельные известняковые толщи промежуточными флишевыми пачками. Стратиграфически поэтому вероятно, что некоторая нижняя часть флишевой серии также принадлежит к верхнему мелу.

Подобное переслаивание флишевых пород и известняков констатировано вдоль главного надвига по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта в районе Бзвани—Инашаури, где по склону кряжа Сатавало над сланцами флиша залегает толща (30 *м*) слоистых светлосерых известняков с хорошо сохраненными *Echinocorys ovatus* L e s k e, указывающими на возраст этих слоев не выше маастрихтского яруса. В вышележащей свите серо-зеленых тонкослоистых мергелей и серых и фиолетовых сланцев флиша — слой (3 *м*) такого же известняка и в дальнейшем восходящем разрезе — мощная толща флишевой серии. В этом случае нижние горизонты последней при непрерывности разреза соответствуют датскому ярусу и восходящий разрез флиша — палеоцену. Данная толща известняков с сенонскими *Echinocorys* продолжается западнее к р. Суллори и местами до Бани и восточнее обрывается в ущелье Квини-цхали.

Восточнее по фронту того же главного надвига слоистые белые (местами с красными кремнями) известняки выступают по склону кряжа Джиквати в районе Свири, покрываясь согласно сланцами флишевой серии.

Весьма значительная область развития известняков верхнего мела прослежена в гребневой области Аджаро-Имеретинского хребта на протяжении до 40 *км* от Диди-гори через верховья Бжолис-хеви к Вахани и Нениси. Полоса этих дислоцированных известняков, местами до 3,5 *км* ширины, прилегает к весьма крупному разрыву данной восточной части Аджаро-Имеретинского хребта. Эта известняковая толща, достигающая наибольшей мощности в данной области, стратиграфически выше повсюду сменяется весьма мощной (до 3 *км*) флишевой серией.

На северном склоне западной части Триалет до меридиана Гори, в сложных тектонических условиях, выступает ряд складок известняков верхнего мела, связанных и с крупными разрывами. Не входя в подробности, можно отметить выходы верхнемеловых известняков у Кодмани, вблизи долины Куры и Кехис-джвари и Летети, брахиантиклиналь от Арцеви к Кобисани, которая показывает, что толща белых слоистых известняков, мощностью до 40—50 *м*, согласно покрывается и подстилается сланцами и туфопесчаниками флишевой серии. На восточном продолжении этой антиклинали разведочной партией А. П. Сармина, исследовавшей марганцевые проявления в известняках смежного района, в 1932 г. была найдена фауна, определенная В. П. Ренгартеном, в которой им установлены нижнетуронские виды *Inoceramus hercynicus* P e t r. и *Mammites nodosoides* S c h l o t h.

Таким образом флишевые слои выше и ниже (?) данных известняков принадлежат к верхнему мелу (нижнему турону). В более южной полосе известняков, простирающейся от Арцеви через Бани и до Телятхе, констатированы известняки с *Lithothamnium* и формы *Inoceramus incostans* W o o d s (сенон).

В сложной тектонической обстановке подобные же слоистые известняки, покрываемые флишевыми слоями, выступают вблизи Горис-джвари к юго-западу от Гори.

В итоге приведенных данных следует заключить, что известняковые толщи Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов вместе с подлежащей туфогенной свитой и некоторой частью слоев вышележащей флишевой серии отвечают в совокупности верхнему мелу в пределах от турона до датского яруса. За отсутствием достаточных фаунистических данных верхняя и нижняя границы меловых отложений пока не могут быть точно установлены.

По южной периферии Триалет имеется ряд данных, разъясняющих стратиграфию верхнего мела и отношение последнего к пологоскладчатой зоне Сомхетии, прилегающей с юга к Триалетской системе. Вышеприведенные и нижеследующие данные о геологическом построении Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов указываются по исследованиям Б. Ф. Мефферта, как опубликованным *(560, 561, 563)*, так и рукописным.

В пределах Чобаретского хребта по северной окраине Ахалкалакского лавового нагорья Г. Абихом были установлены известняки верхнего мела. Более поздними исследованиями Б. Ф. Мефферта констатировано с северо-западным падением крыло известняков, белых и розовых (с красными кремнями), простирающееся с мощностью 50—60 *м* по Чобаретскому хребту и через ур. Тетров в сторону лавового плато Чарели, их накрывающего. Эти известняки согласно покрываются сланцевыми породами флишевой серии и подстилаются туфами и брекчиями, среди которых проходят более тонкие слои известняков. Весь нисходящий разрез от известняковой толщи, включающей туфы и брекчии, следует считать принадлежащим к верхнему мелу.

Восточнее, после 30 *км* перерыва на пространстве, занятом лавами окрестностей Табасцхурского озера и вулкана Тавкотели, из-под лавового покрова плато Цалка у сел. Котелия (Рехи) выступает с северным падением крыло слоистых белых, светлосерых и розоватых известняков с остатками иноцерамов, вероятно, туронского возраста. В восходящем разрезе эти известняки покрываются согласно туфами.

Гидрогеологические условия

В общем стратиграфическом разрезе мела всего Западного Закавказья нельзя указать каких-либо гидрогеологических особенностей для осадков различных ярусов мела. Более мелководные обломочные фации верхнего альба, сеномана и нижнего турона не содержат отчетливо выраженных водоносных горизонтов.

Во всей описываемой области, обладающей значительной степенью орографического расчленения, распределение подземных вод преимущественно обусловливается формами рельефа. Известняковые толщи нижнего и верхнего мела являются вообще значительно более водоносными сравнительно с туфогенными фациями мела, которые выше были указаны. В зависимости от явлений денудации и дренирования при соответствующих условиях залегания толщи известняков баррема и сенона на южном склоне Кавказского хребта отличаются бóльшим развитием карста. Вследствие этого в ряде областей толщи барремских и сенонских известняков, вообще наиболее мощные, служат крупными аккумуляторами подземных вод. Главнейшими из них являются плато сенонских известняков в верховьях Абаши и Накеральское плато известняков баррема. Громадные водосборные карстовые площади в ряде мест сопровождаются довольно значительными подземными истоками рек (р. Цачхури с плато Асхи, верховья Абаши и плато Турчу, р. Шараула и плато Накерала и ряд других).

Полезные ископаемые

При значительном, а на южном склоне Кавказского хребта и преобладающем развитии в толщах нижнего и верхнего мела известняковых пород, эти последние являются весьма распространенными материалами, пригодными для флюсов, получения извести и для строительных надобностей. Плотные скрытозернистые турон-сенонские известняки, развитые в области Триалет и Аджаро-Имеретинского хребта, местами в отдельных слоях и толщах приближаются или отвечают типу литографских известняков. Районом, заслуживающим экспериментальных изысканий в этом отношении, является область верховьев Бжолис-хеви в Аджаро-Имеретинском хребте, отчасти и другие области распространения известняков данной фации.

То же в районе Белого Ключа, где литографские известняки несколько разрабатывались.

Битуминозные известняки нижнего неокома (и частью верхней юры) в Абхазии (Гагринский район, гора Дзышра) представляют значение для асфальтовой промышленности.

Хотя и локальными, но заслуживающими внимания, являются проявления марганцевых руд в сантонских известняках, что в наибольшей степени выражено в известняковой толще района Белого Ключа и описание чего дано в работе Л. Конюшевского *(419)*.

В этом случае имеются пластовые гнезда (до 2 *м*) землистого пиролюзита или местами конкреционные скопления этой руды. Подобные же проявления марганцевых руд этого же типа были предметом разведок в 1932 г. в Триалетах в районе Бани и смежном (к югу от р. Дзамы). Вообще окислы марганца являются нередкими в нижнесенонских известняках, а в нижнетуронской свите Мтавари они в той или иной степени довольно распространены, выражаясь в отдельных местах (район Дидгвабуни на правобережье Цхенис-цхали) тонкими прожилками кристаллического пиролюзита по трещинам в микроконгломератах названной свиты.

Необходимо еще упомянуть о богатых кремнеземом глинах, образующих пласт среди орбулиновых известняков сеномана в окрестностях сел. Гумбри в Кутаисском районе.

Под именем гумбрина они получили широкое применение в промышленности как превосходный адсорбент.

Рудные проявления, связанные с интрузиями в меловых толщах, в данном случае не отмечаются, так как рассматриваются отдельно.

Приведенный обзор стратиграфии меловых осадков Западного Закавказья свидетельствует об очередности дальнейшего детального изучения в стратиграфическом и палеонтологическом отношениях мела данной области.

Во многих случаях имеются или недостаточные данные, или относящиеся к старым исследованиям, а сложность тектоники Западного Закавказья явно требует и наибольшего стратиграфического обоснования.

Меловые отложения восточной части Триалетского хребта

По исследованиям В. П. Ренгартена в 1936 г., основная полоса меловых отложений восточной части Триалетского хребта сложена значительной толщей мергельно-известняковых пород, имеющих флишевый характер. В окрестностях с. Дзегви можно выделить:

1. Нижний сенон. Свита зеленых, фиолетовых и серых известняков и мергелей, иногда тонкосланцеватых. Встречен *Inoceramus* cf. *subquadratus* Schlüt. . . . . 70 *м*
2. Верхний сенон. Огромная толща белых, слегка мергелистых известняков с частыми прослоями мергелей и реже песчанистых известняков. Фауна представлена редкими *Inoceramus* sp. ex gr. *regularis* d'Orb. и множеством фораминифер (*Globigerina*, *Globotruncana*, *Lagena*, *Fissurina*, *Textularia* и пр.). Нередки флишевые скульптуры и *Chondrites*. Количество мергелей в верхней части все больше и больше увеличивается. Свита завершается характерным горизонтом красноватых мергелей с прослоями песчаников. В районе Белого Ключа в этом горизонте были находимы маастрихтские *Echinocorys*. Мощность . . . . . 700 »
3. Датский ярус (?). Светлосерые песчанистые известняки с прослоями мергелей, *Rotaliidae* и *Sphaera*. Датский ярус выделяется по аналогии с разрезами Белого Ключа. Мощность . . . . . 50 »

Вдоль надвигов, составляющих северную границу Триалетской системы, в виде отдельных тектонических чешуй встречаются меловые отложения в фациях, более свойственных Рионско-Дзирульской и Карталинской (?) подзонам. В окрестностях сел. Цители-калаки В. П. Ренгартеном записан такой разрез:

1. Коньякский ярус (?). Туфопесчаники и туфобрекчии с прослоями глин. Видно до . . . . . 40 *м*
2. Сантонский ярус (?). Белые, внизу розовые известняки с прослоями зеленоватых мергелей и 2—3 пластами туфогенного песчаника. В нижних слоях известняков встречаются стяжения кремня. Много фораминифер . . . . . 77 »
3. Кампанский ярус. Чередование слоев белых сгустковых известняков, мергелей и обломочных полимиктовых известняков с зернами и гальками кварцевых порфиритов. В породе много *Lithothamnium*, *Bryozoa* и фораминифер (*Orbitella* sp., *Calcarina* sp., *Globigerina* sp., *Textularia* sp.), встречаются *Hamites* sp. aff. *phaleratus* Griep., *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In. decipiens* Zitt., *In. inconstans* Woods., *In.* cf. *convexus* Hall et Meek, *Rhynchonella* sp. Мощность. . . . . 120 »
4. Маастрихтский ярус. Чередование серовато-белых зернистых песчанистых известняков и белых более чистых известняков. Очень тонкие прослоечки мергеля. Редкие прослои полимиктового известняка. Фауна представлена следующими формами: *Parapachydiscus neubergicus* Hauer., *Belemnitella mucronata* Schloth., *In. regularis* d'Orb., *In. sublaevigatus* Hall et Meek var., *Endocostea typica* Whitf., *En. typica* Whitf. var. *cycloidea* Ried. . . . . 50 »
5. Песчанистые известняки с мощными пластами полимиктовых известковых конгломератов из галек и валунов порфиритов и осадочных пород. Обломки *Inoceramus* и фораминиферы (*Orbitella* sp., *Calcarina* sp., *Globotruncana* sp.). . . . . 75 »

По неопубликованным материалам М. И. Варенцова, по р. Тедзами и в других пунктах Триалетского хребта под вулканогенной свитой, верхние горизонты которой отмечены выше как нижнесенонские, встречены сеноманские песчаники с *Exogyra columba* Lam., а еще ниже — альбские мергели с *Aucellina gryphaeoides* Sow. (определения В. П. Ренгартена).

По южной окраине Триалетского хребта распространены снова более однообразные и мощные известняково-мергельные отложения верхнего мела, подобные тем, которые развиты в средней зоне горной системы. В окрестностях сел. Белый Ключ В. П. Ренгартену удалось найти фауну и расчленить верхнемеловые отложения следующим образом (рис. 22):

1. Коньякский ярус (?). Свита серых мергелей с прослоями глинистых известняков, витрокластических туфов и туфобрекчий. Встречены *Globotruncana*, *Globigerina*, *Orbulina* и *Fissurina* . . . . . 200 *м*
2. Сильно разложенные и кальцитизированные туфоконгломераты с кусками мандельштейнов . . . . . до 80 »
3. Сантонский ярус (?). Красный известняк с *Globotruncana*, *Globigerina*, *Orbulina* и редкими зубами акул . . . . . 4—6 »

4. Зеленовато-серые мергели и известняки, часто песчанистые, прослои туфогенного песчаника, стяжения кремня . . . . . 70 *м*
5. Кампанский ярус. Серовато-белые слоистые прочные известняки с фораминиферами (*Globotruncana*, *Globigerina*, *Orbulina*, *Nodosaria*, а также *Inoceramus* cf. *lingua* Goldf., *Pycnodonta flicki* Perv. и *Stegaster gillieroni* Lor.). . . . . 500 »
6. Чередование серовато-белых известняков и мергелей с фораминиферами и *Pachydiscus levyi* Gross., *Inoceramus balticus* Boehm., *In. regularis* d'Orb., *In. sublaevigatus* Hall et Meek var., *Plicatula* sp. n. . . . . 100 *м*
7. Маастрихтский ярус. Сероватые и красноватые мергели с прослоями глинистых, иногда песчанистых известняков. Редкие *Echinocorys* cf. *ovatus* Leske . . . . . 88 »
8. Датский ярус. Серовато-белые зернистые, несколько раскристаллизованные известняки с *Globigerina*, *Orbulina* и редкими *Coraster vilanovae* Cott. . . . . 25 »

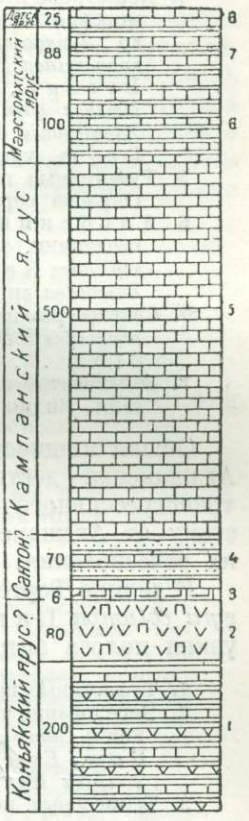


Рис. 22. Верхний мел. Район Белого Ключа.

Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья

Нижнемеловые отложения до последнего времени почти не были известны в Малом Кавказе. В литературе существует только одно упоминание о них у Л. К. Конюшевского *(422)*. Фауна, собранная этим исследователем в окрестностях сел. Верхний Агджакенд, была определена В. В. Богачевым и Н. И. Василевским. Возраст двух выделенных горизонтов определяется ими как неокомский и аптский. По новейшим данным В. П. Ренгартена, эти горизонты правильнее считать соответственно аптом и верхним альбом, причем к апту же приходится отнести и нижележащую свиту пород с линзами угля, включениями копала и остатками флоры.

В окрестностях сел. Коткенд близ северной границы Армении Г. В. Богачевым при разведочных работах на копал в 1917 г. были встречены песчано-глинистые отложения, содержащие копал и редкую фауну пелеципод. Повидимому, это та же свита апта, что и у Агджакенда.

На расстоянии 145 *км* от Коткенда до Агджакенда возможны и другие выходы копалоносной свиты апта и других горизонтов нижнего мела, но во многих местах они определенно отсутствуют, будучи уничтожены размыванием перед трансгрессиями сеномана и турона.

К юго-востоку от Кировабада, в окрестностях Агджакенда, в бассейне р. Кара-чай, по данным В. П. Ренгартена, разрез нижнего мела представляется в следующем виде.

В основании залегает толща грубослоистых известняков с залежами гипса в нижних горизонтах. Возраст толщи принимается титонским, но возможно, что верхние слои, содержащие неопределимые ближе *Lytoceras* sp. и *Rhynchonella* sp., относятся уже к неокому.

1. Аптский ярус. Желтые глинисто-туфогенные песчаники с редкими зернами глауконита . . . . . 30 *м*
2. Копалоносная свита серых и желтых песчанистых глин с линзами конгломератов из галек порфиритов. Примесь туфогенных материалов, много окислов железа. Обломки обугленной древесины и желваки желтой растительной смолы копала . . . . . 14 »

3. Пласт темносерой песчанистой, обычно известковистой глины с редкими желвачками копала и отпечатками моллюсков, среди которых имеются формы, говорящие об опреснении морского бассейна: *Gastropoda* sp., *Clementia* cf. *brongniarti* Leym., *Corbula elegantula* d'Orb., *C. polita* Trautsch., *Perna* cf. *ricordeana* d'Orb., *Ostrea* sp. ind., *Modiola pedernalis* Roem., *Dreissensia lanceolata* Sow. . . . . 1 *м*
4. Известково-песчанистый конгломерат из галек порфирита. Фауна чисто морская, ясно говорящая об аптском возрасте этого слоя: *Neohibolites* sp., *Trigonia* sp. ex gr. *Quadratae*, *Astarte obovata* Sow., *Protocardia sphaeroidea* Forbes, *Pr.* ex gr. *peregrina* d'Orb., *Panopaea gurgitis* Brongn., *Lima cottaldi* d'Orb., *Plagiostoma subrigida* Roem. var. n., *Neithea quinquecostata* Sow., *Prohinnites favrinus* Pictet et Roux, *Alectryonia* cf. *macroptera* Sow., *Exogyra lata* Leym., *Ex. subsinuata* Leym. var. Пласт имеет мощность только . . . . . 0,7 »
5. Туфогенные песчаники, то рыхлые, то более твердые и грубослоистые. Окраска серая, зеленоватая и фиолетовая . . . . . 23 »
6. Альбский ярус. Зеленовато-серые рыхлые глинистые туфогенные песчаники, содержащие местами обильную альбскую фауну: *Neohibolites styliodes* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Exogyra conica* Sow., *Discoidea* sp. . . . . 17 »
7. Светлосерые плитчатые мергели различной твердости. Много *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. и *Ostrea papyracea* Sinz. . . . . 8 »
8. Зеленоватые и красноватые песчаники с редкими прослоями твердого мергеля. Видно . . . . . до 6 »

Общая мощность двух верхних ярусов нижнего мела в окрестностях Агджакенда достигает 100 *м* (апт 69 *м*, альб 31 *м*). Вследствие трансгрессивного залегания сеномана свиты нижнего мела к западу и к востоку от Агджакенда быстро выклиниваются одна за другой до полного их исчезновения.

В долине Тертера, несколько выше сел. Мадагиз, из-под сеномана с *Exogyra columba* Lam. снова показывается, вдоль русла р. Егиш-Аракел, узкая полоса аптских отложений такого состава (снизу вверх):

1. Туфогенные песчаники, то слоистые, то массивные . . . . . 10 *м*
2. Чередование темных песчанистых мергелей и серых туфогенных песчаников с *Camptonectes greppini* Pict. et Ren., *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow., *Ex. conica* Sow., *Anomya laevigata* Sow., *Pharomytilus* ex gr. *simplex* d'Orb. и пр. . . . . 10 »
3. Темносерые песчанистые мергели с примесью тонкого туфогенного материала . . . . . 50 »

Еще дальше к юго-востоку, близ Мардакерта, разрез нижнего мела более полный. Впервые альбские окаменелости были найдены здесь С. И. Лукашевичем в 1931 г. В 1936 г. И. А. Меликовым в районе была выполнена геологическая съемка, а В. П. Ренгартен составил следующий восходящий разрез:

1. Апт (?). Базальный конгломерат из галек и обломков порфиритов . . . . . 2 *м*
2. Чередование темносерых песчанистых мергелей с тонкими слоями туфогенных песчаников . . . . . 5 »
3. Альб. Хрупкие серые мергели, то сланцеватые, то более твердые. В изобилии встречаются расплющенные отпечатки верхнеальбских *Kossmatella agassizi* Pict. et Roux., *Hamites maximus* Sow., *Puzosia communis* Spath, *Pervinquieria inflata* Sow., *Neohibolites* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и пр. . . . . 40 »
4. Массивные туфогенные песчаники . . . . . 35 »
5. Оливково-серые мергели со скорлуповатой отдельностью с *Kossmatella agassizi* Pict. et Roux, *Neohibolites* sp. . . . . 25 »

Выше следует конгломерат с гастроподами, составляющий, повидимому, базальный горизонт сеномана. К апту в окрестностях Мардакерта можно, по аналогии с районом Мадагиза, отнести только слои 1-й и 2-й,

мощностью в 7 *м*, альбские же отложения в глубоководной фации достигают здесь мощности в 100 *м*. Еще далее к юго-востоку нижнемеловые отложения совершенно размыты, и на юре, повидимому, непосредственно залегает верхний сенон.

В окрестностях гор. Шуши мы встречаем довольно большие площади, занятые нижнемеловыми отложениями. Это исключительно верхнеальбская свита, залегающая трансгрессивно на размытых титонских известняках. Свита мощностью до 200 *м* состоит из оливково-серых мергелей, алевролитов и песчаников, среди которых встречаются пласты очень грубых туфоконгломератов из обломков порфиритов. Фауна представлена *Turrilites bergeri* Brongn., *Puzosia communis* Spath, *Pervinquieria inflata* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park. Те же отложения развиты на гребне Карабахского хребта в районе Лысогорского перевала и у города Лачина.

Южнее, в Зангезуре (сс. Зейва, Агарек и др.) нижнемеловые отложения представлены особенно полно. Можно наметить такую последовательность снизу вверх:

1. Валанжин—готерив? Над известняками с титонской фауной (гора Трапасар-даг) залегает толща порфиритовых туфов и туфобрекчий, которые совершенно условно можно отнести к нижним горизонтам мела. Мощность . . . . . до 200 *м*
2. Верхний баррем. Зоогенные толстослоистые известняки с *Gastropoda*, *Requienia gryphoides* Math., *Monopleura urgonensis* Math., *Agria marticensis* d'Orb., *Trigonia*, *Pecten*, *Arctostrea*, *Brachiopoda*, *Echinoidea* и пр. Свита залегает трансгрессивно, перекрывая все более древние отложения вплоть до среднеюрской вулканогенной толщи. Мощность . . . . . до 200 »
3. Нижний апт. Светлосерые мергели с прослоями туфогенных песчаников. Конгломерат в основании свиты и налегание на разные горизонты барремских отложений говорят о трансгрессивности нижнего апта. Фауна характеризуется *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb. и пр. Мощность . . . . . 130 »
4. Верхний апт. Свита туфогенных песчаников с прослоями песчанистых детритусовых известняков и грубым базальным конгломератом в основании снова обнаруживает признаки трансгрессивности, залегая на размытых нижнеаптских, барремских и даже среднеюрских отложениях. Фауна представлена следующими видами: *Phylloceras aptiense* Sayn, *Ph. pseudoernesti* Coll., *Salfeldia guettardi* Rasp., *Lytoceras liebigi* Opp. mut. *aptiensis* Fall., *Tetragonites depressus* Rasp. var. *jacobi* Fall., *Desmoceras akuschaense* Anth., *Puzosia falcistriata* Anth., *Colombiceras tobleri* Jac. var. *discoidalis* Sinz., *C. subtobleri* Kasan., *Acanthoplites subpeltoceroides* Sinz., *Cheloniceras martini* d'Orb. var. *caucasica* Anth. и пр. Мощность . . . . . до 200 »

Альбские отложнения в Зангезуре были размыты перед трансгрессией турона. Особенным постоянством отличается свита барремских известняков. Она слагает вершину горы Хуступ, где, кроме *Exogyra subsinuata* Leym. и *Arctostrea rectangularis* Roem., встречаются *Orbitolina*, которые Г. Абих считал сеноманскими. Еще южнее те же известняки протягиваются до поста Бартаз на р. Араксе, где неоком был отмечен еще Ж. Валентином *(1016)*.

Альбские отложения, по исследованиям Н. Н. Яковлева *(879)*, известны также в бассейне р. Восточный Арпа-чай, в районе сел. Клишик. По наблюдениям В. П. Ренгартена в 1939 г., мы имеем здесь трансгрессивное залегание верхнего альба на палеозое и триасе. Свита начинается красным базальным конгломератом и выше состоит из глинистых и мергелистых песчаников различной твердости. В фауне отмечены *Scaphites meriani* Pictet et Camp, *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park. Мощность до 200 *м*.

Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья

Несмотря на то, что верхнемеловые отложения имеют широкое распространение в Малом Кавказе, в литературе им уделяется очень мало внимания. Ф. Цекели, по материалам Г. Абиха, описал два вида гастропод из сеномана окрестностей Кировабада[1]. В статье О. Т. Карапетяна *(365)* упоминается *Inoceramus regularis* d'Orb. из известняков близ ст. Тауз.

Довольно большие списки фауны из сеномана и турона (?) сел. Агджакенда приводятся в отчете Л. К. Конюшевского *(422)* (определения В. В. Богачева и Н. И. Василевского).

Гораздо больше сведений о меловых отложениях Малого Кавказа дает в своих работах К. Н. Паффенгольц *(649, 650, 661)*. Он первый производит расчленение системы на крупные литологические комплексы и на своих картах показывает границы их распространения. В Ганджинском (Кировабадском) районе К. Н. Паффенгольц различает три толщи. Нижние две — песчанистые известняки и вулканогенную порфиритовую свиту он относит к турону, верхнюю — известняково-мергельную свиту он считает эквивалентной всему сенону. Туронский возраст нижней свиты был обоснован несколькими определениями гастропод, сделанными В. Ф. Пчелинцевым. Однако это заключение в дальнейшем не подтвердилось. Некоторые определения фауны из коллекций К. Н. Паффенгольца и С. И. Лукашевича, выполненные В. П. Ренгартеном, позволили К. Н. Паффенгольцу в его работе по району Армутлы-Кульп *(649)* выделить сеноман, а в бассейне р. Тертера также и альбские отложения.

При своих исследованиях в 1936, 1938 и 1939 гг. В. П. Ренгартен изучил ряд разрезов меловых отложений Восточного Закавказья и произвел определение собранной обильной фауны (аммониты, белемниты, брахиоподы, пелециподы). Гастроподы были определены В. Ф. Пчелинцевым, а морские ежи — частично О. И. Шмидт.

Описание этих разрезов, главным образом, и приводится в дальнейшем изложении.

Чатахский район

В Борчалинском районе Грузии, в 7—8 *км* к югу от старого чугуноплавильного Чатахского завода, по данным К. Е. Габуния, наблюдается такой восходящий разрез:

1. Известняки с крупными *Ostrea* и обильными *Pecten*, *Lima* и *Terebratula*.
2. Известняки с *Nerinea* и рудистами.
3. Грубозернистые светлосерые песчаники с *Serpula* и другими неясными остатками фауны.
4. Туфогенные образования неоднородного состава и строения.

К. Е. Габуния относил известняки горизонтов 1-го и 2-го к баррему. К. Н. Паффенгольц высказал предположение о сеноманском и туронском их возрасте. До более детального определения фауны вопрос этот следует оставить открытым, но во всяком случае вулканогенная свита (4-я), имеющая широкое развитие в Чатахском районе, должна быть эквивалентна нижнему турону.

---

[1] F. Zekeli, Die Gastropoden der Gosaugebilde in den Nordostlichen Alpen. Abh. d. Geolog. Reichsanst, Bd I, Wien, 1852.

Район сел. Кульп

Район сел. Кульп, расположенного в 35 *км* к востоку от Чатаха, составляет самую северную окраину Армении. Распространение меловых отложений и общие сведения о них даются К. Н. Паффенгольцем *(649)*. Более детально восходящий разрез мела составлен В. П. Ренгартеном (рис. 23):

Сеноман. 1. Базальный конгломерат (из галек порфиритов), переходящий в мергелистые железистые и туфогенные песчаники с ядрами гастропод, *Lima* sp. ex gr. *rhotomagensis* d'Orb., *Pecten* sp., *Ostrea (Liostrea)* sp. ex gr. *rouvillei* Coq., обломками *Crinoidea* и растительными остатками . . . . . 16 *м*

2. Твердые полимиктовые известковистые песчаники, чередующиеся с прослойками более мягких мергелистых песчаников. Найдены *Phylloceras* sp. ex gr. *velledae* Michl., *Neolobites* (?) cf. *vibrayeanus* d'Orb., *Inoceramus* sp. ex gr. *crippsi* Mant. . . . . 20 »

3. Детритусовые песчанистые и глинистые известняки с *Orbulina* sp. и редкими *Eriphyla striata* Sow. и *Inoceramus crippsi* Mant. . . . . 80 »

4. Мергелистые туфогенные песчаники с прослоями конгломератов, местами прослои карбонатизированных туфов кварцевого порфира. Редкая фауна: *Pervinquieria* cf. *gracillima* Kossm., *Inoceramus* cf. *crippsi* Mant., *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow., *Holaster* sp. . . . . 85 »

Турон. 5. Массивные туффиты и туфоконгломераты из кусков и глыб черных, фиолетово-серых и красных порфиритов. Вверху тонкие покровы оливиновых андезитов . . . . . 300 »

6. Свита слоистых туфогенных песчаников, конгломератов и туфов. В одном слое собрана обильная нижнетуронская фауна *Actaeonella crassa* Duj., *Plagioptychus aguilloni* d'Orb., *Pl. exogyra Reuss*, *Eoradiolites syriacus* Conr., *Radiolites* sp., *Sphaerulites* ex gr. *foliaceus* Lam., *S.* cf. *patera* Arnaud, *Vaccinites inferus* Douv., *Pecten (Camptonectes) curvatus* Geinitz, *Neithea quinquecostata* Sow., *N. aequicostata* Lam., *Ostrea* sp., *Exogyra* cf. *dupuii* Coq., *Cyclolites* sp., *Anthozoa* pl. sp. . . . . 57 »

7. Чередование потоков афировых плагиоклазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий . . . . . 420 »

8. Красные известняки с гнездами пиролюзита (верхнетуронская трансгрессия) . . . . . 6 »

9. Нижний сенон. Толща серых мергелей с прослоями беловатых и розовых известняков и целым рядом горизонтов витрокластических и агломератовых туфов, мощностью от 1 до 30 *м*. Вулканогенный материал более или менее сильно разложенный, кальцитизированный и хлоритизированный. На некоторых участках туфовый материал превращен нацело в глиноподобную массу — род фуллеровой земли, показавшей при испытаниях сильные адсорбционные свойства. Окраска туфовых горизонтов обычно зеленоватая. В мергелях и известняках встречаются кремневые конкреции, а также фораминиферы *(Globotruncana, Globigerina, Orbulina* и пр.) .196 »

10. Верхний сенон. Слоистые беловатые известняки с более редкими прослоями мергелей. Видимая мощность . . . . . более 200 *м*

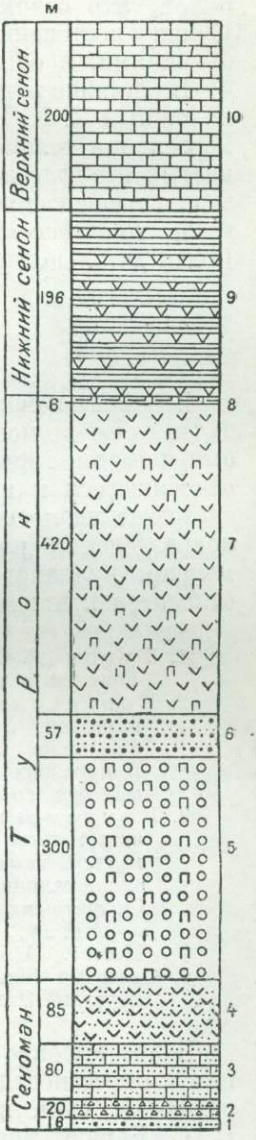


Рис. 23. Верхний мел. Район Кульпа.

По данным К. Н. Паффенгольца, известняково-мергельная толща сенона и верхнего турона при общей мощности до 700 *м* к востоку и юго-востоку от сел. Кульп вследствие трансгрессивного залегания ложится непосредственно на среднеюрские вулканогенные породы. Указанный автор предполагает также, что вулканогенная свита нижнего турона, в свою очередь, трансгрессивно срезывает сеноманские песчано-известковые породы. Однако наблюдения В. П. Ренгартена говорят скорее о том, что сеноманская морская свита к северу и к востоку от сел. Кульп постепенно фациально замещается вулканическими туфами и брекчиями, в общем сходными с нижнетуронскими породами.

В бассейне р. Акстафы в окрестностях гор. Иджеван и горы Далидаг, по данным К. Н. Паффенгольца *(649)* и В. Н. Котляра, известняково-мергельная толща сенона (и верхнего турона ?) залегает на известковистых и туфогенных песчаниках и известняках с сеноманской фауной, заключающей представителей родов *Schloenbachia*, *Desmoceras*, *Actaeonella*, *Rhynchonella* и пр. В этих же слоях толщи встречены рудисты. Более детальной обработке эта фауна не подвергалась.

Район ст. Тауз

В районе цементного завода близ ст. Тауз разрез меловых отложений далеко еще не может считаться выясненным, хотя в карьерах уже давно был известен горизонт с обильной фауной *(365)*. Кроме этого горизонта, относящегося к низам кампанского яруса, В. П. Ренгартену в других свитах не удалось обнаружить фауны. Ввиду этого установление возраста подразделений разреза сделано условно. В основании залегает очень мощная вулканогенная толща порфиритов, их туфов и брекчий. Она относится к нижнему турону. Выше следуют:

1. Турон (?). Свита туфогенных песчаников с прослоями конгломератов, мергелей и песчанистых известняков . . . . . 57 *м*
2. Коньякский и сантонский ярусы. Толща мягких серых мергелей, переслаивающихся с зелеными витрокластическими туфами, несколько затронутыми процессами хлоритизации и кальцитизации. В прослоях глинистых известняков встречаются фораминиферы *(Globotruncana, Orbulina, Nodosaria, Textulariidae, Rotaliidae* и пр.) . . . . . 370 »
3. Кампанский ярус. Чередование почковатых слоев серовато-белых известняков со слоями хрупкого сероватого, иногда зеленоватого мергеля. В каменоломнях Таузского цементного завода собрана обильная нижнекампанская фауна: *Puzosia* sp., *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm., *In. decipiens* Zitt., *In. incostans* Woods., *In.* sp.n., *In. azerbaidjanensis* Aliev, *In.* cf. *lingua Goldf.*, *In.* cf. *convexus* Meek, *In. haenleini* Müll., *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys* sp.., *Terebratula* sp. 30 »
4. Слоистые белые известняки с тонкими прослойками листоватого серого мергеля. Это главный эксплоатируемый горизонт . . . . . 100 »

Более высокие горизонты кампана, а также маастрихтские отложения в окрестностях Тауза не были прослежены вследствие плохой обнаженности. Они, повидимому, выступают у ст. Дзегам, где, по данным П. С. Бернштейна *(85а)*, толща в 300 *м* может быть подразделена на два горизонта:

1. Кампан. Мергелистые мелоподобные известняки с редкими примазками глин и отпечатками *Inoceramus*.
2. Маастрихт. Белые крупнозернистые обломочные известняки с белемнителлами, морскими ежами и кораллами.

Кировабадский район

Общие сведения о меловых отложениях Кировабадского района приводятся в работе К. Н. Паффенгольца *(661)*. Более детально разрез этих отложений в окрестностях селений Еленендорф (Ханлар), Молладжала и Михайловки изучался В. П. Ренгартеном, которым установлены следующие подразделения (рис. 24):

Сеноман. 1. Серый органогенный, слегка песчанистый известняк. Обломки раковин облечены корочками плотного кальцита. Основная масса породы раскристаллизована. Встречаются редкие *Acteonella* sp. . . . . 4 *м*

2. Толща серых и красноватых карбонатизированных порфиритов, их туфов и брекчий, вверху массивные туфогенные песчаники . . . . . 130 »

3. Белый крупнокристаллический обломочно-органогенный известняк . . . . . 7 »

4. Глинистые туфогенные песчаники с примесью кварцевой гальки. Встречена скудная фауна плохой сохранности, все же устанавливающая сеноманский возраст отложений: *Actaeonella* sp., *Trigonoarca* (?) cf. *diceras* Seguenza, *Isocardia* sp., *Cardium* sp. n., *Gervillia pectinoides* Reuss, *Inoceramus etheridgei* Woods, *Neithea* cf. *quinquecostata* Sow., *Exogyra haliotidea* Sow. . . . 32 »

Турон. 5. Вулканогенная толща туффитов, туфоконгломератов, порфиритовых брекчий и покровов плагиоклазовых и авгитовых порфиритов. Мощность, по К. Н. Паффенгольцу, около 1000 »

6. Желтые и красные мергелистые песчаники с конгломератом из галек порфиритов в основании. Обильная нижнетуронская фауна: *Plagioptychus* sp., *Praeradiolites maroni* Douv., *Pr.* sp. ex gr. *martini* d'Orb., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Cardium* sp., *Cyprina* sp., *Venus* sp., *Tapes* sp., *Pecten (Chlamys) dujardini* Roem. mut. *perornata* Cottr., *P. (Chlamys) helenae* Renng. (in col..), *P.* sp. ex gr. *elongatus* Lam., *Neithea aequicostata* Lam., *Spondylus spinosus* Sow., *Ostrea (Liostrea?)* cf. *eburnea* Coq., *O.* cf. *tisnei* Coq., *O.* cf. *operculata* Reuss, *Alectryonia* sp. ex gr. *diluviana* Linné, *Exogyra* cf. *dupuii* Coq., *Rhynchonella* aff. *contorta* d'Orb., *Terebratula* sp., *Cyclolites* sp., *Anthozoa* pl. sp., *Problematica* etc. . . . . 17 »

7. Красные известняки, в которых появляются верхнетуронские *In. lamarcki* Park., *In.* cf. *cuvieri* Sow., *Micraster* sp. . . . . 6 »

8. Белые, иногда песчанистые известняки с *Inoceramus incostans* Woods, *Conulus subrotundus* Mant., *Echinocorys* sp., *Micraster* sp. . . . . 30 »

9. Коньякский ярус. Оливково-серые мергели с пластами бентонитовых глин гиль-аби, являющихся продуктом глубокого изменения вулканогенных материалов . . . . . 40 »

10. Сантонский ярус. Красные и бурые туфогенные песчаники. В основании свиты местами наблюдается конгломерат из галек порфиритов, известняков и других осадочных пород. В других местах встречаются конкреции и линзы пиролюзита. Найдены *Belemnitella praecursor* Stoll. и *Rhynchonella* sp. . . . . 10 *м*

11. Кампанский ярус. Белые, иногда розовые известняки с включениями серого кремня и тонкими прослоями листоватого серого мергеля.

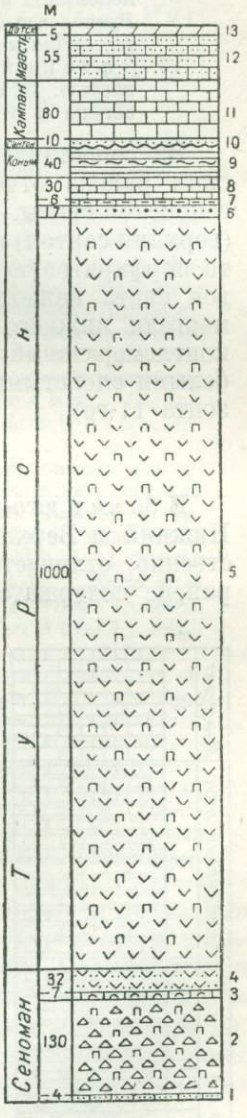


Рис. 24. Верхний мел. Кировабадский район.

На горе Килик-даг в этих известняках оказались налеты яркожелтого карнотита (урано-ванадата). Фауна представлена *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt. и фораминиферами *(Globotruncana, Globigerina, Orbulina, Nodosaria* и пр.) . . . . . 80 *м*

12. Маастрихтский ярус. Свита палевых, внизу иногда красноватых кристаллических доломитизированных известняков. В некоторых горизонтах наблюдается примесь песчаного материала, в других заметно окремнение, иногда в форме опала, заполняющего камеры фораминифер *(Globigerina, Orbulina)*. Кроме мелкого органогенного детритуса (обломки пелеципод и иглокожих), встречены *Belemnitella americana* Morton, *Pycnodonta* cf. *vesicularis* Lam., *Echinoconus goldfussi* Lamb. и *Prenaster carinatus* Anth. . . . . 55 »

13. Датский ярус (?). Прочные мергели с крупнораковистой отдельностью. Эта пачка является переходной к мощной мергельной свите эоцена и отнесена к датскому ярусу условно . . . . . 5 »

Из сопоставления отдельных разрезов верхнего мела в Кировабадском районе отчетливо выясняется трансгрессивное залегание внутри сенонской свиты. Именно, горизонт 10-й с *Belemnitella praecursor* Stoll. (верхний сантон) перекрывает то известняки верхнего турона (Ак-булак), то порфиритовую толщу нижнего турона (Молла-джала), то, наконец, вся свита кажется непрерывной, и в разрезе присутствуют и турон и мергели нижнего сенона (горизонт 9-й на горе Килик-даг), а песчано-конгломератовый горизонт не выражен вовсе и, очевидно, замещен белыми слоистыми известняками, не отличимыми от кампанских (горизонта 11-го).

Район сел. Агджакенда

В 30 *км* к юго-востоку от Кировабада по р. Кара-чай, между селениями Нижний и Верхний Агджакенд, состав верхнемеловых отложений существенно отличается от описанного выше. Первые сведения об этом районе содержатся в отчете Л. К. Конюшевского *(422)*. Разведочные работы на копал, проведенные здесь в 1936 г. Г. В. Богачевым, много содействовали выяснению разреза. В. П. Ренгартеном установлена в Агджакендском районе такая последовательность горизонтов (рис. 25):

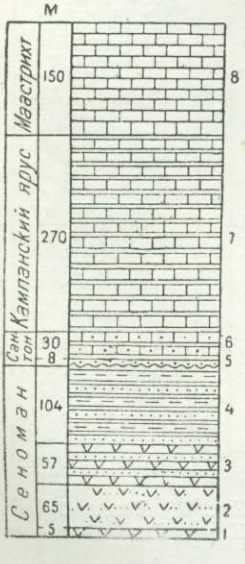


Рис. 25. Верхний мел. Район Агджакенда.

Сеноман. 1. Светлосерый прочный туф кварцевого порфирита; этот пласт несогласно перекрывает разные горизонты нижнего мела . . . . . 5 *м*

2. Рыхлые буро-желтые железисто-известковистые песчаники с туфогенным материалом. Богатая сеноманская фауна: *Calycoceras gentoni* Brongn., *Chenopus* sp., *Trochactaeon angustus* Pčel., *Exechocirsus subpustulosus* Pčel., *Nucula obtusa* Sow., *Cucullaea* sp., *Pectunculus euglyphus* Woods., *Trigonoarca passyana* d'Orb., *T.* cf. *quadrans* Renng. (in coll.), *Astarte* sp., *Tellina stoliczkai* Zitt. var., *Isocardia karabakhensis* Bob. sp. n., *Plagioptychus aguilloni* d'Orb., *Cardium transcaucasicum* Bob. sp.n., (in litt.), *C.* sp. n., *Tellina costulata* Goldf., *Pleuromya* (?) *bogatschewi* Renng. (in coll.), *Pholadomya* sp., *Pinna decussata* Goldf., *Perna* sp., *Lima* cf. *aspera* Mant., *Neithea quinquecostata* Sow. var., *Exogyra haliotidea* Sow. . . . . 65 »

3. Песчаники то рыхлые, то сцементированные углекислой известью. Примесь туфогенного материала. Два пласта брекчий из кусков сильно разложенных порфиритов. В нижнем пласте оказа-

лись крупные глыбы порфировидного базальта. В трех слоях песчаников собрана довольно однородная фауна: *Pervinquieria* sp. aff. *utaturensis* Stol., *Plesioptygmatis turbinata* Zek., *Pl. caucasica* Pčel., *Pl. parva* Pčel., *Pl. plana* Pčel., *Actaeonella caucasica* Zek., *Trochactaeon matensis* Fittip., *Tr. angustus* Pčel., *Exechocirsus subpustulosus* Pčel., *Ex. angustatus* Pčel., *Grammatodon angulatus* Reuss var., *Cucullaea glabra* Park., var., *Barbatia galliennei* d'Orb., *Pectunculus euglyphus* Woods, *Trigonoarca quadrans* Renng. (in coll.), *Tellina stoliczkai* Zitt. var., *Isocardia karabakhensis* Bob. sp. n., *Caprotina* sp., *Plagioptychus* sp., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Lucina* cf. *fallax* Forbes, *Cardium transcaucasicum* Bob. sp. n. (in coll.), *C.* sp. n., *Protocardia hillana* Sow., *Cyprimeria numismalis* Math., *Tapes (Baroda) fragilis* d'Orb. var., *Linearia inversa* Renng. (in coll.), *Pleuromya bogatschewi* Renng. (in coll.), *Neithea quinquecostata* Sow. var., *Exogyra haliotidea* Sow. . . . . 57 *м*

4. Темносерые глины с редкими пластами туфогенных песчаников, содержащих кварцевую гальку; вверху тонкие прослои твердого мергеля . . 104 »

Перерыв

5. Сантонский ярус. Рыхлый светложелтый туфогенный конгломерат из галек и кусочков изверженных и метаморфических пород. Этот базальный горизонт сенонской серии залегает, с большим стратиграфическим перерывом, на сеноманских отложениях. Отнесение его к сантону сделано по аналогии с горизонтом 10-м кировабадского разреза. 8 »

6. Нижний горизонт тонкослоистых белых известняков с тонкими прослоями зеленовато-серого сланцеватого мергеля, иногда слабо песчанистого. Фауна содержит, кроме широко распространенных, также и специально нижнесенонские формы: *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In.* cf. *lingua* Goldf., *In. subquadratus* Schl. var. *arrondata* Heine, *In.* cf. *frechi* Flegel. . . . . 30 »

7. Кампанский ярус. Толща звонких белых тонкослоистых известняков, между слоями которых встречаются очень тонкие прослойки или примазки мергеля. В разных слоях встречена фауна: *Hauericeras* sp. ex gr. *gardeni* Baily, *Pinna* sp. ex. gr. *decussata* Goldf., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. convexus* Hall et Meek var., *In.* aff. *glatziae* Flegel, *In.* cf. *lingua* Goldf., *Endocostea impressa* d'Orb., *Propeamusium inversum* Nilss., *Liostrea brossardi* Coq., *Exogyra auricularis* Wahl., *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru. . . . . 270 »

8. Маастрихтский ярус. Светлые серовато-белые, слегка песчанистые известняки, местами с мергелистыми прослоями. Порода мелкокристаллического сложения, с очень раздробленным органогенным детритусом и массой фораминифер (*Globotruncana*, *Globigerina*, *Orbulina*, *Lagena*, *Textularia*). Из макрофауны встречены *Lytoceras* sp., *Scaphites* sp., *Parapachydiscus fresvillensis* Seun., *P.* cf. *subrobustus* Seunes, *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. subsarumensis* Renng., *Isomicraster* aff. *senonensis* Lamb., *Ornithaster evaristei* Cott. Эоценовые отложения залегают на меловых трансгрессивно вследствие предшествовавшего размывания; мощность маастрихта . . . . . 40—150 »

В разрезе Агджакенда очень хорошо охарактеризованы и поддаются дробному расчленению отложения сенона и сеномана. Туронские и коньякские отложения отсутствуют совершенно вследствие размывания и трансгрессивного залегания сенонской толщи. Как и в Кировабадском районе, эта трансгрессия начинается отложением слоя конгломератов. В нижнем горизонте следующей выше свиты известняков обнаружены еще нижнесенонские виды иноцерамов (*In. frechi* Fleg., *In. subquadratus* Schl.).

Бассейн р. Тертера

По данным К. Н. Паффенгольца, меловые отложения в бассейне р. Тертера образуют две полосы, разделенные полосой выходов среднеюрской вулканогенной серии. В. П. Ренгартен, исследовавший в 1936 г. северную полосу, для района сел. Мадагиз дает такую последовательность горизонтов (рис. 26):

Сеноман. 1. Желтые известковистые песчаники с *Nautilus munieri* Choff., *Grammatodon* sp., *Neithea quinquecostata* Sow. var., *Ostrea* sp., *Exogyra (Rhynchostreon) columba* Lam. var. *columba* Lam., var. *plicata* Lam. et var. *silicea* Lam. . . . . 5 *м*

2. Чередование пачек твердых туфогенных песчаников с более мягкими глинистыми песчаниками . . . . . 100 »

3. Мягкие песчанистые глины . . . . . 60 »

4. Слоистые туфогенные песчаники, иногда довольно грубые; встречаются прослои яркозеленого витрокластического туфа . . . . . 150 »

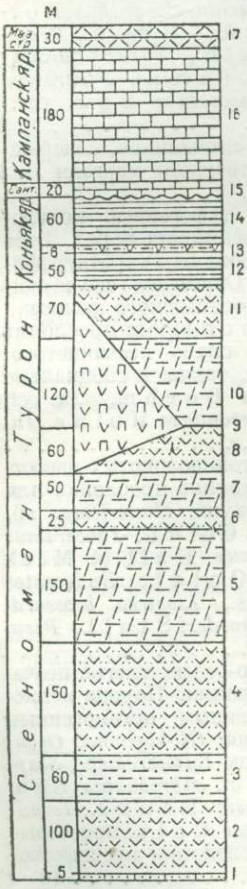


Рис. 26. Верхний мел. Район Мадагиза.

5. Оливково-серые известковистые сланцы с отпечатками мелких пелеципод . . . . . 150 »

6. Серые мергелистые туфогенные довольно мелкозернистые песчаники с прослоями оливково-серого мергеля и линзами более грубого материала. Обильная фауна представлена следующими формами: *Turritella subnodosa* Pčel., *Trochactaeon regularis* Pčel., *Pectunculus euglyphus* Woods., *Eriphyla lenticularis* Goldf., *E. striata* Sow., *Isocardia karabakhensis* Bob. sp. n., *Alectryonia* cf. *diluviana* Linné . . . . . 25 »

7. Хрупкие мергелистые глинистые сланцы . . . 50 »

8. Желтые туфогенные песчаники с редкими *Pectunculuc* cf. *euglyphus* Woods. Мощность этого горизонта сильно варьирует, так как следующая вулканогенная толща залегает несогласно до 60 »

Турон. 9. Туфобрекчии из обломков порфиритов с туфовым цементом. Толща имеет очень непостоянную мощность. В берегах р. Тертера она отсутствует, а к северо-востоку получает огромное развитие, замещая собой следующие выше горизонты (10-й и 11-й) и срезывая нижележащий горизонт (8-й) . . . . . до 250 »

10. Мягкие листоватые оливково-серые мергели с прослоями и линзами кремнистых мергелей и туффитов. Встречен *Spondilus spinosus* Sow. 120 »

11. Желтые туфогенные песчаники, переходящие в грубообломочные туфобрекчии. В верхних слоях этой свиты появляются прослои оливково-серых мергелей, причем наблюдаются смятые слои мергелей и включения их в песчаниках. Это, повидимому, результат подводных оползней . . . . . 70 »

12. Коньякский ярус. Хрупкие оливково-серые мергели различной твердости . . . . . 50 »

13. Чередование грубозернистых слабых туфогенных песчаников и оливково-серых хрупких мергелей с почковатой отдельностью. В одном слое оказалось много крупных экземпляров *Inoceramus undulato-plicatus* Roem. var. *digitata* Schlüt., характерных для верхних горизонтов коньякского яруса, а также *Micraster turonensis* Bayle . . . . . 6 »

14. Мягкие оливково-серые мергели с прослоями более твердого мергеля . . . . . 60 »

15. Сантонский ярус (?). Нижняя пачка белых и звонких известняков с прослоями мергеля, залегающая на предыдущем горизонте с отчетливым угловым несогласием. Условно, по аналогии с разрезом Агджакенда, эта пачка отнесена к верхам сантонского яруса . . . . . 20 »

16. Кампанский ярус. Толща белых звонких известняков с редкими тонкими прослойками мергеля и включениями кремня . . . . . 180 »

17. Маастрихтский ярус. Белые органогенные, слегка песчанистые известняки зернисто-кристаллического сложения. Прослои полимиктовых грубообломочных известняков с галечками эффузивных пород и туфогенным материалом. Органогенный детритус состоит из обломков пелеципод, мшанок, иглокожих, зубов акуловых, *Lithothamnium* и фораминифер (*Textularia* etc.). Макрофауна представлена *Pycnodonta vesicularis* Lam. и *Rhynchonella* sp. . . . . 30 »

Приведенный разрез является более полным, чем в окрестностях Агджакенда. Особенно большой мощности (600 *м*) достигает сеноман; турон имеет иной литологический состав, чем в более западных районах. Коньякский ярус впервые оказался палеонтологически охарактеризованным.

За отсутствием фауны не удается установить точно время наблюдаемого перерыва, который здесь, повидимому, сопровождался угловым несогласием. Предположительно он помещен перед верхним сантоном. Следует все же отметить, что угловое несогласие наблюдалось в условиях крутых и даже опрокинутых падений. Это вносит в рассматриваемый вопрос некоторую неясность.

Датский ярус отсутствует вследствие трансгрессивного налегания эоцена на маастрихт.

Район сел. Мардакерт

Всего лишь в 18 *км* на юго-восток от Мадагиза, в окрестностях селений Мухратаг и Мардакерт, разрез меловых отложений претерпевает новые изменения.

Геология района в 1936 г. изучалась И. А. Меликовым. По его данным, а также по личным наблюдениям В. П. Ренгартена, составлен следующий восходящий разрез.

Сеноман. 1. Грубый туфогенный песчаник, переходящий в конгломерат и содержащий во множестве *Plesioptygmatis subbagae* Pčel. . . . . 1,5 *м*

2. Вулканические туфы и туфобрекчии с конкрециями халцедона и кальцита, иногда с кристаллами исландского шпата . . . . . 50 »

3. Грубый желтый или красный песчанистый известняк, иногда имеющий конкреционное сложение. Собрана обильная фауна *Aptyxiella posthuma* Pčel., *Oligoptyxis ornata* Pčel., *Trochactaeon matensis* Fittip., *Isoarca* sp. ex gr. *obesa* d'Orb., *Cardita* sp. ex gr. *constantii* d'Orb., *Crassatellites* sp., *Cyprina* cf. *lineolata* Sow., *Cyprina* sp., *Neithea* cf. *quinquecostata* Sow., *Arctostrea carinata* Lam., *Alectryonia diluviana* Linné, *Exogyra haliotidea* Sow., *Ex. (Costagyra) olisiponensis* Sharpe, *Ex. (Rhynchostreon) columba* Lam. var. *columba* Lam., var. *plicatula* Lam. et var. *silicea* Lam. . . . . 1 »

4. Известковистые песчаники и песчанистые известняки с линзами конгломерата. Известняки кристаллические, крупнозернистые с обломками раковин 15 »

5. Желтовато-серые глины с прослоями зеленых туфогенных песчаников . . 50 »

6. Чередование пачек твердых туфогенных песчаников и более мягких глинистых песчаников с *Exogyra* sp. и ядрами других пелеципод . . . . . 135 »

7. Оливково-серые и желтоватые известковистые глины с *Astarte* sp., *Isocardia* cf. *sublunulata* d'Orb., *Cardium* sp., *Pteria (Oxytoma) pectinata* Sow., *Lima (Plagiostoma)* cf. *semiornata* d'Orb., *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow. . . . . 150 »

Перерыв.

Сантон. 8. Серые плотные мергели со скорлуповатой отдельностью, чередующиеся с более мягкими сланцеватыми мергелями. Встречены *Inoceramus inconstans* Woods и *In.* cf. *haenleini* Müll. Этот горизонт залегает трансгрессивно то на сеноманских песчаниках, то на глинах горизонта 7-го . . . . . 20 »

Кампанский ярус. 9. Белые звонкие тонкослоистые известняки с *Parapachydiscus levyi* Gross., *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In. regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In.* cf. *inconstans* Woods и *Echinocorys* sp. . . . . 150 »

10. Тонкоплитчатые белые известняки с прослоями серовато-белого песчанистого известняка . . . . . 70 »

Маастрихтский ярус. 11. Яркобелые мелоподобные известняки сгусткового сложения, с прослоями серовато-белых песчанистых раскристаллизованных известняков (терригенные частицы до 0,3 *мм*). Много обломков *Echinodermata* и фораминифер (*Globotruncana, Globigerina,*

Orbulina, *Nodosariidae*, *Textulariidae*, *Rotaliidae* etc.). Встречен также *Inoceramus regularis* d'Orb. . . . . 60 *м*

12. Горизонт серовато-белых песчанистых известняков, выклинивающийся к северо-западу. У Мардакерта мощность . . . . . 10 »
13. Грубослоистые слабопесчанистые известняки с *Pecten septemplicatus* Nilss., *Exogyra overwegi* Buch, *Rhynchonella* aff. *beaugasi* d'Orb., *Echinoidea* ind., *Orbitella* sp. . . . . 50 »
14. Яркобелый мелкокристаллический пористый органогенно-детритусовый известняк, состоящий из обломков пелециод, брахиопод, мшанок и пр. Определена *Pycnodonta vesicularis* Lam. . . . . 15 »

В древнем делювии на юго-западном склоне гряды сенонских известняков среди брекчий из кусков маастрихтских известняков оказались крупные *Rhynchonella* sp., *Terebratula carnea* Sow., *T. obesa* Sow., *Terebratella* aff. *moreana* d'Orb.

В разрезе верхнего мела у Мардакерта, подобно разрезу Агджакенда, обращает на себя внимание отсутствие туронского, коньякского и нижней части сантонского ярусов.

От разреза у Мадагиза, кроме указанной особенности, мардакертский разрез отличается мощным развитием маастрихта в фации кристаллических органогенных известняков.

В шести детально изученных разрезах верхнемеловых отложений Малого Кавказа на протяжении 200 *км* мощность всей толщи колеблется от 678 до 1416 *м*. Мощность же по отдельным ярусам колеблется относительно в еще большей степени. Фации отложений также сильно варьируют. Все это служит указанием на то, что колебательные движения в разных частях полосы были весьма различны и это создавало разнообразие условий седиментации. Можно сказать, что в этом отношении описанная полоса Малого Кавказа не принадлежала к одной зоне. Наконец, разнообразие осадков вызывалось также местными проявлениями вулканической деятельности.

Следует подчеркнуть большое значение тех колебательных движений, которые вызвали трансгрессию верхнесантонского времени и предшествовавшее ей размывание более древних отложений, захватывавшее то нижний сенон, то турон, то даже сеноман. Начало и конец верхнемелового времени также отмечены трансгрессией сеномана и эоценовой трансгрессией, которой предшествовало размывание (по крайней мере на востоке) датских и частично маастрихтских отложений.

Район гор. Шуши

К югу от сел. Мардакерт разрез верхнемеловых отложений быстро сокращается в мощности за счет выпадения целого ряда горизонтов. По р. Хачин-чай остаются только известняки верхнего сенона, которые залегают трансгрессивно на среднеюрской вулканогенной свите и на заключенной в ней интрузии гранодиоритов (А. Н. Соловкин, *773*). Здесь проходит геоантиклинальная зона, отделявшая в меловое время зону накопления осадков северных предгорий Малого Кавказа от следующей к югу геосинклинальной зоны, проходившей вдоль Карабахского хребта. Меловые отложения этой последней зоны особенно детально были изучены В. П. Ренгартеном в 1938 г. в районе гор. Шуши. Не останавливаясь на прежних отрывочных и во многом неверных данных об этих отложениях в работах Г. Абиха (*2*, *887*, *899*), Ж. Валентина (*1016*), В. В. Богачева (*91*) и А. Н. Соловкина (*774*), опишем сводный разрез, составленный на пространстве от гор. Агдама через Гюлаплу, Мирикенд, Шушу, Лысогорский перевал до гор. Лачина на южном склоне Карабахского хребта.

Сеноманский ярус. Отложения сеномана в песчано-глинистой фации следуют, повидимому, согласно за верхнеальбскими, описанными выше. В районе гор. Шуши они были в значительной мере размыты перед трансгрессией нижнего турона. О присутствии сеномана говорят все же находки *Exogyra columba* Lam. в окрестностях сс. Мадаткенд и Зерданашен.

Нижний турон. Палево-белые массивные известняки, залегающие трансгрессивно на сеномане и альбе у с. Дашкенд, заключают нижнетуронскую фауну, в которой видную роль играют рудисты — *Caprinula* cf. *sharpei* Choff., *C.* cf. *d'orbignyi* Sharpe, *Radiolites* cf. *peroni* Choff., *Durania arnaudi* Choff., *D.* cf. *mortoni* Mant., а также пектиниды и устричные. Мощность . . . . . 55 *м*

Верхний турон. Мощная свита песчанистых детритусовых известняков с *Phylloceras boulei* Coll., *Striaptychus cretaceus* Münst., *Rugaptychus* sp. aff. *flexus* Moberg, *Neithea aequicostata* Lam., *Arctostrea* cf. *frons* Park., *Exogyra* cf. *delaunayi* Bayle, *Modiola* cf. *siliqua* Math. и пр. Возраст этой свиты, трансгрессивно налегающей на юру (с. Дагдаган), нельзя еще считать прочно установленным. Мощность 225 »

Коньякский ярус. Согласно на предыдущих известняках залегают серые слоистые мергели с *Ostrea incurva* Nilss. Вверху появляются прослои туфогенных песчаников. Мощность . . . . . 60 »

Сантонский ярус. 1. Значительная свита грубых вулканогенно-обломочных пород — туфов и туфобрекчий. Она пользуется огромным развитием от гор. Карягино через районы сс. Мартуни, Гюлаплу, Кешишкенд и далее в среднем течении Тертера. Эта нижнесенонская вулканогенная свита обычно смешивалась с нижнетуронской свитой, распространенной в северной зоне Малого Кавказа. Свита залегает трансгрессивно, перекрывая в районе гор. Лачина отложения верхнего альба. Здесь в свите грубых туфобрекчий В. И. Славин в 1939 г. встретил несколько горизонтов конгломератов с редкой фауной рудистов — *Orbignya canaliculata* Roll. du Roq., *O. microstyla* Douv. и пр. Мощность . до 700 »

2. Следующий горизонт составляют более ясно слоистые скопления продуктов перемывания предыдущих вулканогенных пород — туфогенные песчаники и песчанистые известняки с верхнесантонской фауной — *Glycimeris* cf. *geinitzi* d'Orb., *Cardium subproductum* Thom. et Pér., *Sauvagesia* cf. *meneghini* Pirona, *Pinna decussata* Goldf., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In., decipiens* Zitt., *Neithea regularis* Schloth., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *P.* cf. *proboscidea* d'Arch., *Exogyra* cf. *lateralis* Nilss., *Pseudopyrina bourgeoisi* Cott. и пр. Мощность . . . . до 160 »

Кампанский ярус. Слоистые белые и серовато-белые известняки и мергели, иногда равномерно- и тонкозернистые, пригодные как литографский камень (Мирикенд), иногда песчанистые и мелкодетритусовые. Фауна заключает такие формы: *Parapachydiscus leoyi* Gross., *P. launayi* Gross., *Radiolites angeioides* Pic. de Lap., *Inoceramus balticus* Boehm, *In. decipiens* Zitt., *In. regularis* d'Orb., *Micraster schroederi* Stoll., *Ornithaster evaristei* Cott., *Echinocorys humilis* Lamb., *E. pyramidatus* Portl., *Seunaster boulei* Cott. var., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru. Эта очень мощная и постоянная свита пользуется большим развитием в районах Мирикенда, Агдама, Кешишкенда и пр. Мощность до 500 »

Маастрихтский ярус. Светлые песчанистые, полукристаллические и детритусовые известняки с *Inoceramus tenuilineatus* Hall et Meek var., *Exogyra ostracina* Lam., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Brachiopoda*, *Orbitella apiculata* Schlumb. Они залегают, повидимому, согласно на кампанских отложениях в окрестностях гор. Агдама (с. Харамурт), но заключают в изобилии зерна и мелкие галечки гранодиоритов, а севернее, по р. Хачин-чаю, интрузия гранодиоритов перекрыта ими трансгрессивно. Мощность . . . . . до 350 »

На правобережье р. Акера-чай маастрихтские отложения также залегают трансгрессивно, перекрывая среднеюрскую вулканогенную свиту на горе Гочас. Здесь, следовательно, мы имеем еще одну геоантиклинальную зону с крайне неполным развитием меловых отложений. Рассмотренная выше мощная толща верхнемеловых отложений (до 2000 *м*) выполняла геосинклинальную зону вдоль Карабахского хребта. Направление этой зоны с северо-запада на юго-восток.

Рассмотрим еще несколько разрезов вдоль этой зоны.

Район гор. Джебраила

При подходе к широкой долине Аракса меловые отложения рассматриваемой полосы состоят из следующих свит:

Сеноман. Как и в Шушинском районе, в окрестностях гор. Джебраила сеноман залегает согласно со свитой песчано-мергельных пород верхнего альба с *Puzosia quenstedti* Par. et Bon. Однако отложения сеномана обычно являются размытыми, и только в немногих местах сохранились песчанистые известняки с *Exogyra columba* Lam. (Ж. Валентин, *1016*, А. Н. Соловкин и В. И. Славин).

Верхний турон (?). Свита слоистых, песчанистых известняков, условно относимая к верхнему турону, залегает на нижележащих отложениях трансгрессивно. Мощность . . . . . 150 *м*

Коньякский ярус. Светлые слоистые известняки и мергели с *Inoceramus crassus* Petr. Мощность. . . . . до 300 »

Сантонский ярус. 1. Свита вулканогенно-обломочных пород—туфов, туфобрекчий, порфиритов и редких прослоев конгломератов и алевролитов. Мощность . . . . . до 500 »

2. Известковистые песчаники с конгломератом в основании. Обломочный материал — порфириты и их туфы. А. Н. Соловкиным и В. П. Ренгартеном в окрестностях с. Вейсалу собраны *Radiolites galloprovincialis* Math., *Sauvagesia* cf. *meneghini* Pirona, *Lapeirouseia* sp. n., *Pecten septemplicatus* Nilss., *P.* cf. *dujardini* Roem., *Neithea regularis* Schloth., *N. substriatocostata* d'Orb., *Spondylus requieni* Math., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Exogyra matheroniana* d'Orb., *Ex. lateralis* Nilss., *Phymosoma* cf. *delaunayi* Cott., *Pseudopyrina bourgeoisi* Cott. и пр. Мощность . . . . . 80 »

Кампанский ярус. Светлые слоистые известняки в чередовании с прослоями мергелей, иногда с примесью туфогенного материала. Вверху преобладают мергели. Ритмическое чередование слоев указанных пород придает всей свите флишевый характер. Редкая фауна представлена *Inoceramus balticus* Boehm., *In. regularis* d'Orb. var., *In. decipiens* Zitt. Мощность . . . . . до 800 »

Маастрихт (?). Белые кристаллические известняки. Мощность. . . . 30 »

Общая мощность верхнемеловых отложений в Джебраильском районе превышает 1860 *м*

Бассейн среднего течения р. Тертера

Развитие той же полосы мощного накопления верхнемеловых отложений было отмечено в среднем течении р. Тертера Л. К. Конюшевским *(422)*. Большие палеонтологические материалы собраны здесь работами С. И. Лукашевича, К. Н. Паффенгольца и в 1938 г. В. П. Ренгартеном. В окрестностях сел. Гасанриз восходящий разрез представляется в таком виде:

Сеноман. Повидимому, согласно на песчано-глинистых отложениях альба (впрочем, фаунистически пока здесь не доказанных) залегает очень мощная свита рыхлых глинистых и мергелистых песчаников с более твердыми известковистыми прослоями и конкрециями. Нижние горизонты песчаников обогащены туфогенными материалами. На разных горизонтах толщи встречена обильная фауна, из которой назовем *Puzosia dschumiensis* Simon., *Acanthoceras rhotomagense* Defr. var., *Protacanthoceras harpax* Stol. var. *tulearensis* Coll., *Cunninctoniceras cornutum* Kossm., *C. meridionale* Stol. var. *africana* Perv., *Sharpeiceras cabardinense* Sim., Bac., Sor., *Nautilus atlas* Whiteaves, *Amauropsis stantoni* Pčel., *Helicaulax subcostae* Pčel., *Grammatodon carinatus* Sow., *Cucullaea glabra* Park., *Trigonoarca trigona* Seguenza, *Trigonia meyeri* Lyc., *Unicardium ringmeriense* Mant., *Mutiella coarctata* Zitt., *Corbis alapetitei* Perv., *Cardium subproductum* Thom. et Per., *Cyprimeria discus* Math., *Linearia semicostata* Reuss, *Psilomya*

frequens Z i t t., *Gervillia solenoides* D e f r., *Inoceramus crippsi* M a n t., *Lima multicostata* G e i n., *Pecten (Camptonectes) dichotomus* S e g u e n z a, *P. (Camptonectes) virgatus* N i l s s. var., *P. (Camptonectes) kalkowskyi* P e t r., *P. (Syncyclonema) orbicularis* S o w., *P. (Syncyclonema) haldonensis* W o o d s., *Neithea quinquecostata* S o w., *N. quadricostata* S o w., *N. aequicostata* L a m., *Anomia laevigata* S o w., *Ostrea biauriculata* L a m., *O. canaliculata* S o w., *Exogira conica* S o w., *Ex. haliotidea* S o w., *Ex. africana* L a m., *Ex. columba* L a m., *Ex. columba* L a m. var. *plicatula* L a m. и пр. Мощность . . . . . 545 *м*

Нижний сенон (?). Трансгрессивно на предыдущих отложениях залегает вулканогенно-обломочная свита, которая, по К. Н. Паффенгольцу, представлена туфобрекчиями, туфами и порфиритами, причем среди туфобрекчий довольно большое развитие имеют диабазовые туфобрекчии и туфы, как правило, сильно разложенные. К. Н. Паффенгольц склонен был параллелизовать эту свиту с вулканогенной толщей нижнего турона северной зоны Малого Кавказа. Однако, по наблюдениям В. П. Ренгартена, она отличается, кроме более основного характера изверженных пород, большим количеством прослоев осадочных пород — темносерых кремнисто-глинистых песчаников и темных сланцеватых мергелей. Это сближает вулканогенную свиту р. Тертера с сантонскими отложениями Шушинского и Джебраильского районов. Мощность . . . .до 1000 »

Кампанский ярус. Свита серых слоистых известняков и мергелей, обычно песчанистых. Она развита по р. Тертеру у Хата-ванка и по р. Тургай-чай. Ритмическое чередование слоев, большая мощность и почти полное отсутствие остатков организмов позволяют говорить о принадлежности этих отложений к флишевой фации. Свита залегает трансгрессивно. В основании встречаются красновато-коричневые мягкие мергели и песчанистые известняки с *Orbitella* sp. и *Lithothamnium*. Несколько выше найден *Micraster* sp. ex gr. *schroederi* S t o l l. Мощность . . . . . .до 800 »

Маастрихтский ярус (?). Неяснослоистые серовато-белые известняки. Мощность . . . . . около 200 »

Перечисленный комплекс отложений в тех же фациях продолжается далеко на западо-северо-запад вдоль северного побережья оз. Севан вплоть до сел. Надеждино (Шорджа). К. Н. Паффенгольц *(650)* в основании разреза отмечает здесь вулканогенно-обломочную толщу (нижний сенон?), аналогичную той, что была описана в среднем течении р. Тертера.

Более древние — сеноманские отложения — здесь не обнажаются. Зато над известняковой толщей верхнего сенона (и датского яруса?) согласно следуют такие же известняки эоцена с *Nummulites*.

Бассейн р. Базар-чай

Как уже было упомянуто, Карабахско-Севанская геосинклинальная зона с юго-запада, повидимому, ограничивалась узкой геоантиклинальной зоной, занимавшей водораздельное пространство между рр. Акерачай и Базар-чай. Здесь на среднеюрских вулканогенных отложениях сохранились только островки верхнесенонских известняков (гора Гочас). По склонам долины Базар-чая разрез верхнемеловых отложений более полный.

Первые сведения о нем мы находим в работе Г. Абиха *(887)*, который подробно описывает последовательность отложений у сел. Аликуликент (ныне Аликулиушаги) в 13 *км* к юго-востоку от гор. Горис (Герюсы). Автор говорит о нахождении здесь отложений верхнего неокома, сеномана, турона и сенона, но приводимые им определения фауны сильно устарели и с трудом поддаются истолкованию. Еще в 13 *км* ниже по долине р. Базар-чая В. И. Славиным и В. П. Ренгартеном установлена такая последовательность отложений:

Турон. Рыхлые серые мергелистые песчаники с прослоями твердых известковистых песчаников. Найдены *Puzosia denisoni* Stol., *Nautilus* sp., *Inoceramus lamarcki* Park., *In. costellatus* Woods, *In.* cf. *apicalis* Woods. Повидимому, нижние слои той же свиты встречены В. П. Ренгартеном и С. С. Мкртчяном еще южнее, в районе сел. Емазлу. Свита налегает здесь трансгрессивно на отложения верхнего апта и заключает несколько прослоев конгломератов с богатой фауной — *Scaphites fritschi* Gross. var., *Barbatia* cf. *geinitzi* Reuss, *Trigonoarca quadrans* Renng. (in. coll.), *Protocardia hillana* Sow., *P. petersi* Zitt., *Lapeirouseia* sp. n., *Trigonia aliformis* Park. var. *attenuata* Lyc., *T. turkestanensis* Arkh., *Eriphyla striata* Sow., *E. lenticularis* Goldf., *Pholadomya vignesi* Lart., *Inoceramus lamarcki* Park. var., *In. costellatus* Woods, *Lima (Mantellum)* cf. *intermedia* d'Orb., *Limatula fittoni* d'Orb., *Pecten (Camptonectes) curvatus* Gein, *Neithea quadricostata* Sow., *Pycnodonta vesiculosa* Sow., *Exogyra columba* Lam., *Siliqua truncatula* Reuss. Мощность точно не выяснена, во всяком случае она . . . . . не меньше 60 *м*

Верхний сантон. Песчаниковая свита турона в районе гор. Кубатлу срезана трансгрессивной свитой белых и красных песчанистых детритусовых известняков с *Inoceramus crassus* Petr. Мощность . . . . около 25 »

Кампанский ярус. Белые и красные слоистые известняки, в некоторых слоях сильно песчанистые. В. И. Славиным собраны *Parapachydiscus levyi* Gross., *Menuites auritocostatus* Schlüt., *Inoceramus* cf. *frechi* (Fleg.) Andert, *In.* cf. *mulleri* Petr., *In. azerbaidjanensis* Aliev, *In.* cf. *inconstans* Woods, *In. sublaevis* Hall et Meek. Мощность . . . . . более 100 »

В описанном разрезе нехватает сеноманского, коньякского и маастрихтского ярусов, мощность отложений небольшая, турон (нижний и верхний?) представлены необычной песчаной фацией. Повидимому, мы имеем здесь северо-восточную окраину южной геосинклинальной зоны.

Район сел. Гюлистан

Наиболее полный разрез верхнемеловых отложений прослеживается в районе сел. Гюлистан (Иткран) в верховьях р. Джагры-чай, правого притока р. Нахичеван-чай. Первые сведения о нем сообщаются П. Боннэ *(916, 938)*, который, однако, видел лишь часть разреза и не вполне правильно определил возраст свит. По наблюдениям В. П. Ренгартена в 1939 г., здесь может быть указана такая восходящая последовательность отложений:

Сеноман. Серые мергелистые песчаники с прослоями твердых песчанистых известняков и *Plesioptigmatis olisiponensis* Sharpe и *Pecten (Camptonectes)* sp. n. ex gr. *dubrisensis* Woods. Эти отложения налегают трансгрессивно на мощную вулканогенную толщу, вероятно, юрского возраста и, в свою очередь, срезываются следующей грубообломочной свитой. Мощность . . . . . около 10 *м*

Нижний турон. 1. Красные песчаники и конгломераты, главным образом из пород палеозоя. Мощность . . . . . 60 »

2. Мягкие светлосерые песчанистые мергели с *Acanthoceras* cf. *palaestinense* Blanck., *Trigonoarca trichinopolitensis* Forbes, *T. abrupta* Forbes, *Cardium* sp. n., *Astarte trigonoides* Stol., *Cyrena solitaria* Zitt., *C. aequilateralis* Stant., *Corbula* cf. *lineata* Müll., *Pholadomya* aff. *connectans* Forbes., *Lima (Mantellum) intermedia* d'Orb., *Plicatula bathensis* Coq., *Pl. aspera* Sow., *Pl. multicostata* Forb., *Pl. auressensis* Coq., *Pl. pseudofourneli* Coll. и огромным количеством гастропод, определением которых занимается В. Ф. Пчелинцев. Мощность 15 »

3. Серые известковистые песчаники, то рыхлые, то твердые. В одном слое оказалось множество *Inoceramus labiatus* Schloth. Мощность . . 20 »

Верхний турон (?). Серые хрупкие песчанистые мергели с редкими аммонитами и пелециподами плохой сохранности. Выше пачка твердых известковистых песчаников, переходящих в песчанистые известняки. Мощность . . . . . 90 »

Нижний сенон (коньякский и сантонский ярусы). 1. Толща грубых песчаников и конгломератов из вулканогенных материалов, прослои темносерых глин и мергелей. Мощность . . . . . 145 *м*
2. Обломочные отложения покрываются мощной свитой известняков и мергелей, нижняя пачка которых заключает еще верхнесантонские иноцерамы — *Inoceramus frechi* (Flegel) Andert, *In. waltersdorfensis* And. Мощность этого нижнего горизонта . . . . . 30 »
Кампанский ярус. Серые мергелистые слоистые известняки, кверху сменяющиеся чередованием глин, песчаников, мергелей и песчанистых известняков. Собраны *Echinocorys brevis* Lamb., *Seunaster* cf. *gautheri* Lamb., *Ornithaster evaristei* Cott. Мощность . . . . . до 330 »
Маастрихтский и датский (?) ярусы. Грубые конгломераты с прослоями песчаников. Вверху свита крепких слоистых известняков с *Lithothamnium*. Мощность . . . . . 116 »

Несколько западнее на простирании той же полосы меловых отложений, в окрестностях сел. Книшик, на одном из притоков р. Восточного Арпа-чая В. П. Ренгартену удалось собрать фауну, уточняющую возраст некоторых горизонтов. Сеноманская свита, мощностью до 225 *м*, залегает здесь трансгрессивно на отложениях верхнего альба и начинается известковистыми песчаниками с прослоями конгломератов, а выше следуют крепкие палево-серые мергели с *Sharpeiceras kabardinense* Sim., Bac., Sor. Маастрихтская свита конгломератов, залегая трансгрессивно, на пространстве от Гюлистана до Книшика постепенно срезывает нижележащие горизонты до сантонских красных песчаников и конгломератов включительно. В этой обломочной свите в окрестностях сел. Енгиджа встречаются песчанистые глины с мелкими линзами блестящего каменного угля. Нижние слои вышележащей свиты известняков (мощностью около 60 *м*) заключают обломки раковин *Inoceramus* и таким образом должны еще относиться к маастрихтскому ярусу. Выше более грубые детритусовые известняки переполнены *Lithothamnium* и содержат характерный для датского яруса *Echinocorys sulcatus* Goldf., а также *Pecten (Chlamys) cretosus* Defr. и *Brachiopoda*. Весь этот комплекс несогласно перекрывается туфогенными песчаниками и зелеными кремнистыми мергелями с *Nummulites*.

По наблюдениям К. Н. Паффенгольца, свита маастрихтско-датских известняков, а иногда и подстилающие их песчаники и конгломераты пользуются большим распространением в бассейне р. Восточный Арпачай (сс. Арпа, Амагу, Юхари-Данзик, Яиджа) и р. Ауш-чай (сс. Хачик, Ауш, Каракуш-Билава).

Район сел. Ауш

Район сел. Ауш был изучен К. Н. Паффенгольцем, А. В. Кржечковским, Н. Н. Яковлевым *(879)*, И. В. Палибиным *(634)* и В. П. Ренгартеном. По К. Н. Паффенгольцу, известняки триаса здесь перекрыты такими отложениями:

Сеноман. Темносерые известковистые сланцы, переходящие в более светлые плитчатые мергели с мелкими *Corbula* sp., *Cyrena* sp. и остатками флоры, определенными И. В. Палибиным,—*Sequoia Reichenbachi* Heer, *Brachyphillum araxenum* Pal., *Araucaria* sp., *Protodammaria angusta* Pal., *Populus hyrcanica* Pal., *Dryandra Yakowlevi* Pal., *Platanus Velenovskyana* Krass. Мощность . . . . . 100 *м*
Сантонский ярус. Красный конгломерат с прослоями песчаников. Мощность . . . . . 80 »
Верхний сенон и датский ярус. Твердые светлосерые мергелистые известняки, разбитые трещинами. Мощность . . . . . около 200 »

Нахичеванская АССР

Верхнемеловые отложения бассейна р. Нахичеван-чай изучались П. Боннэ, который опубликовал ряд кратких заметок с предварительными определениями фауны *(915, 916, 938)*. Наиболее подробно расчлененный разрез П. Боннэ приводит для западного склона горы Казан-яйла:

Коньякский ярус. 1. Желтые песчанистые известняки с фауной типа Гозау.

2. Серые песчанистые известняки с *Corax falcatus* Ag., *Ptychodus mammillaris* Ag., *Phylloceras forbesianum* d'Orb., *Anisoceras* sp., *Barroisiceras haberfelneri* Hau., *Puzosia diphylloides* Forb., *Mammites* sp., *Rhynchonella peroni* Douv., *Conulus fallax* Lamb., *Echinocorys gravesi* Desor.

3. Серые известняки с *Gauthiericeras margae* Schl., *Inoceramus lingua* Goldf. и *Echinides*.

Сантонский ярус. 1. Серые известняки с *Mortoniceras texanum* Roem.

2. Серые мергелистые известняки с *Sonneratia savini* Gross., *Inoceramus striatus* d'Orb. (?), *In.* sp. ex gr. *lamarcki* Park. (?).

Кампанский ярус. 1. Серые известняки с *Echinoconus conicus* Breun. и *Echinocorys ovatus* Leske.

2. Беловатые мелоподобные известняки с *Micraster* sp. ex gr. *brongniarti*.

Маастрихтский ярус. 1. Серовато-белые мелоподобные известняки с *Hauericeras rembda* Forb., *Parapahydiscus levyi* Gross., *P. neubergicus* Hau., *P. brandti* Redt., *P. brandti* Redt. var. *pegoti* Gross., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. goldfussi* d'Orb., *Haenleinia* sp.

2. Светложелтые мергелистые известняки с *Hamites* sp., *Parapachydyscus colligatus* Binkh., *P. brandti* Redt., *P. levyi* Gross., *Inoceramus goldfussi* d'Orb., *Stegaster* cf. *cotteaui* Seunes, *St.* aff. *altus* Seunes, *Austinocrinus erckerti* Dam.

3. Желтые песчанистые известняки с редкими обломками *Inoceramus*.

К сожалению, П. Боннэ не указывает мощностей выделенных им горизонтов, ни общей мощности всей известняковой свиты. Если верны его определения фауны, то в районе Казан-яйлы, в нескольких десятках километров к югу от Гюлистана, фации всех перечисленных ярусов резко изменяются, становясь более глубоководными, карбонатными. В частности, исчезают такие грубообломочные свиты, как нижнесенонская и нижнемаастрихтская.

Для бассейна р. Джагры-чай, правого притока Нахичеван-чай П. Боннэ отмечает непрерывный переход от меловых отложений к третичным *(938)*. На маастрихтских желтых известняках с *Stegaster* залегают серые компактные известняки датского яруса с *Isopneustes aturicus* Seunes, *I. gindrei* Seunes, *Coraster sphaericus* Seunes. Далее следует монсский ярус (?), выраженный желтыми и розовыми песчаниками с линзами бурого угля, и свита известняков с *Lithothamnium* и *Discocyclina*, которую П. Боннэ относит к эоцену.

Долина р. Аракса

По наблюдениям П. Боннэ *(916)*, в Джульфинском ущелье Аракса и в нижнем течении р. Неграм-чай наблюдается такая последовательность отложений снизу вверх:

1. Красный конгломерат, покрывающий отложения батского яруса средней юры. Мощность . . . . . до 12 *м*

2. Вулканогенно-обломочные отложения из основных порфиритов и их туфов. Возраст этих отложений не ясен — это могут быть и верхнеюрские и даже нижнесенонские эффузивы. Мощность . . . . . 700 »

Коньякский ярус (?). 3. Белые мергелистые известняки с маленькими *Glauconia* sp. и *Natica* sp. Мощность . . . . . 12 »

4. Слой известняка, переполненный *Nerinea* sp. и *Radiolites*, в том числе *Radiolites* cf. *sauvagesi* Toucas (определение H. Douvillé). Мощность . . . . . от 2 до 3 *м*

Сантонский ярус. 5. Конгломерат . . . . . от 7 до 8 »

6. Мергели с прослоями песчанистых известняков с обильной фауной *Nautilus* sp., *Glauconia giebeli* Zek., *Turritella fittoni* Münst., *Ampullina bulbiformis* Stol. (non Sow.), *Cucullaea chimiensis* Gümb., *Cytherea polymorpha* Zitt., *Plicatula aspera* Sow. Мощность . . . . . 20 »

7. Кампанский ярус. Белые, выше зеленоватые и желтоватые известняки с обломками *Anisoceras* sp. и *Inoceramus* sp.

Повидимому, описанная свита известняков по возрасту соответствует той, которая была исследована П. Боннэ на горе Казан-яйла, но фация является более мелководной и характеризуется фауной типа Гозау. С другой стороны, очень соблазнительно, по аналогии с разрезом Гюлистана, отнести слои 3 и 4 к сеноману, а 5 и 6 — к нижнему турону.

В Ордубадском районе еще в 1868 г. Г. Цулукидзе *(838, 839)* встретил свиту темных известняков и мергелистых песчаников с разнообразной фауной гастропод и пелециpод, типа Гозау. Повидимому, это нижний сенон. По наблюдениям К. Н. Паффенгольца, известняки налегают на порфиритовую вулканогенную свиту с интрузией гранодиоритов (у Карчеванского поста).

Бассейны рр. Веди-чай и Гарни-чай

Довольно большие площади развития верхнемеловых отложений наблюдаются в Южной Армении, в бассейнах левых притоков Аракса — рр. Веди-чай и Гарни-чай. Упоминания о них имеются в работе Г. Абиха *(899)*. Более подробные исследования производил здесь К. Н. Паффенгольц. Специально меловыми отложениями долины Веди-чая занималась в 1937 г. Н. Н. Бобкова, по неопубликованным данным которой приведем следующий разрез (мощности свит по В. П. Ренгартену, 1940 г.):

Сеноман. Грубообломочные известняковые конгломераты, залегающие трансгрессивно на известняках верхнего триаса и переходящие кверху в толщу грубослоистых известняков с *Acanthoceras newboldti* Kossm., cf. var. *spinosa* Kossm., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Toucasia* sp. n., *Durania araxena* Renng. sp. n., *Radiolites peroni* Choff., *Cardium productum* Sow. var. *guttifera* Math., *Exogyra columba* Lam., *Ex. columba* Lam. var. *ratisbonensis* Schl. Мощность . . . . . 100 *м*

Нижний турон. 1. Песчанистые известняки и мергели (часто красного цвета) с конгломератами в основании и богатой фауной *Oligoptyxis turricula* Pčel., *Trochactaeon matensis* Fitt., *Actaeonella crassa* Duj., *Itruvia armenica* Pčel., *Aptyxiella posthuma* Pčel, *Pseudomelania regularis* Pčel., *Tylostoma ovale* Pčel., *Caprinula boissyi* d'Orb., *Plagioptychus aguilloni* d'Orb., *Eoradiolites syriacus* Conr., *Radiolites armenicus* Renng. (sp. n. in litt.), *Durania cornupastoris* Des Moul., *D. mortoni* Mant., *Protocardia armenica* Eichw. и пр. Мощность . . . . . 50 »

2. Белые и светлосерые детритусовые известняки с неясными остатками фауны. Мощность . . . . . 155 »

Верхний турон. Песчанистые известняки с конгломератом в основании и фауной *Inoceramus lamarcki* Park., *In. apicalis* Woods, *In. costellatus* Woods, *In. inconstans* Woods var. *inconstans* Woods et var. *typica* Renng. Мощность . . . . . 15 »

Нижний сенон. Чередование мергелей, песчанистых известняков и известковистых песчаников. Мощность . . . . . 180 »

Маастрихтский и датский (?) ярусы. Светлосерые и желтоватые детритусовые известняки с *Lithothamnium*, залегающие, повидимому, с перерывом на предыдущей свите и начинающиеся пластом обломочного известняка с гальками песчанистых известняков. Мощность . . . . . 50 »

Выше следуют известняки эоцена с *Nummulites* и *Discocyclina*. Общая мощность верхнего мела Ведичайского района в известняковой фации 500 *м*.

Бассейн р. Айриджа

Сильно сокращенный по мощности отложений и по составу разрез верхнемеловых отложений наблюдается в зоне, проходящей вдоль южного побережья оз. Севан. В бассейне р. Айриджа-чай, по наблюдениям К. Н. Паффенгольца *(650)*, и В. П. Ренгартена, меловые отложения, залегающие на дислоцированном девоне и покрывающиеся песчанистыми известняками эоцена с нуммулитами, распадаются на следующие свиты:

Сеноман и нижний турон. Свита грубых известняков и мергелистых песчаников с гастроподами, рудистами и устричными . . . . 136 *м*
Верхний турон. Серовато-зеленоватые песчаники с примесью туфогенных материалов, нижние горизонты переходят в конгломераты. Встречаются *Glauconia* sp. Мощность . . . . . 100 »
Нижний сенон и кампанский ярус. Светлосерые известняки с фораминиферами. Мощность . . . . . около 50 »
Маастрихтский ярус (?). Светлые, желтоватые и розоватые, частью кристаллические известняки с обильной микрофауной. Мощность 200 »

Мисханский район

Несколько лучшую фаунистическую характеристику получает песчаниковая свита в бассейне верхнего течения р. Маман-чай (правого притока р. Занги) в районе сел. Мисхана. Исследования здесь производились, В. Н. Котляром *(431)*, фауна была определена В. П. Ренгартеном.

Туронский ярус. 1. Конгломерат из галек гранитов и кристаллических сланцев докембрия, на который он налегает. Мощность от 20 до 40 *м*
2. Черные песчано-слюдистые глинистые сланцы, переходящие в песчаники с *Anisoceras ellipticum* Mont., *Baculites* cf. *baculoides* Mant., *B. incurvatus* Dujar., *B.* cf. *bohemica* Fritsch, *Puzosia dschumiensis* Sim., *Inoceramus cuneiformis* d' Orb., *In.* cf. *pictus* Sow., *Pecten (Camptonectes) curvatus* Gein., *P. (Aequipecten) decemcostatus* Goldf. Мощность . . . . . 100 »
Сенон (нижний?). Черные известняки с плитняковой отдельностью. Выше снова темные зеленоватые песчаники. Мощность . . . . . до 100 »
Сенон (верхний?). Твердые, часто мергелистые светлосерые известняки, иногда с зеленоватыми и фиолетовыми оттенками. Встречаются остатки морских ежей и *Anatina* sp. ex gr. *royana* d'Orb. Мощность около 75 »
Выше констатированы слои подобных же известняков с нуммулитами.

Севернее описанной геоантиклинальной зоны (Айриджа — Мисхана) проходит геосинклинальная зона с большой мощностью сенонских слоистых известняков, как в бассейне Среднего Тертера и у сел. Надеждино. Продолжением этой полосы являются выходы мощных известняков, отмеченных Н. П. Батуриным в районе Чубухлы (бассейн р. Каменки) и в районе Аг-баба (сс. Куртли-булах, Мумухан и Даш-керпи) в бассейне р. Западный Арпа-чай.

ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Общий очерк третичных отложений Закавказья

Третичная история Закавказья чрезвычайно сложна; осадки этого времени отличаются чрезвычайной изменчивостью фаций, а следы былой органической жизни далеко не всегда достаточны для точных хронологических сопоставлений отдельных толщ в разных районах. В особен-

ности изменчивы были физико-географические условия в палеогеновую эпоху, в которой, грубо говоря, можно различить нормальные морские осадки с характерной фауной, солоноватоводные толщи, почти немые флишевые серии и, наконец, вулканогенные образования.

Если нормальные морские слои палеогена мы знаем только в Абхазии, Западной Грузии (Мингрелия, Лечхум, Рача, Ахалцихская котловина) и Западной Армении, если флишевые толщи развиваются по южному склону Главного хребта (Юго-Осетия, Душетский район, Северная Кахетия, Шемахинский район, Кабристан) и в Аджаро-Имеретинском и Триалетском хребтах, то вулканогенные толщи палеогена не переходят к северу от продольных долин рр. Риона и Куры. Наоборот, морские миоценовые и плиоценовые толщи, повидимому, или отсутствуют совершенно южнее этих долин, или захватывают только самые северные части склонов Малого Кавказа (мэотис или верхний сармат к северу от Кедабека по р. Джагир-чай), — там временами (плиоцен?, верхний миоцен?) возникали замкнутые соленые озера, в осадках которых залегают пласты и штоки каменной соли (Нахичеванский район, Кульп в Турции)[1]. Повидимому, к концу палеогеновой эпохи море окончательно оставляет пределы Малого Кавказа, и с течением времени, вероятно с началом плиоцена, на вновь возникшей суше начинает энергично развиваться вулканическая деятельность, замершая лишь во второй половине послетретичного периода, когда вся современная гидрографическая сеть была уже сформирована, и лавовые потоки могли широко воспользоваться уже готовыми речными долинами.

Нет никакого сомнения, что причину различия фаций третичных отложений, или, что то же, причину различия физико-географических условий в различных районах надо связывать со структурой и положением фундамента и с теми диастрофическими движениями, вследствие которых различные глыбы древних сооружений к началу третичной эпохи оказывались на различную глубину залитыми трансгредировавшими морями. В одних местах, как в Абхазии и Западной Грузии, жесткий древний фундамент залегал относительно неглубоко, в других он уходил на большую глубину; одни районы обладали достаточно подвижным дном и опускались более или менее параллельно с накоплением осадков, в других дно оказывалось устойчивым и реагировало на новые механические усилия только расколами и перемещением отдельных глыб. Все эти обстоятельства и создавали ту пестроту в условиях накопления третичных осадочных толщ, которая так отчетливо выступает в быстрой и резкой смене фаций.

Попробуем теперь несколько подробнее сравнить между собой эти фации в различных районах.

Палеоген. В Абхазии, как, впрочем, и дальше к востоку, в Западной Грузии, эоцен выражен карбонатными породами, среди которых установлен местами палеонтологически охарактеризованный палеоцен, согласно залегающий на датских слоях и согласно же перекрытый толщей мергелей с фораминиферами (нуммулиты, дискоциклины), ежами, рыбами и т. д., относимой к лютетскому ярусу эоцена. Эта мергельная толща обнаруживает и фаунистически и литологически значительное сходство

[1] В последнее время (1937) К. Н. Паффенгольц высказывается за понижение возраста этих соленосных отложений до олигоцена — нижнего миоцена. Что касается указаний на нахождение в бассейне р. Занги охарактеризованных фауной отложений сармата и мэотиса, то их возраст и истинное стратиграфическое положение до сих пор остаются спорными *(Ред.)*.

с соответственными отложениями Северного Кавказа, вплоть до того, что здесь, как и там, в одном из верхних горизонтов (плитняковые мергели) наблюдаются характерные чешуи крупной рыбы *Lyrolepis caucasica* R o m. Есть основание полагать, что сходство продолжится и выше, а в таком случае самая верхняя часть мергельной толщи (над слоями с *Lyrolepis*) и здесь, как на Северном Кавказе, должна уже относиться к самым нижним слоям олигоцена, к характерной, широко на севере развитой зоне с *Variamusium fallax* (работы И. А. Коробкова). Но такому выводу противоречат стратиграфические построения Б. Ф. Мефферта, сделанные на основании его обширных работ в Западной Грузии. Названный исследователь относит слои с *Lyrolepis caucasica* R o m. не к верхнему эоцену, как это делает В. В. Меннер, изучивший фауну Северного Кавказа, а к верхам лютетского яруса. Далее он заявляет, что над этими отложениями в Лечхуме, и только в Лечхуме, располагается свита известняков Агви, по своему палеонтологическому содержанию отвечающая верхам эоцена (оверзскому и бартонскому ярусам). Б. Ф. Мефферт полагает, что в остальных частях Западной Грузии верхний эоцен «присутствует в недифференцированной толще эоценовых известняков или перекрыт олигоценовой трансгрессией». Но ни в Мингрелии, ни в Имеретии (район работ Б. Ф. Мефферта) чешуи *Lyrolepis* «пока не обнаружены», и параллелизация с Абхазией и севером проводится лишь по литологическому сходству тонкослоистых мергелей. Быть может, аналоги горизонта Агви следует искать не в верхней пачке мергелей, а в верхних горизонтах «рыбных мергелей» Абхазии. Во всяком случае вопрос параллелизации различных толщ закавказского эоцена с северокавказскими отложениями далеко не разрешен и нуждается в дальнейших исследованиях, главным образом в точной обработке фауны верхних горизонтов палеогена Закавказья.

Еще совсем недавно довольно категорически заявлялось о несогласном положении нижнего палеогена Абхазии на меловых слоях (лярамийская фаза), но в настоящее время и этот вопрос нельзя считать окончательно разрешенным, хотя, повидимому, бóльшая часть данных говорит в пользу непрерывного накопления осадков, начиная с верхов мела. С другой стороны, совершенно несомненна и нижнеолигоценовая трансгрессия (пиренейская фаза), распространенная, правда, не повсеместно. Повидимому, она отсутствует в Абхазии, но широко распространена на востоке, где олигоценовые отложения ложатся на разные ярусы эоцена, смывая не только горизонт Агви, но и более глубокие слои эоцена и наступая в разных местах не вполне одновременно.

Совсем иную фацию палеогена имеем мы южнее долины р. Риона. Там древнейшие толщи системы представлены мощным флишем, непрерывно и согласно перекрывающим верхнемеловые отложения и, несомненно, стратиграфически соответствующим палеоцену. Уже в верхних частях флишевого комплекса, до 3000 *м* мощностью, начинает сказываться проявление вулканической энергии в виде прослоев туффитов, туфов, туфо-сланцев и пр., а полного развития эта энергия достигает позже, вероятно в лютетском веке, когда накапливается громадная толща различных вулканообломочных продуктов и андезитовых (sensu lato) покровов. Эти две толщи слагают главную часть системы Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, протягиваясь от Черного моря до Тбилиси и всюду довольно хорошо сохраняя свой фациальный характер. Такой же фациальной устойчивостью отличается и песчано-глинистый, палеонтологически весьма хорошо охарактеризованный верхний эоцен,

в сложных тектонических условиях широко распространенный в указанных хребтах и в Ахалцихской котловине. Повидимому, и здесь можно говорить о непрерывности морского режима в течение всего эоценового века (sensu lato), причем в середине века на дне моря произошли многочисленные и частые вулканические извержения, вероятно трещинного типа, носившие преимущественно взрывной характер, сравнительно не часто и лишь местами и в разное время прерываемый спокойным излиянием андезитовой магмы. Иногда вулканическая деятельность замирала или на время прекращалась совершенно, и тогда на дне моря шло накопление нормальных осадков или отложений с небольшой примесью туфогенного материала. Приблизительно такова же история нижнего палеогена на значительной части Армении и Азербайджана, с тем лишь различием, что там большей частью, повидимому, отсутствуют аналоги флишевого палеоцена и разрезы начинаются вулканогенными толщами. Местами (Даралагез) эти последние относятся к палеоцену, но большей частью они лютетского возраста. Они характеризуются такой же перемежающейся деятельностью подводных вулканических очагов (трещин), прерываемой местами накоплениями нормальных известняков с нуммулитовой фауной. Лишь на самом юге, по рр. Араксу, Восточный Арпа-чай и близ Джульфы, вулканогенные породы исчезают из разрезов, и отложения эоцена представлены нормальными морскими осадками — известняками, песчаниками, конгломератами и пр., иногда с богатой фауной, указывающей на развитие лютетского и более верхних ярусов эоцена. На большей части страны довольно ясно выражена лютетская трансгрессия. Нигде на Кавказе мы не находим аналогов тому несогласию в верхних ярусах эоцена, которое указывается в районе сел. Малишки В. Н. Котляром и А. В. Кржечковским. Было бы весьма желательно проверить это указание, оно пока единственное для всего Кавказа.

Иначе выражен нижний палеоген вдоль южного склона Главного хребта. Там это типичные флишевые толщи перемежающихся песчаников, мергелей, глин, иногда довольно хорошо охарактеризованных фауной и допускающих возрастные сопоставления. Сложная тектоника, особенно отчетливо выраженная в Северной Кахетии, где установлены две сближенные по надвигам зоны развития мѣловых и третичных отложений, вызвала значительную фациальную изменчивость и служит причиной не всегда уверенных сопоставлений. Но все же отчасти фаунистические данные, отчасти литологический характер пород дают возможность проводить параллели с довольно далекими районами, например с Кабристаном и Северным Кавказом. Так, ильдоканскую свиту в Чиаурской зоне приравнивают лиролеписовым слоям Северного Кавказа, хотя есть взгляды, по которым эта свита отвечает лютетскому ярусу, которому, в согласии с первой точкой зрения, должна отвечать свита Квакеврисхеви.

Этот флишевый или флишеподобный характер палеогеновых отложений в менее отчетливой форме выступает и в Кабристане, где к эоцену, в широком понимании термина, отнесены коунские и сумгаитские слои. Правда, в самое последнее время появились данные, частью на юго-востоке Кавказа, частью в Дагестане, которые заставляют более осторожно относиться к эоценовому возрасту сумгаита, — возможно, что по крайней мере низы этой свиты окажутся верхнемеловыми.

Верхний член палеогена на значительной части поверхности Кавказа выражен в той характерной фации сланцеватых гипсоносных глин, которая уже давно получила название майкопской и еще раньше по возрасту

была отнесена к олигоцену и частично к нижнему миоцену. Иногда (Абхазия) переход от верхов эоцена к этим глинам вполне спокойный, без видимого несогласия, хотя сама резкая смена фаций, замена карбонатных пород абсолютно бескарбонатными, несомненно, указывает на довольно существенное изменение режима, едва ли возможное без заметных изменений в соотношениях между морем и сушей.

Предположение о вероятности каких-то движений на грани эоцена и олигоцена (пиренейская фаза) находит себе подтверждение в той ясной трансгрессии майкопских глин, которая отмечается уже в ближайшем к Абхазии районе, именно в Самурзакани, где майкоп ложится иногда даже прямо на туронские известняки. Трансгрессивное положение олигоцена указывается во многих местах и далее к востоку, но пока остается неясным, происходит ли трансгрессия в период отложения так называемых хадумских слоев, выделенных в Закавказье лишь в очень немногих местах, или же позже, в верхнемайкопское время. С другой стороны, далеко не везде в Западной Грузии сохранились верхние горизонты этой толщи, — они смыты весьма ярко выраженной трансгрессией среднего миоцена. Весьма интересно, что в Лечхуме в верхних частях глинистой толщи начинают преобладать песчаные породы — обстоятельство, идущее в разрез с общим построением майкопа, в котором песчаные породы, если они есть, сосредоточиваются преимущественно в нижних горизонтах свиты. В связи с этим возникает вопрос, не следует ли отделить эти песчаные горизонты от майкопа и рассматривать их как составную часть нижнего миоцена. Такое предположение до известной степени подкрепляется нахождением довольно мощной, палеонтологически охарактеризованной нижнемиоценовой толщи лишь немного дальше к востоку. Как раз обратное построение олигоцена, аналогичное тому, что наблюдается, например, на р. Сулаке, имеем далее к востоку, на р. Арагве, где именно нижние горизонты (свита Телат-гори) выражены песчаниками, а верхние — типичными майкопскими глинами. Но еще восточнее, в Кахетии, низы толщи (свита Кинта) выражены в еще более грубообломочной фации, до известной степени играющей роль базального слоя и указывающей на трансгрессивное залегание и размыв предшествующих отложений. Речь идет здесь о горизонте полимиктовых конгломерато-брекчий внизу и о горизонте пиробитуминозных то известковистых, то неизвестковистых глин и песчаников вверху, лишь еще выше уступающих место типичным майкопским глинам. Нормальный разрез олигоцена имеется, повидимому, в Навтлуг-Тбилисском районе, где к этому возрасту относятся верхи ахалсопельского горизонта, марткобская свита и вышележащие глинистые слои. В Кабристане и на Апшеронском полуострове, где литологический состав майкопа, в особенности его верхов, часто таков, что позволяет легко проводить довольно детальную параллелизацию с сулакскими разрезами Дагестана, нередко наблюдается трансгрессивное положение верхних слоев майкопа, иногда залегающих непосредственно на ильхидагской толще или даже на свите Кемчи. Но не всегда в Кабристане верхи майкопа выражены в обычной для них глинистой фации — иногда, например в Чеильском районе, серьезная роль в них принадлежит песчаникам.

Иную фацию олигоцена встречаем в районе Кутаиси — Чиатура, где с низами этого яруса связаны знаменитые марганцевые месторождения Чиатуры и мелкие проявления тех же руд к западу отсюда, по направлению к Кутаиси. На этом пространстве низы яруса образованы своеобразными спонголитовыми породами, трансгрессивно залегающими на эоценовых или верхнемеловых отложениях и перекрытыми типичными

майкопскими глинами, часто размытыми среднемиоценовой трансгрессией. Снова иной разрез олигоцена мы находим в Ахалцихской котловине, где нижние горизонты, не представляя резкой границы с верхними слоями эоцена, выражены в фации майкопской глины, но где выше располагается мощная свита песчаников с морской фауной нижнего и среднего олигоцена. Морской режим к концу века сменяется солоноватоводным, позже уступающим место пресноводно-озерному (лигниты) и, наконец, снова лагунному, с свитой красных и пестрых гипсоносных пород, сверху прикрытых континентальными песками. Песчаниковая фация встречена и у сел. Тори близ Боржоми, но там фаунистическая характеристика такова, что не исключается возможность принадлежности отложений к нижнему миоцену.

Морская, отчасти лагунная фация олигоценовых отложений распространена и в Западной Армении. Местами и здесь (Охчаберд близ Еревана) верхние слои отложились в солоноватоводном бассейне, а нижние носят характер более нормальных осадков, местами вверху лежит вулканогенная серия, а нижняя толща морских осадков (рюпельский ярус) трансгрессивно и несогласно перекрывает среднеэоценовые слои (пиренейская фаза). Но в более восточных частях Армении, повидимому, весь олигоцен образован мощными вулканогенными толщами, иногда тоже трансгрессивно перекрывающими то эоценовые, то меловые слои, а иногда вполне согласно налегающими на верхние горизонты эоцена.

Совершенно ясно, что в Закавказье серьезную роль играли предолигоценовые (пиренейские) движения, с которыми можно и должно связывать и олигоценовую трансгрессию, не везде наступавшую одновременно, и оживление в олигоценовом веке вулканической энергии. Но далеко не так несомненна указываемая иногда предлютетская фаза диастрофизма. Трансгрессия лютетских слоев может быть следствием более ранних движений, и с ними же, как кажется, можно связывать и эоценовую вулканическую деятельность. Мы не думаем, чтобы те или другие движения в земной коре непременно связывались с угловыми несогласиями соседних по возрасту толщ — они могут и не вызвать складкообразовательных процессов, но могут и должны повлиять на распространение суши и моря и быть причиной оживления вулканической энергии.

Миоцен. Если справедливо, что майкопские глины частью относятся к нижнемиоценовому возрасту, то распространение осадков этого яруса в Закавказье, как мы видели, довольно велико. Но это положение может быть принято лишь по отношению к отложениям начала века и совершенно неприменимо к более поздним осадкам. Последние, наоборот, встречаются очень редко, будучи, вероятно, смыты чокракской трансгрессией (штирийская фаза), и представлены там, где они есть, песчаниками (Самурзакань, Квирила) или сланцеватыми глинами с конкрециями (хр. Ялно) тарханского горизонта и местами несогласно налегающими на олигоцен онкофоровыми слоями в Абхазии и в долине р. Куры выше и ниже Гори. Иногда (ст. Каспи) в этих последних, заведомо подчокракских слоях можно выделить нижние и верхние горизонты, из которых первые характеризуются типичной морской фауной, а вторые содержат солоноватоводные формы.

В большинстве районов за палеогеном, трансгрессивно его перекрывая, следует средний миоцен. Нижний член его — чокракско-спириалисовая толща — в Абхазии и далее на восток до р. Ингур палеонтологически хорошо охарактеризован и выражен терригенными отложениями с преобладанием песчано-глинистых слоев, среди которых местами залегают

прослои песчаников, конгломератов, мергелей и детритусовых известняков. Такими же, в общем неглубоководными осадками ярус представлен и дальше, в Мингрелии, Лечхуме и Раче, причем к востоку среди пород начинают, пожалуй, преобладать детритусовые известняки с характерной фауной. Последняя фация, иногда с преобладанием оолитовых известняков, господствует и южнее Окрибского поднятия, по рр. Чешури и Дзуси, на Дзирульском массиве, где она, имея иногда в основании слой базального конгломерата и пачку песков с галькой, всюду залегает явно трансгрессивно, покоясь то на сеноне, то на туронских отложениях, то непосредственно на гранитах; местами эти слои весьма сильно утоняются и даже исчезают совершенно, и тогда на древние толщи непосредственно трансгредируют караганские слои. Нередко в таких случаях чокрак выражен только базальными конгломератами и небольшой пачкой песков и песчаников. Такой же характер носит чокрак и в сложно построенной фронтальной области Аджаро-Имеретинского хребта по р. Квириле, и значительно далее к западу, но уже в Гурии (р. Супса) мы встречаем иную фацию, именно свиту мергелей с прослоями конгломератов, песков, песчаников и оолитовых известняков с фауной и растительными остатками.

В Восточной Грузии с разной степенью ясности и с разными мощностями отложения этого возраста распространены довольно широко: по р. Большой Лиахве, в Душетском районе, в хр. Ялно, Кахетинском хребте, в Чатме и в разных местах они представлены двумя совершенно различными фациями. Одна из них — мелководная, местами прибрежная, с остатками растений и тонкими прослоями углей, выражена песчанистыми глинами, песчаниками, песчано-галечными ракушниками и конгломератами с обильной и разнообразной фауной и распространена преимущественно на севере и северо-западе области. Глубоководная фация, известная в южной полосе области (Шираки — Мцхета), отличается более значительной мощностью и выражена в однообразной толще слоистых известковистых глин с тонкими прослоями мергелей и песчаников и со скудной фауной, среди которой особенно примечательны различные виды *Spirialis*.

В Кабристане и на Апшероне чокракско-спириалисовым слоям, видимо, отвечает так называемая сиякинская свита, иногда согласно и непрерывно перекрывающая майкопские слои, иногда лежащая на них трансгрессивно, а иногда (Дибрар) несогласно перекрывающая ильхидагскую или даже юнусдагскую толщи. Свита эта, аналогичная спириалисовым глинам западных районов и Северного Кавказа, представлена глинами с прослоями и линзами кремнистых доломитов и мергелей. Присутствие в некоторых нижних горизонтах таких форм, как *Neaera*, заставляет предполагать присутствие в низах толщи тарханского горизонта нижнего миоцена. Если для этой фации чокрака характерны, главным образом, раковинки *Spirialis*, то в его песчано-глинистой фации, богатой сравнительно мощными песчаниками и распространенной в центральном Кабристане (Чеильский район), известна уже довольно обильная донная фауна.

В Абхазии, Гурии, Западной Грузии чокракский ярус согласно перекрывается караганскими слоями, представленными там, где они не перекрыты надвигами, преимущественно тонкослоистыми песчано-глинистыми осадками (Самурзакань) то с прослоями мергелей, то (Северная Мингрелия) с выступами мшанковых известняков, то (Лечхум) с тонкими пластами ракушников. Иногда (Сухумский район) эта свита немая, но в большинстве случаев она изобилует раковинами различных видов *Spanio-*

dontella и более редкими мелкими гастроподами. Примерно такой же характер и такую же палеонтологическую характеристику имеют глубоководные караганские слои значительной мощности и в областях своего распространения в Восточной Грузии, но в Юго-Осетии по краям вулканогенных массивов юры они, имея небольшую мощность, представлены прибрежной толщей известняков, песчаников и глин с прослоями конгломерата. Подобная же более мелководная фация грубозернистых песчаников, конгломератов, известняков-ракушников и песчанистых глин развита близ Мцхеты и в Горийско-Сурамской полосе. В Кабристане и на Апшероне караганским слоям отвечает так называемая чикильчайская свита неслоистых глин с прослоями доломитов и доломитовых мергелей и с весьма скудными органическими остатками (редкие остракоды, мелкие пелециподы, рыбы). В районе Чеиль-дага аналоги этих отложений с трудом можно выделить в однообразной толще неслоистых глин, мергелей и песчаников. Одно лишь присутствие раковин *Spaniodontella* в песчаниках позволяет сопоставлять две нижние трети свиты по возрасту с караганскими слоями.

Во многих районах Западной Грузии конкско-фоладовые слои с конкской фауной вверху и фоладами внизу не выделены среди песчано-глинистых толщ, покрывающих караганские отложения, а там, где они есть, они обычно согласно и непрерывно следуют за последними. Только в Абхазии, повидимому, они залегают трансгрессивно. В отличие от более северных районов, на юге, по р. Квириле и предгорьям Аджаро-Имеретинского хребта, мы встречаем не глинистые, а песчаниковые породы с фауной нижних горизонтов яруса (фоладовые слои). Восточнее мы встречаемся с гораздо бо́льшим фациальным разнообразием. Так, в бассейне р. Большой Лиахвы, в долине р. Куры и в Душетском районе фоладовые слои выражены известняками, песчаниками и конгломератами. Восточнее Тбилиси, по р. Иоре, та же толща сложена слоистыми известковистыми глинами с прослоями доломитизированных мергелей. В Южной Кахетии, повидимому, развиты оба горизонта в виде песчанистых глин, песчаников и ракушников внизу и песчаников с конкской фауной вверху. В Кабристане этому возрасту отвечает байгушкаинский горизонт мягких листоватых глин с флорой диатомей и рыбными остатками, с прослоями вулканического пепла, доломитов и мергелей с редкими *Spirialis*. Повсеместно, за исключением Абхазии, эта довольно глубоководная толща незаметно сливается с нижележащими караганскими слоями.

В Абхазии мелководные отложения нижнего сармата, представленные то глинами, песчаниками и конгломератами, то песчаными глинами с песчано-галечными и мергельными прослоями, залегают резко трансгрессивно, иногда перекрывая непосредственно майкопскую толщу. Но дальше к востоку, на р. Ингур, трансгрессивный характер залегания становится все менее заметным, хотя указания на размыв более древних толщ ярко иллюстрируются присутствием утесов и больших глыб верхнемеловых известняков. Спокойно перекрывая среднемиоценовые отложения, нижний сармат в песчано-глинистой фации с прослоями ракушников и конгломератов распространен в Мингрелии, Лечхуме и Раче. В той же фации с мелкими изменениями в деталях этот подъярус известен в Гурии, по северным предгорьям Аджаро-Имеретинского хребта. Он, повидимому, размыт южнее Дзирульского массива, но на самом массиве кое-где еще сохранились, повидимому, нижнесарматские песчаники, и нигде в Западной Грузии залегание пород этого возраста не носит никаких следов трансгрессии. В Восточной Грузии сарматский век отмечен постепенным отсту-

панием моря с северо-востока к юго-западу, все бóльшим господством континентального режима с накоплением осадков типа альпийских молассов. В бассейне р. Большой Лиахвы нижний сармат представлен прибрежными отложениями с прослоями конгломератов, мелководна его фация и в Душетском районе, но дальше к востоку, в этой северной полосе мы встречаем уже глубоководные синдесмиевые глины. В южной полосе, от Гори-Сурамской котловины до хр. Ялно, свита пород этого возраста распадается на две части, из которых нижняя имеет мелководный характер с прослоями ракушников, а верхняя выражена более глубоководными синдесмиевыми глинами. Еще дальше к востоку, по р. Иоре, в Эльдарской и Ширакской степях, чаще встречается эта последняя фация.

На западе глубоководные криптомактровые слои, представленные глинами, известны только в Абхазии и Гурии, причем и там и здесь они залегают трансгрессивно на более древних слоях: в первом районе — на фораминиферовых мергелях, во втором — на чокраке. Более высокие, и вместе с тем мелководные слои среднего сармата во всей Абхазии и, может быть, в Западной Мингрелии лежат трансгрессивно, перекрывая то криптомактровые отложения (р. Моква), то майкоп (окрестности Сухуми), то мел (р. Кодор), и выражены они всюду конгломератами с прослоями песчаников, местами с типичной фауной.

Во всей остальной части Западной Грузии средний сармат отсутствует и появляется вновь в виде песчано-глинистых осадков с типичной фауной только в Горийско-Сурамской котловине. Далее к востоку (Мцхета, Норис-цхали) появляются оолитовые известняки, а еще дальше, по южному склону Кахетинского хребта, в низах подъяруса выступают и криптомактровые слои, перекрытые мощной толщей более мелководных песчано-глинистых отложений с типичной среднесарматской фауной и растительными остатками, венчаемой свитой суглинков и неслоистых песчаников с *Helix*, *Cyclostoma* и *Melanopsis*. В северной полосе, в Юго-Осетии, в долине р. Эрцо, к югу от Телава, мы встречаем еще криптомактровые слои, но к северу и к северо-западу от последнего района на их место вступают прибрежные конгломераты и рифовые известняки. В Чатме, Чобандаге и степи Эльдар в низах подъяруса развиты криптомактровые глины, а верхи сложены так называемым чобандагским горизонтом слоистых и неслоистых глин с рыбными остатками, быть может относящихся уже к верхнему сармату.

Этот последний, представленный песчаниками и глинами, на западе выступает лишь местами в Абхазии и Гурии и отсутствует далее к востоку вплоть до долины Эрцо, где верхнему сармату, повидимому, отвечают валунные конгломераты с прослоями суглинков, представляющие отложения горных потоков. Восточнее, по южному склону Кахетинского хребта и в междуречье рр. Иоры — Куры — Арагвы на их месте появляются бесструктурные суглинки и песчаники с прослоями глин и песков, с наземными и пресноводными раковинами, а в Чатме и хр. Эйляр-оуги глины и песчаники вместе с такой фауной содержат также раковины морских форм. Несколько севернее, в Ширакской степи и Эльдаре, развита одна лишь фация морских глин и мощных песчаников с прослоями ракушников и типичной фауной.

В Восточном Кабристане и на Апшероне на байгушкаинском горизонте вполне согласно лежит ахудагская толща, отвечающая всему сармату и выраженная неслоистыми песчанистыми глинами с прослоями мергелей и рыбными остатками. На северо-западе Кабристана эту свиту можно разделить на два отдела: нижний, сохраняющий тот же характер, что и

на востоке, и содержащий типичную *Cryptomactra pes anseris* M a y,. и верхний с тонкими прослоями глинистых сланцев, мощными пачками песчаников и конгломератов, с редкими пропластками вулканических пеплов и верхнесарматскими мактрами. Подобно тому как в майкопе и среднем миоцене, и в ахудагской свите в Центральном Кабристане наблюдается значительная примесь песчаного материала.

Во всей Абхазии и Гурии и частью в Южной Мингрелии (хр. Урта) мэотическому веку предшествовали значительные движения в земной коре (аттическая фаза), и отложения этого возраста лежат на более древних толщах трансгрессивно и несогласно, будучи представлены глинами, песками и конгломератами с богатой фауной, характеризующей развитие всех трех отделов яруса. Местами в Абхазии, а частью, может быть, и в Восточной Мингрелии морская фация меотиса замещена континентальными глинами и конгломератами, налегающими то на мел или юру (р. Галидзга), то на нижний сармат (Северная Мингрелия).

Далее на восток на значительном пространстве мэотис отсутствует, и лишь далеко на востоке, близ Гори, примерно к этому возрасту можно отнести мощные толщи на этот раз чисто континентальных отложений. Видимо, диастрофические процессы (аттическая фаза) высоко подняли участки суши на севере, вызвав их усиленный размыв, и глубоко опустили полосу на юге, создав предгорную впадину, куда сносился материал от размыва. В этой впадине и накопились те огромные толщи дислоцированных континентальных конгломератов, в которых нельзя провести никаких хронологических подразделений и которые обычно рассматриваются как миоплиоценовые отложения. Сюда относятся конгломераты и суглинки Гори-Сурамской котловины и Мцхеты, душетская толща, аналогичные отложения хр. Ялно и Кахетинского, ширакская свита с конгломератами вверху, песчаниками и глинами внизу. Всюду в этих отложениях встречаются раковины пресноводных моллюсков. Проявление постсарматских движений сказывается и в Кабристане, ибо там так называемая бюргутская свита часто лежит трансгрессивно и несогласно на более древних отложениях. Обычно свита эта представлена диатомовыми и битуминозными «книжными» сланцами и песчаными сланцами с прослоями мергелей и вулканических пеплов, а местами и детритусовых известняков. По найденной в разных местах фауне и по залеганию под понтическими слоями есть основание приравнивать эту свиту по возрасту к мэотическим отложениям.

На крайнем юго-востоке, на Апшероне, до недавнего времени не было хронологического подразделения миоцена, и вся толща выше спириалисовых отложений описывалась вместе под общим именем диатомовых рыбных сланцев или диатомовых слоев.

Плиоцен. Известное сходство отложений на западе и востоке обнаруживается только в понтическом ярусе, все же более молодые толщи выражены в этих областях совершенно различно. Понт, представленный двумя фациями и на западе обоими отделами, и там и тут нередко залегает трансгрессивно, причем на востоке, в Кабристане, трансгрессия начинается средними горизонтами при полном отсутствии нижних. В некоторых местах, например на Апшероне, отчасти в Северной Абхазии, трансгрессии не наблюдается, и верхний миоцен незаметно сливается с понтическими слоями, а в Шемахинско-Кабристанском районе, с другой стороны, отчетливо выступают не только трансгрессивное положение, но и угловое несогласие, свидетельствующее о предпонтической складкообразовательной фазе (первая фаза «кавказских» движений). Повидимому,

на всем западе, в Абхазии, Гурии, Мингрелии, за отложением понта последовала главная фаза «кавказского» диастрофизма, с которой связано трансгрессивное (и несогласное?) положение большей части неглубоководных киммерийских отложений. В Абхазии и Гурии, в последней, может быть, после некоторого перерыва, за киммерийскими отложениями следуют мало распространенные куяльницкие слои, имеющие в Закавказье более определенный облик отложений открытого моря, чем в Одесском районе, где они представлены в фации лиманных осадков.

На востоке, на Апшероне, в Кабристане, нет аналогов киммерийских и куяльницких слоев, там в этот период времени, после движений кавказской фазы, господствовал континентальный режим, во время которого отложились мощные толщи песков, глин и конгломератов, слагающих так называемую продуктивную толщу, — этот неисчерпаемый источник бакинской нефти, — и, может быть, отчасти ширакские слои. Во многих районах эти континентальные образования несогласно перекрывают понт, но местами углового несогласия не заметно.

Вслед за континентальным периодом с юго-востока начинает наступать акчагыльское море, которое, постепенно мелея, передвигается к северо-западу. В наиболее западных районах (Шираки) мелководные осадки акчагыла перекрываются мощной толщей континентальных конгломератов верхнего плиоцена. Явное угловое несогласие между продуктивной толщей и акчагылом отмечается редко (затухающие движения кавказской фазы), но трансгрессивное залегание последнего и некоторый размыв предшествующих отложений известны на больших площадях. Постепенно и незаметно акчагыльские слои сменяются апшеронскими отложениями, на северо-западе нередко заключающими среди морских глин толщи континентальных суглинков и конгломератов, а еще дальше к северо-западу сливающимися в общую мощную свиту грубообломочных пород верхнего плиоцена. На западе вслед за куяльницким веком на больших пространствах следовало, повидимому, отступание моря, и лишь значительно позднее море снова трансгредировало, отложив кое-где (Абхазия, Гурия) мелководные, так называемые чаудинские слои, перекрывающие осадки самого различного возраста и, в свою очередь, несогласно покрытые послетретичными образованиями.

Только в Гурийском нефтеносном районе между куяльником и чаудой, отделяясь от них стратиграфическими перерывами, залегает оригинальная толща гурийских слоев, трансгрессивно покрывающая более древние отложения и трансгрессивно же перекрытая чаудой. Быть может, по времени эта толща отчасти соответствует апшерону восточных областей.

Верхнеплиоценовая эпоха в Гурии отмечена оживлением вулканической деятельности, продуктом которой являются большие покровы, залежи и дайки андезито-базальтов, более молодые, чем осадки киммерийского яруса, но более древние, чем слои чауды.

Возможно, что их излияния можно связать с движениями ронской (роданской) фазы альпийского диастрофизма.

Палеогеновые отложения

Палеоген Апшеронского полуострова и Кабристана

Начало систематического изучения палеогеновых слоев Апшеронского полуострова было положено в 1903 г., когда Геологический комитет в лице Д. В. Голубятникова приступил к составлению детальной геологической карты названного района. До того времени апшеронский палеоген,

в современном его понимании, в лучшем случае объединялся под общим термином «сумгаитской серии» (Г. Шегрен, 1891) или даже к нему присоединялись в качестве «олигоцена» те «балаханские» пласты (С. Симонович и А. Сорокин, 1898), возраст значительной части которых сейчас считается за плиоценовый.

Однако в связи с недостаточной палеонтологической характеристикой вполне точно выяснить стратиграфический объем палеогеновых слоев Апшерона и Кабристана не удалось и до сих пор. Поэтому границы данного комплекса приходится определять, главным образом, по составу фауны в непосредственно покрывающих или подстилающих его отложениях. С этой точки зрения особо важное стратиграфическое значение имело открытие Д. В. Голубятниковым в 1903 г. *(250)* слоев со *Spirialis*, в которых им же, но несколько позже *(251)* были найдены еще элементы чокракской фауны (*Venus*, *Arca*, *Ervilia* и пр.). Более того, в подошве спириалисовых слоев Кабристана недавно *(190)* был обнаружен весьма характерный пласт серого мергеля с фауной несколько иного облика (*Spirialis* sp., *Neaera* sp., *Cirripedia*, *Decapoda*), указывающей на возможность охвата этими слоями эквивалентов не только чокракского, но и предположительно тарханского горизонта.

С другой стороны, основание разреза третичных отложений данной части Кавказа было установлено сначала открытием И. М. Губкиным *(277)* тех слоев, которые им были сопоставлены с «орбитоидовой» свитой К. И. Богдановича *(132)*, а затем находками М. Ф. Мирчинка *(586)*, и другой верхнемеловой фауны в вышележащих юнусдагских [1] и ильхидагских пластах Северного Кабристана. В этих пределах, ограниченных, таким образом, с кровли спириалисовыми, или, иначе говоря, чокракско-тарханскими (?) слоями, а с подошвы— ильхидагской свитой, по возрасту отвечающей самым верхам меловой системы [2], приходится в настоящее время условно определять стратиграфический объем апшероно-кабристанского палеогена.

В основных чертах схема более дробного подразделения палеогеновой толщи (в указанном значении этого понятия) для рассматриваемых районов была выработана трудами Д. В. Голубятникова и затем И. М. Губкина. Так, первый из них еще в 1908 г. *(261)* под спириалисовыми слоями выделяет три горизонта, названных им, считая сверху, слоями с *Cedroxylon*, с *Amphisyle* и слоями с *Lamna*. Позднее, в 1914 г. *(249)*, тот же исследователь под слоями с *Lamna* намечает еще «фораминиферовые слои» и «фукоидные слои» [3]. Одновременно И. М. Губкин *(278)* с полным основанием сопоставляет слои с *Cedroxylon* и с *Amphisyle* («амфизилиевые слои»), которые были потом объединены Д. В. Голубятниковым *(247)* с майкопской свитой Северного Кавказа, каковое название за ними постепенно укореняется в литературе. Кроме того, в течение трехлетних работ в северо-западной части Апшеронского полуострова И. М. Губкину *(276—278)* удается более детально разработать стратиграфию нижележащих палеогеновых отложений и разделить их на две самостоятельные свиты — коунскую и сумгаитскую, с расчленением первой на три горизонта и второй на две пачки. Сравнивая соответствующие описания, нужно думать,

[1] В юнусдагских слоях соответствующие находки были сделаны несколько ранее В. Д. Голубятниковым *(244)*.

[2] Маастрихтскому или, может быть, маастрихтскому и датскому ярусам.

[3] Стратиграфическое значение последнего термина осталось неясным, повидимому, и для самого автора, поскольку в дальнейшем о «фукоидных слоях» никаких упоминаний больше не появилось. Скорее всего они отвечают нижнему коуну.

что в объем коунской свиты приходится вкладывать значение не только слоев с *Lamna* Д. В. Голубятникова, как это полагал И. М. Губкин [1], но и фораминиферовых слоев предыдущего автора. В свою очередь, между майкопской и коунской свитами И. М. Губкиным *(277*, стр. 368*)* были выделены еще так называемые «переходные слои», на сводной таблице к той же работе (1. с., стр. 382), однако помещенные в разделе 2 под общим подзаголовком «майкопская свита».

Более тщательное сопоставление палеогеновых и, в частности, майкопских пластов Юго-Восточного Кавказа с синхроничными отложениями Северо-Восточного Кавказа было произведено в 1927 г. Н. С. Шатским и В. В. Меннером *(857)*, которые вполне убедительно доказали идентичность апшеронского майкопа (sensu stricto) с верхнемайкопской толщей Северного Дагестана и Черных гор, с одной стороны, и «переходных слоев» И. М. Губкина с нижнемайкопской свитой названных районов—с другой.

Таковы вкратце основные этапы постепенного расчленения палеогеновой толщи Юго-Восточного Кавказа. За отдельными же ее свитами в настоящее время сохранена номенклатура, которая была предложена для них И. М. Губкиным, с некоторыми коррективами, добавленными позднее Н. С. Шатским и В. В. Меннером. После этих предварительных замечаний можно перейти к описанию разреза апшероно-кабристанского палеогена, начав изложение с самой нижней или, иначе говоря, сумгаитской свиты.

Сумгаитская свита (Sum). Сумгаитская свита в современном понимании ее стратиграфического значения была впервые установлена И. М. Губкиным *(277)* в северо-западной части Апшеронского полуострова. Под таким термином [2] И. М. Губкин выделил там ярко окрашенную толщу пород, непосредственно залегающую на темноцветной серии ильхидага. Им же была подмечена возможность более дробного подразделения сумгаитских слоев на два горизонта следующего состава (*277*, стр. 382) [3]:

Sum_1 Переслаивание красно-бурых глин, белых мергелей с фукоидами и серых кривослоистых глауконитовых песчаников.

Sum_2 Красно-бурые глины с тонкими прослоечками светлосерого или белого рыхлого песчаника. Марганцевые бисквитообразные стяжения.

Позднейшими работами (В. В. Вебер, М. Ф. Мирчинк, З. А. Мишунина, Н. С. Шатский) отложения этих свит были прослежены в северо-западном направлении вдоль южного склона Дибрарского кряжа до Шемахинского района. На всем указанном протяжении внешний облик верхнего сумгаита остается весьма постоянным, тогда как литологический характер нижнего горизонта часто испытывает значительные изменения. Например, в районе восточной оконечности Дибрарского кряжа [4], по данным М. Ф. Мирчинка, нижний сумгаит местами представлен:

Sum_1 «Чередование красно-бурых неслоистых глин, зеленовато-серых мергелистых глин, кривослоистых разнозернистых песчаников; местами же наблюдается развитие зеленоватых и серых глин с налетами ярозита и прослоями песчаников» *(574*, стр. 6*)*.

---

[1] Сопоставляя свои «фораминиферовые слои» *(278*, стр. 434*)*, переименованные им потом в «коунскую свиту» *(277*, стр. 369*)*, с слоями с *Lamna*.

[2] Заимствованным у Г. Шегрена *(1001)* в значительно сокращенном стратиграфическом объеме.

[3] Здесь и в дальнейшем все разрезы описываются стратиграфически снизу вверх. В оригинале вместо приводимых символов стоят буквы «а» и «b».

[4] Планшет I-3 (Кемиш-даг) геологической карты Кабристана.

Наоборот, к югу отсюда, в области левобережья р. Дженги-чай [1], нижнесумгаитские глины, главным образом, выражены:

Sum_1 Почти черными (с фиолетовым оттенком), частью зеленовато-серыми, зеленовато-бурыми или темнозелеными разностями, обычно невскипающими с HCl, реже мергелистыми, среди которых кирпично-красные глины встречаются в качестве подчиненных прослоев. Подобного состава глинистая толща содержит здесь прослои песчаников и иногда пепельно-серых мергелей. Среди первых наиболее типичными будут сравнительно мощные (от 0,4 до 1 *м*) плотные ржаво-бурые скорлуповатые песчаники, которые в виде одного-двух прослоев приурочиваются чаще всего к кровле описываемого горизонта.

Описанная пачка темно- или пестроцветных глин сменяется выше во всех нормальных разрезах Кабристана:

Sum_2 Почти сплошной толщей яркокирпично-красных неслоистых и невскипающих с HCl плотных глин. Лишь изредка в последних встречаются отдельные пропластки светлозеленовато-серого цвета, иногда с выцветами желтых сульфатов. Этой свите, как правило, подчинены прослои крепких с поверхности черных марганцовистых песчаников, в большинстве случаев незначительной мощности (5—10 *см*, редко до 0,5 *м*) и при выветривании рассыпающиеся на отдельные плитки.

В свою очередь, для упоминавшегося выше района восточной оконечности Дибрарского кряжа, М. Ф. Мирчинк *(574*, стр. 6*)* в верхах охарактеризованной сейчас серии выделяет еще пачку, повидимому, местного значения, так как она отсутствует в остальных разрезах, сложенную серыми, частью неслоистыми глинами с многочисленными тонкими прослоями марганцовистых песчаников (и конкреций), аналогичных предыдущим. Мощность этой пачки 10—30 *м*.

За исключением последней пачки вся остальная толща верхнего сумгаита является столь постоянной по своим литологическим признакам на всем протяжении от Северо-Западного Апшерона до Шемахинского района, что ей свободно можно придавать значение определенного стратиграфического горизонта. Если это так, то и заключенная между ней и не менее однородными верхнеильхидагскими пластами пачка глин различного состава, которая объединялась выше под общим символом Sum_1, должна также рассматриваться в качестве горизонта стратиграфического, а не фациального характера.

Фауна сумгаитской свиты представлена в достаточной степени бедно. Помимо фораминифер (*Frondicularia*, *Nodosaria*, *Cristellaria* [2] и редких *Globigerina* [3], здесь встречены в одном месте крупные зубы акул *(574*, стр. 6*)*.

В ряде случаев [4] можно наблюдать непосредственное налегание на ильхидаг красных глин верхнего сумгаита, или, иначе говоря, констатировать здесь отсутствие нижнего горизонта сумгаитской свиты. Достаточно значительное число таких контактов, где выпадают из нормального разреза нижнесумгаитские пласты, не позволяет сопоставлять эти соотношения с явлениями случайного значения, например с усложнениями тектонического порядка, тем более что иногда удается исключить вероятность подобных деформаций. Тем самым имеются косвенные основания, чтобы

[1] Северная часть планшета II—3 (Боян-ата) геологической карты Кабристана.
[2] Первые три формы из песчаников нижнего сумгаита *(277*, стр. 370*)*.
[3] Из песчаника верхнего сумгаита *(194*, стр. 8*)*.
[4] Известных В. В. Веберу как по его работам в районе р. Дженги-чай, так и по данным Н. С. Шатского (устное сообщение), изучавшего следующий к западу планшет Кайблар (II—2) геологической карты Кабристана.

подозревать для первой половины сумгаитского века возможность неодновременного начала отложения осадков, или, другими словами, предполагать для данного отрезка времени существование хотя бы местных перерывов в осадкообразовании, иногда отвечающих даже полностью периоду отложения всей толщи нижнего сумгаита. Прямых доказательств наличия такого перерыва, равно как и признаков размыва или углового несогласия между ильхидагом и сумгаитом пока не известно, если не придавать решающего значения тому постепенному срезанию сумгаитскими слоями все более и более древних пород верхов ильхидага, которое иногда наблюдается (в плане) вдоль крыльев складок в условиях, не всегда исключающих влияние тектонических усложнений. Наоборот, когда сумгаитская свита выражена, начиная от своих самых нижних горизонтов, приходится согласиться с М. Ф. Мирчинком, что ее переход в нижеследующую ильхидагскую толщу, очевидно, постепенный, без углового несогласия *(574*, стр. 6*)*.

В соответствии с изложенным мощность нижнего сумгаита подвергается значительным колебаниям, в пределах от нуля до 50—80 *м*. Нормальная мощность кабристанского верхнего сумгаита более значительна, порядка 110—120 *м* для восточной оконечности Дибрара (*574*, стр. 6) и 130—140 *м* для Дженгичайского района (*191*, стр. 6); в спокойно построенных мульдах эта мощность здесь иногда увеличивается до 150—200 *м*.

За исключением указаний на редкие и обычно вторичного характера признаки нефтеносности *(191*, стр. 9; *194*, стр. 1; *853*, стр. 5*)*, других данных о полезных ископаемых, связанных с сумгаитскими слоями, не сообщается.

К о у н с к а я с в и т а (K п). Под названием коунской свиты И. М. Губкиным была объединена в северо-западной части Апшеронского полуострова серия отложений, представленных там (*277*, стр. 368) следующими характерными и постоянными для нее тремя горизонтами.

$Kп_1$ Светлосерыми или же белыми мергелями и мергельными глинами.
$Kп_2$ «Шоколадно-коричневыми листоватыми рыбными глинами, содержащими прослои битуминозных горючих сланцев...»
$Kп_3$ «Зелеными сланцевыми глинами».

Толща в общем того же состава и во всех случаях с теми подразделениями на три основных горизонта развита далее на северо-запад и запад отсюда, занимая значительную площадь в пределах восточных и южных предгорий Дибрарского кряжа и прослеживаясь в западном направлении через территорию Кабристанских пастбищ до Шемахинского района включительно.

Наиболее выдержанным по литологическим признакам будет нижний или, как его иногда именуют, «мергельный» горизонт коунской свиты, который по своему светлому, почти белому цвету осыпей легко отличается в поле от смежных с ним красных глин верхнего сумгаита и бурых глин среднего коуна. Контакты его с теми и другими, повидимому, согласные. Грубо всю нижнекоунскую толщу для указанной площади можно охарактеризовать так:

$Kп_1$ Чередование светлозеленых плотных оскольчатых мергелистых глин со светлозелеными и светлосерыми остроугольно-оскольчатыми мергелями, отдельными прослоями, весьма крепкими и с занозистым изломом, реже плитчатыми или даже тонкоплитчатыми. Подобного состава толще подчинены прослои крепких светлосерых или зеленоватых кривослоистых, реже плитняковых, иногда грубозернистых известковистых песчаников или, вернее, песчанистых известняков, с поверхности черно-

бурых и с флишевой скульптурой. Местами, например в северо-восточном Кабристане, можно встретить также прослои белых туфогенных, часто с блестками биотита песчаников или даже (на восточной оконечности Дибрара, *574*, стр. 5) белых вулканических пеплов. Не менее характерными как для кабристанского, так и для апшеронского нижнего коуна будут прослои светлозеленых или светлозеленовато-бурых жирных, с водой омыляемых глин («гиль-аби»[1]) мощностью до 1 *м*.

Фауна нижнего коуна богата фораминиферами, среди которых главным образом обнаружены *Globigerina* и *Orbulina (276*, стр. 311*)*, а также *Sphaeroidina*, *Discocyclina (185*, стр. 110*)* и *Nullipora (194*, стр. 8*)*. Некоторыми авторами отмечаются еще *Radiolaria* (*276*, стр. 311; *185*, стр. 110). Д. В. Голубятников, повидимому, к этим же слоям приурочивает свои находки зубов *Lamna (264*, стр. 81*)* наряду с «плоскими» *Spirialis* cf. *andrussovi* Kittl. и челюстью млекопитающего *(250*, стр. 308*)*.

Мощность нижнего коуна является в достаточной степени постоянной, около 100 *м* для Западного Апшерона *(247*, стр. 194*)*, редко превышая эту цифру в районе восточной оконечности Дибрара (*574*, стр. 5) и местами увеличиваясь до 150—200 *м* в Северо-Восточном Кабристане [2].

В отличие от нижнего коуна, вышележащие отложения среднего горизонта (отдела) этой свиты испытывают в пределах Апшероно-Кабристанского района заметные фациальные изменения. И. М. Губкин (*277*) для северо-западной части Апшеронского полуострова характеризует их как свиту шоколадно-коричневых или темнобурых сланцеватых рыбных глин с выцветами желтых сульфатов и с прослоями битуминозных [3] горючих сланцев. Повидимому, аналогичного состава толща описывается М. Ф. Мирчинком (*574*) для восточной оконечности Дибрара, поскольку оба исследователя подчеркивают значительные черты ее сходства с майкопскими, точнее верхнемайкопскими глинами. К югу отсюда, в Северо-Восточном Кабристане, подобные шоколадно-коричневые глины сохраняются скорее в виде отдельных пачек, тем более напоминающих соответствующую фацию верхнего майкопа, что в них местами еще встречаются конкреции кремнистого известняка, остальная же часть среднего коуна здесь выражена чередованием зеленовато-бурых, бурых и коричневато-бурых сланцеватых глин, попрежнему с ярозитом и прослоями черно-бурых пиробитуминозных сланцев. Подобного состава среднекоунская толща связывается постепенными переходами с развитой на юго-запад от нее, в области средней части течения р. Дженги-чай, весьма своеобразной местной фацией тех же отложений, которая представлена:

Kn_2 Зеленовато-серыми и темнозеленовато-серыми, местами черно-бурыми, плотными, большей частью неизвестковистыми оскольчатыми глинами с прослоями серых глинистых доломитов, кривослоистых или плитняковых известковистых песчаников и черных пиробитуминозных глинистых сланцев, слагающих в низах толщи почти сплошные сланцевые пачки мощностью до 3—5 *м*.

Кверху же количество и мощность этих сланцевых пачек постепенно уменьшаются.

Далее в южном направлении среднекоунские слои снова приобретают облик, свойственный соответствующим отложениям Северо-Восточного

[1] Местное название, согласно транскрипции С. А. Ковалевского *(393)*. По А. Е. Ферсману, их надо относить к кеффекелитам *(264*, стр. 81, сноска*)*.

[2] Крайним южным выходом нижнекоунских отложений является район кишлака Клыч в Центральном Кабристане, где они вскрыты приблизительно на 80 *м* (И. И. Муллаев, *612)*.

[3] Вероятно, пиробитуминозных *(В. В. Вебер)*.

Кабристана, иногда отличаясь от них лишь отсутствием тех прослоев пиробитуминозных сланцев, которые были столь характерными для предыдущих фаций.

С фациальными изменениями приходится также связывать отмеченные М. Ф. Мирчинком (*574*, стр. 5) для Восточного Дибрара факты «спорадического развития в верхах среднего отдела коунской свиты мощных пачек (до 250 *м*) песчаных образований, состоящих из желтовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников, перемежающихся с плотными песками». Подобное увеличение песчанистости среднего коуна местами наблюдалось Н. С. Шатским в Центральном Кабристане (*851*, стр. 11).

В составе фауны среднего коуна, помимо различных фораминифер (*Orbulina*, *Globigerina*, *Rotaliidae*, *Textularia*), обращают внимание находки остатков крупных рыб (в том числе зубов акул) и позвонков древних китовых (*Zeuglodon?*).

Мощность среднего коуна колеблется в пределах от 250 до 400 *м* на восточной оконечности Дибрара (*574*, стр. 5), от 150 до 250 *м* в Северо-Восточном Кабристане (*190*, стр. 78; *194*, стр. 6) и сокращается до 100 *м* в районе кишлака Клыч центрального Кабристана (*612*, табл. 4).

В Северо-Восточном Кабристане и в некоторых участках Северо-Западного Апшерона описанная толща преимущественно бурого цвета сменяется выше пачкой (мощностью до 100 *м*) кирпично-красных или красно-бурых глин, иногда чередующихся с зелеными разностями. В разрозненных обнажениях подобные красные глины, нередко содержащие прослои черных марганцовистых песчаников, весьма напоминают соответствующие породы верхнего сумгаита. Путем постепенного замещения красных глин зелеными эта пачка выше по разрезу переходит в сплошную толщу глин зеленых оттенков (зеленых, темнозеленых, зеленовато-серых и т. п.), переслоенную то более частыми, то более редкими пластами серых, обычно кривослоистых, реже плитняковых, крепких известковистых песчаников средней мощности 0,1—0,3 *м*. Эта серия отложений с красноцветной пачкой в ее основании по стратиграфической схеме, выработанной И. М. Губкиным, укладывается в объем верхнего горизонта (отдела) коунской свиты.

К северу отсюда, в Восточном Дибраре, уже вся толща верхнего коуна, по М. Ф. Мирчинку (*574*, стр. 5), состоит из переслаивания зеленых и красно-бурых глин с прослоями кривослоистых песчаников. Наоборот, в Восточном и Центральном Кабристане красные глины полностью замещены зелеными, и тем самым границу между средним и верхним отделами коунской свиты приходится здесь проводить или по изменению бурой окраски глин на зеленую, или, когда и среднекоунские слои, как на р. Дженгичай, выражены глинами зеленоватого цвета, лишь по исчезновению прослоев черных пиробитуминозных сланцев, обычно не известных в верхнем коуне [1]. В обоих случаях эта граница будет в значительной степени условной, и переход между названными горизонтами весьма постепенный. В качестве местных особенностей верхнего коуна р. Дженги-чай можно упомянуть еще о наличии здесь тех же прослоев светлосерых глинистых доломитов, как и в нижележащей толще Kn_2, но обычно меньшей мощности.

[1] Подобные «прослои темнобурого битуминозного рыбного сланца» в верхнем коуне указываются лишь И. М. Губкиным (*278*, стр. 430) и И. И. Муллаевым (*612*, стр. 13; *614*, стр. 24) для района кишлаков Клыч и Чеил (Центральный Кабристан). Быть может, впрочем, объем этого горизонта понимается здесь названными авторами в несколько расширенных пределах.

В отношении фауны верхнего коуна известны лишь единичные указания на находки остракод (?) и фораминифер *(276*, стр. 309*)*. Среди последних в одном случае удалось определить *Globigerina*, *Nodosaria*, *Textularia* и одну форму, отчасти напоминающую *Nummulites* (?), вместе с обломками иглокожих *(194*, стр. 8*)*.

Максимальная мощность верхнего коуна (не менее 500 *м*), наблюдаемая в Восточном Кабристане, постепенно убывает до 250—300 *м*[1] в северном направлении и сокращается метров до 200—250[2] в центральном Кабристане.

По сравнению с сумгаитскими слоями отложения коунской свиты обнаруживают более значительные признаки нефтеносности. С этой точки зрения особого внимания заслуживают те, хотя и маломощные (не более 0,5 *м*), но довольно частые прослои кривослоистых песчаников верхнего коуна, которые во многих структурах Восточного Кабристана *(192*, стр. 29; *190*, стр. 87*)* и местами в Шемахинском районе являются нефтеносными. Наоборот, в среднем горизонте коунской свиты и, в виде исключения (?), в верхнем ее отделе (см. сноску на стр. 223) имеют уже значительное развитие прослои битуминозных или, вернее, пиробитуминозных горючих сланцев, почти сплошные пачки которых иногда достигают мощности в несколько метров. В единичных случаях (*853*, стр. 5) эти сланцы бывают закированными и иногда, повидимому, дают нефть *(278*, стр. 430*)*. Чаще же со среднекоунскими породами связываются нефтепроявления вторичного порядка, типа выделений нефти или газа по трещинам разлома (*190*, стр. 87—88; *853*, стр. 5; *276*, стр. 321). Еще более обильные вторичные выходы нефти располагаются на раздробленных мергелях нижнего коуна; они известны как в северо-западной части Апшеронского полуострова *(276*, стр. 321*)*, так и в Восточном (*192*, стр. 29) и Западном Кабристане *(853*, стр. 5*)*. Так, для нижнего горизонта коунской свиты в качестве мыльных суррогатов или отбелителей нефтяных масел можно упомянуть еще о «гиль-аби» [3], выходы которых известны в целом ряде пунктов Апшеронского полуострова и Кабристана *(194*, *264*, *393*, *574)*.

Майкопская свита — Mkp. Условия контакта между описанными верхнекоунскими слоями и вышележащей серией пластов, объединяемой под общим названием майкопской свиты, бывают различны. Именно применительно ко всей Апшероно-Кабристанской области в одних более типичных случаях здесь наблюдается переход верхнего коуна в толщу нижнего майкопа.

Mkp$_1$ Чередование зеленовато-серых, зеленовато-бурых и коричнево-бурых, обычно с выцветами желтых сульфатов, невскипающих с HCl, сланцеватых, изредка песчанистых глин с прослоями охристо-желтого мергеля, мощностью до 0,5 *м*, иногда в виде крупных линз и почти всегда с прослойками темнобурых пиробитуминозных глинистых сланцев. В Центральном Кабристане в составе этой толщи приобретают заметное значение прослои мелкозернистых и разнозернистых, частью кривослоистых песчаников мощностью не более 0,5 *м*. В северном направлении подобные песчаники местами выпадают из разреза, иногда замещаясь крепкими ржаво-бурыми железистыми разностями. Мощность непостоянная, нигде впрочем не превышает 350 *м*.

---

[1] Средняя цифра мощности для Восточного Дибрара *(574*, стр. 5), в отдельных случаях и здесь она возрастает до 450—500 *м*.

[2] Средние цифры по данным И. И. Муллаева *(612*, *614)*, Н. С. Шатского и В. В. Меннера *(857)*.

[3] Подробная сводка об условиях залегания, свойствах и возможностях использования в технике апшеронских «гиль-аби» дана С. А. Ковалевским *(393)*.

Этой толще, которой И. М. Губкин весьма удачно предложил в поле термин «переходных слоев», в настоящее время принято, согласно Н. С. Шатскому и В. В. Меннеру *(857)*, приписывать значение нижнего отдела майкопской свиты, тем самым подразумевая его синхроничность с одноименными отложениями Северо-Восточного Кавказа. Остальная часть майкопской свиты или, иначе говоря, верхний ее отдел выражен в пределах рассматриваемой области в виде двух фаций: северной, или почти исключительно глинистой, и юго-западной — песчано-глинистой. Первая из них, как это было установлено в общих чертах Н. С. Шатским *(854)*, захватывает весь Апшеронский полуостров и затем распространяется отсюда как на юго-запад вдоль побережья Каспия, так и в еще большей степени в западо-северо-западном направлении, слагая здесь восточные предгорья Дибрара и весь Северный Кабристан до высот непосредственно к северу от Шемахи включительно. В этом направлении южную границу развития данной фации можно приблизительно наметить на карте, если соединить прямой линией Баку с Шемахой.

В пределах указанного контура слои нижнего майкопа во всех нормальных разрезах кроются тремя вполне определенными и постоянными верхнемайкопскими горизонтами следующего состава:

Mkp^1_2 a. Шоколадно-бурые и шоколадно-коричневые невскипающие огипсованные сланцеватые, частью плитчатые глины с выцветами ярозита. В Северном Кабристане и в Восточном Дибраре они переслаиваются с прослоями темнобурых пиробитуминозных сланцев и реже с тонкими (2—5 *см*) пропластками песчаника. В низах кое-где обращают на себя внимание прослойки крепких кремнистых сланцев и единичные находки тонких линз белого вулканического пепла. Особо характерным признаком этого горизонта служат крупные включения своеобразных шаровидных или эллипсоидальных конкреций доломита, иногда разбитых полиэдрической отдельностью и окаймленных с поверхности выветрелой коркой из алуминита; в низах горизонта они местами приобретают вид крупных линз. Мощность в среднем . . . . . около 275 *м*

Mkp^2_2 b. Темно- и черно-бурые сланцеватые невскипающие глины, чередующиеся с железистыми сланцами и всегда содержащие линзовидные прослои сидерита или железистого песчаника. Мощность в среднем около 50 »

c. Снова шоколадно-бурые сланцеватые глины с ярозитом. Мощность непостоянная . . . . . 20—95 »

Данная схема подразделения майкопских слоев имеет столь много общего с соответствующим разрезом восточной части Черных гор, изученным Н. С. Шатским (*850*), что не возникает никаких сомнений в идентичности нашей толщи «a» с «горизонтом рики (Mkp^1_2)» и наших свит «b»+«c» с «зурамакентским горизонтом (Mkp^2_2)» названного исследователя.

В отличие от приведенной сейчас непрерывной последовательности $Kn_3 \rightarrow Mkp_1 \rightarrow Mkp_2$, известен целый ряд случаев, где на верхний коун ложатся прямо слои горизонта рики. Подобное колебание мощности Mkp_1 от нуля до 300—350 *м* наблюдается не только на крыльях антиклинальных складок, где можно еще иногда допускать наличие тектонических усложнений, но и на нормально построенных периклинальных окончаниях мульд. Указанные соотношения заставляют предполагать для начала майкопского времени неоднородные условия накопления осадков и тем самым допускать вероятность местных перерывов в отложении на границе между майкопской и коунской свитами. Более отчетливо это несогласие выражено в Северо-Западном Кабристане[1] и в смежном с ним Шемахинском районе, где часто можно видеть, как верхнемайкопские пласты транс-

[1] Данные З. А. Мишуниной (устное сообщение).

трессивно (?) перекрывают нижележащие отложения включительно до ильхидагских и даже до слоев свиты Кемчи.

Общим признаком всего описанного разреза верхнемайкопской толщи служит весьма незначительное содержание песчаных прослоев, которые в лучшем случае представлены здесь крепкими железистыми разностями и реже встречаются в виде тонких пропластков нормального песчаника. Наоборот, к юго-западу от намеченного выше контура распространения подобной глинистой фации верхнего майкопа в составе последнего все большее и большее значение приобретают отдельные прослои рыхлого песчаника, местами даже преобладающие над глинами.

В наиболее типичном виде эта песчано-глинистая фация выражена в центральном Кабристане, в окрестностях горы Чеил-даг *(614, 665, 854, 857)*, где она была разделена Н. С. Шатским *(854*, стр. 163*)* на следующие горизонты:

Mkp^1_2 1. «Тонкослоистые глины «майкопского» облика [1] с незначительными прослоями битуминозных [2] сланцев, внизу с частыми крупными конкрециями сидерита и мергеля» . . . . . не менее 150—200 *м*

2. Те же глины с прослоями песчаника мощностью до 15 *м* . . . . свыше 50 »

Mkp^2_2 1. Песчаники и плотные пески с прослоями зеленовато-серой, обычно песчаной, глины. Содержат частые прослои красно-бурых и черных железистых мергелей и сидеритов . . . . . около 150 »

2. Глины преимущественно «майкопского» облика с частыми, но тончайшими пропластками песка и с несколькими более мощными (1—1,5 *м*) прослоями песчаника . . . . . около 250 »

Первые два горизонта чеилдагского разреза сопоставляются с горизонтом рики, а остальные — с зурамакентским горизонтом верхнего майкопа. Общая мощность[3] приведенного разреза составляет здесь около 800—850 *м*.

Майкопские отложения в отличие от слоев предыдущих свит характеризуются чрезвычайно богатой фауной рыб. Среди последних для нижнего майкопа, кроме чешуй *Clupea*, характерны *Lepidopus leptospondilus* Heck. и другие типично олигоценовые формы, встречающиеся во всей свите в Кабристане, где к ним присоединяются в верхних частях еще *Aeoliscus heinrichi* Heck. — форма, характеризующая средний олигоцен Западной Европы *(857*, стр. 55*)*. Для верхнего же майкопа указываются *Aeoliscus (Amphisyle) apsheronicus* Led n., *Lepidopus abichi* Sauv., *Priacanthus longispinus* Led n., *Merluccius*, *Syngnatus*, *Proantigonia*, *Rhombus*, *Sparnodus*, *Holocanthus*, наряду с весьма крупными представителями из семейства *Scombridae*, остатками скелета *Cybium* sp. и зубами *Lamna (190, 264, 857)*. Помимо рыб, в верхнем майкопе часто можно встретить скопления остатков китообразных из группы древних китовых (*Archaeoceti*), иногда в виде довольно полных скелетов *(200, 574)*. Кроме того, на протяжении всего верхнемайкопского разреза в изобилии попадаются обломки окремнелых стволов деревьев (*Cedroxylon*, по Д. В. Голубятникову) и иногда отпечатки *Zostera*.

Основным или, точнее, единственным полезным ископаемым майкопской свиты является нефть, залежи которой в подавляющем большинстве случаев связываются с породами песчано-глинистой фации верхнего

[1] В оригинале говорится о «лиловато- или синевато-серых типично майкопских глинах», т. е., очевидно, о тех глинах, которые мы выше называли «шоколадно-бурыми или шоколадно-коричневыми».

[2] Пиробитуминозных?

[3] Из которых на долю трех верхних горизонтов приходится 650 *м*; близкая цифра (595—600 *м*) приводится для них И. И. Муллаевым *(214*, стр. 21*)*.

отдела этой толщи, тогда как нижний майкоп и северная (или глинистая) фация верхнего отдела данной свиты характеризуются широким развитием прослоев пиробитуминозных сланцев, имеющих скорее лишь теоретическое значение. Наоборот, там, где в верхнемайкопских слоях начинают проявляться песчаные прослои, эта толща приобретает характер нефтеносной свиты, в которой нефтесодержащими будут упомянутые пески. Мощность таких нефтяных пластов, иногда хорошо пропитанных нефтью и закированных на выходах, местами достигает 10 *м*. Подобная нефтеносная серия верхнего майкопа прослеживается [1] широкой полосой в западно-северо-западном направлении от центрального Кабристана (Боян-ата, Чеил-даг, Загяр-даг и др.) через междуречье рр. Джейран-Кечмас и Пирсагат до предгорий к югу от Шемахи.

Для определения стратиграфического значения отдельных свит описанного комплекса приходится за отсутствием надежных палеонтологических доказательств исходить, главным образом, из соображений косвенного порядка. В данном случае более или менее точно устанавливается по составу ихтиофауны лишь возраст (олигоценовый) нижнего майкопа (*857*, стр. 55). Условно, как это предлагают Н. С. Шатский и В. В. Меннер (*857*, стр. 59) и с большей уверенностью Д. В. Голубятников (*264*, стр. 184), подобное толкование возраста можно распространить на всю майкопскую свиту, если еще принять во внимание, что в объем установленной в Западном Кабристане майкопской трансгрессии (?) не трудно тогда будет вложить значение олигоценовой трансгрессии, известной в западной части Закавказья. Стратиграфическое положение коунских и сумгаитских слоев определяется их залеганием между нижнемайкопскими (олигоценовыми) и теми ильхидагскими пластами, в которых можно уже видеть эквиваленты верхов верхнего мела. Отсюда наиболее логичным следствием будет взгляд на коунскую и сумгаитскую свиты как на толщу пород, замещающую в Кабристане и на Апшероне отложения эоцена и палеоцена. Подтверждением этому служит вероятная синхроничность названных слоев с фораминиферовыми пластами Дагестана, эоценовый возраст хотя бы части которых (пачки с *Lyrolepis caucasica*=Kn_2?) не вызывает сомнений.

Правда, В. Д. Голубятниковым [2] были обнаружены в самых нижних горизонтах фораминиферовых слоев (=Sum?) Южного Дагестана элементы датской фауны. Поэтому не исключена возможность, что хотя бы частично наши сумгаитские слои отвечают уже верхам датского яруса.

Палеоген Восточной Грузии [3]

В Восточной Грузии в основном можно выделить две полосы развития палеогеновых отложений: северную, принадлежащую системе Большого Кавказа, и южную, входящую уже в состав Малого Кавказа. Эти полосы разделены депрессией, выполненной более молодыми осадками, преимущественно морскими сарматскими и континентальными плиоценовыми. Северная полоса расположена к северу, а южная к югу от линии, соединяющей города Гори и Сигнах. Каждая полоса характеризуется своими особыми фациями и претерпела в конце неогена и в начале четвертичного периода неодинаковые тектонические пертурбации. В северной полосе,

[1] По данным Н. С. Шатского, И. И. Муллаева, С. Е. Пахомова, М. И. Цибика, С. Ф. Федорова, Н. Г. Акатова, А. И. Арутюнова и В. В. Вебера.

[2] Устное сообщение.

[3] За исключением Триалетского хребта.

в свою очередь, можно различить несколько подзон, фациально различных и связанных с отдельными крупными тектоническими единицами регионального значения.

История изучения палеогена Восточной Грузии также различна для северной и южной частей. Вообще в истории изучения нижнетретичных отложений, составляющих предмет настоящего очерка, можно различить три основных этапа. Первый из них связан с именами первых исследователей Кавказа вообще и Закавказья в частности: акад. Г. Абиха (1851—1874), Э. Фавра (1875), Л. Бацевича (1878), А. Сорокина (1878—1880), Ф. Гаврилова и С. Симоновича (1895), Э. Фурнье (1896).

Второй этап исторически связан с первыми работами геологов Геологического комитета и геологическими исследованиями, предпринятыми в связи с проектами Перевальной железной дороги на траверсах Тбилиси и Гори. Здесь необходимо отметить исследования А. Н. Рябинина, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, И. М. Карка и др.

Наконец, новейший этап связан с широкими и все больше развертывающимися работами по изучению всей нефтеносной области Восточной Грузии; но началом этого этапа надо считать работы В. П. Ренгартена по пересечению Кавказского хребта между Владикавказом и Тбилиси, предпринятые в связи с рядом других аналогичных пересечений для составления геологической карты Кавказа в масштабе 1 : 200 000.

С 1928 г. начались работы нефтяной секции Геологического комитета, впоследствии выросшей в Нефтяной геолого-разведочный институт, а с 1932 г. и работы треста Грознефть. Работам этих учреждений в основном мы обязаны новейшими данными по стратиграфии палеогена Восточной Грузии. Однако предстоит сделать еще больше, чем сделано до сих пор, и прежде всего в отношении определения возраста отдельных горизонтов палеогена и сопоставления часто разрозненных разрезов по отдельным районам и зонам.

Рассмотрение материалов мы начнем с северной полосы развития палеогена, т. е. с полосы, связанной с зоной южного склона Главного Кавказского хребта. Здесь, в свою очередь, как упоминалось выше, можно выделить две подзоны: более (или самую) северную, связанную с северными аллохтонными комплексами (главным образом, с чиатурским аллохтоном), и более южную, приуроченную к южным аллохтонным сериям (главным образом, к Кахетинской зоне и к параутохтону; последний в понимании В. П. Ренгартена).

I. Чиаурские фации палеогена

Чиаурский или флишевый комплекс отложений протягивается примерно от Джавы (р. Большая Лиахва) через Юго-Осетию, пересекая р. Ксан выше сел. Коринта; затем эта зона, постепенно расширяясь, проходит примерно между селениями Пасанаури и Ананури в бассейне р. Арагви, слагает район к северу от сел. Тетра-хеви (Тионетского района) и выходит к низовьям р. Ильто, скрываясь к востоку от сел. Ахметы под четвертичными отложениями Алазанской депрессии. Вообще в этой зоне палеогеновые отложения по сравнению с меловыми играют подчиненную роль и обычно выполняют синклинали (рр. Ксан, Алевис-хеви) или тектонические «останцы» их в виде чешуй вдоль южной границы Чиаурской зоны, т. е. вдоль Ильдоканского разрыва, по которому эта зона надвинута на Кахетинскую. В Тионетском районе, в северной части Кахетинского хребта, палеоген в чиаурских фациях принимает кроме того участие

в сложении тектонических покровов (Алисисгорского, Лелованского, Бакапского).

Флишевые фации палеогеновых образований Чиаурской зоны изучались, главным образом, В. П. Ренгартеном *(698, 699)* и Н. Б. Вассоевичем *(161, 167, 168, 170, 172, 173, 185, 230, 630, 631, 690)*.

Бассейн р. Ксан (Юго-Осетия)

На западе лучше всего изучен пока разрез палеогеновых отложений в чиаурских фациях на р. Ксане *(630)*. Здесь над квитерскими слоями, содержащими в низах маастрихтские *Orbitella* и *Lepidorbitoides*, согласно залегают надорбитоидные или шахветильские слои, возраст которых пока точно не определен. Возможно, что низы шахветильской свиты относятся еще к датскому ярусу и только верхние горизонты ее относятся к палеоцену. Проблема эта не разрешена до сих пор и для аналогов этой свиты в северо-западной части Кавказа (свита Горячего Ключа) и на юго-восточном окончании Главного хребта (сумгаитская свита, *170, 185)*. Во всяком случае мы включаем шахветильские слои в настоящий очерк стратиграфии палеогена [1].

Шахветильская свита. В своем типичном виде эта свита представлена неизвестковистыми глинистыми сланцами с частыми тонкими пропластками мелкозернистого песчаника. Глинистые сланцы обычно мелкооскольчатые и окрашены в пепельно-серый (до черного) и темно-оливковый цвет; реже наблюдаются красноватые тона. Песчаники в свежем изломе имеют серую и светлосерую окраску и стеклянный блеск; однако при выветривании песчаники с поверхности сильно темнеют и становятся бурыми или черными. Для песчаников характерна кривослоистая текстура (складочки подводного оползания) и резко выраженная флишевая скульптура нижней поверхности пластов (иероглифы). Органическими остатками шахветильская свита очень бедна. В шлифах были определены редкие *Foraminifera*, *Nullipora*, *Bryozoa* и обломки ближе неопределимых раковин *Mollusca*. Мощность шахветильских слоев не менее 70 *м*.

Квакеврис-хеви (или сокращенно Квакеври). Будучи связана постепенным переходом с нижележащими слоями, свита Квакеври по целому ряду признаков легко отличается от смежных образований и, прежде всего, по своей окраске (светлые, зеленые тона) и наличию карбонатных пород (мергелей и известняков). Весьма характерно для свиты Квакеври также обилие органических остатков — крупных фораминифер *(Nummulites, Orthophragmina)* и мелких *(Globigerina, Orbulina, Globorotalia* и пр.*)*, спикул губок, обычно кремневых и др. Наконец, в свите Квакеври встречаются прослойки пирокластического материала. В состав свиты входят глинистые и мергельные сланцы с *Chondrites*, аргиллиты, известняки, спонголиты и сильно известковистые песчаники, изредка переходящие в микроконгломераты с *Nummulites* и *Orthophragmina (Discocyclina)*. Наблюдается частое и тонкое чередование различных пород, так что толщина отдельных пластов обычно измеряется сантиметрами. Мощность свиты около 150—200 *м*.

Ильдоканская свита. Ильдоканская свита также весьма характерна и легко отличается от более древних слоев, т. е. от свиты Квакеври, граница с которой обычно проводится легко и точно. Наоборот,

[1] Вопрос о границе меловых и третичных отложений рассматривается выше в общих обзорах меловой и третичной систем *(Ред.)*.

верхняя граница ильдоканской свиты пока еще с точностью не установлена, тем более, что эта свита является, повидимому, наиболее молодой в разрезе Чиаурской зоны по р. Ксану. Самые отличительные признаки ильдоканской свиты — темнокоричневато-серая окраска мергелисто-глинистых сланцев и содержание в них органического вещества («углистые сланцы»). В основном свита сложена упомянутыми мергелистыми сланцами, среди которых наблюдаются постоянно прослои известковистых песчаников и гораздо реже пласты доломитового известняка, обычно около 0,2—0,3 *м* мощностью. Изредка встречаются связанные с песчаниками тонкие прослои глинистых микроконгломератов с *Nummulites*, *Orthophragmina* и мелкими *Foraminifera*. Для песчаников характерно содержание пирита и глауконита. Мощность ильдоканской свиты не менее 450 *м*.

В отличие от синхроничных отложений более восточных районов все описанные палеогеновые отложения отличаются большей степенью дислокационного метаморфизма. В результате последнего, между прочим, битуминозные сланцы в ильдоканской свите превращены почти целиком в углистые.

Бассейн р. Арагвы

В последних работах В. П. Ренгартена, освещающих геологию Душетско-Ананурского района *(698, 699)*, надорбитоидные слои, выделенные здесь в 1932 г., условно относятся еще к меловым отложениям («датский ярус»?). Судя по приводимой характеристике этих слоев, их стратиграфический объем больше объема шахветильских слоев Кахетии и Юго-Осетии; возможно также, что в описание надорбитоидных слоев района Военно-Грузинской дороги ошибочно включено описание отложений и совершенно другого возраста. Во всяком случае некоторые из указываемых В. П. Ренгартеном признаков надорбитоидных слоев не наблюдаются в шахветильских слоях Кахетии, Тионетского района и Юго-Осетии.

К несомненным нижнетретичным отложениям в бассейне р. Арагвы относятся, по В. П. Ренгартену, вышележащие «переходные» слои Квакеврис-хеви: «мергели различной твердости и окраски (полосчатые). Есть песчанистые прослои. Наблюдаемая мощность небольшая, 20—25 *м*. Отнесение свиты Квакеврис-хеви к эоцену основано на нахождении в ней мелких нуммулитов и дискоциклин» *(699*, стр. 29*)*. Свита условно относится к нижнему эоцену.

«В нормальной последовательности пород, в Хевкрильской зоне вслед за зеленой свитой Квакеврис-хеви наблюдается очень мощная свита темных сланцеватых мергелей, получившая в Кахетии название ильдоканской свиты (Н. Б. Вассоевич). Основная порода обычно является слабобитуминозной. Реже встречаются прослои, настолько насыщенные битумами, что при прокаливании они издают резкий запах горящей резины. Все же настоящих горючих сланцев мне встретить не удалось. Наблюдаются все переходы от мергелей к сланцеватым глинам, невскипающим с кислотой. Излом породы большей частью плоскораковистый. Обычно мергели являются несколько песчанистыми и, повидимому, заключают распыленный пирит. На выходах при выветривании появляются выцветы солей (гипса, ярозита) и налеты окислов железа. В некоторых горизонтах встречаются мелкие чешуйки рыб».

«Более или менее равномерно в свите темных мергелей распределены тонкие прослои мелкозернистых известковистых песчаников, часто кривослоистых. Реже наблюдаются более рыхлые песчаники до 1 *м* мощностью, переходящие в микроконгломераты и даже в мелкогалечные конгломераты».

«В микроконгломератах ильдоканской свиты я установил присутствие *Operculina*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Asterodiscus*, *Rotaliidae*, *Globigerina*, обломков *Echinodermata*, *Bryozoa* и *Lithothamnium*. Видовых определений пока не удалось сделать, но, повидимому, мы имеем здесь комплекс фораминиферовой фауны, характерной для лютетского яруса (средний эоцен). Мощность ильдоканской свиты в великолепных разрезах по р. Сапершетис-хеви исчисляется в 1000 *м*» (В. П. Ренгартен, *699*, стр. 30*)*.

Более молодые слои в северных аллохтонах бассейна р. Арагвы пока неизвестны.

Кроме указанных работ В. П. Ренгартена, о флишевом палеогене в бассейне р. Арагвы сообщается также в работах Н. Б. Вассоевича (*173*, 230).

Тионетский район и Кахетинский хребет

Палеогеновые образования северных зон (чиаурского аллохтона и отдельных тектонических покровов) впервые были подразделены и детально охарактеризованы именно здесь *(161*, *167*, *172*, *185*, *230*, *690)*, затем в бассейне р. Ксана и впоследствии в районе Военно-Грузинской дороги. По своему литологическому составу свиты шахветильская, Квакеври и ильдоканская близки к таковым же в бассейне р. Ксан (уже описанным выше). Только в Горной Кахетии породы палеогена претерпели меньший дислокационный метаморфизм. Поэтому во избежание повторения мы опускаем здесь описание перечисленных выше свит [1] и остановимся только на характеристике надъильдоканских слоев, встреченных в виде тектонических чешуй в ряде мест вдоль ильдоканского разрыва. Они представлены чередованием серых и зеленоватых глин, то более чистых (неизвестковистых), то песчанистых (обычно вскипающих с кислотой), и песчаников. Последние мелко- или средне- и крупнозернисты, содержат глауконит, изредка *Foraminifera (*в том числе и *Nummulites)*. По текстуре песчаники резко кривослоисты. Видимая мощность надъильдоканских слоев — несколько десятков метров.

В отношении возраста описанных выше свит мнения расходятся. Объясняется это отсутствием соответствующих палеонтологических данных и плохой изученностью уже найденных ископаемых. В. П. Ренгартен относит условно надорбитоидные слои к датскому ярусу, свиту Квакеврисхеви — также условно к нижнему эоцену, а ильдоканские слои — к среднему эоцену (Lutétien). Н. Б. Вассоевич высказывается за лютетский возраст свиты Квакеври и верхнеэоценовый — ильдоканских слоев. Последнее делается на основании сопоставления нижних горизонтов ильдоканской свиты с кумским горизонтом (слои с *Lyrolepis caucasica* Roman.) и сопоставления свиты Квакеври с зелеными мергелями и известняками Западной Грузии (Lutétien, по Б. Ф. Мефферту) и нижним коуном Азербайджана (см. *170*, *172*, *180*, *699*).

II. Кахетинские фации палеогена

К югу от полосы меловых и палеогеновых образований Чиаурской зоны, отделяясь Ильдоканским разрывом, протягивается полоса уже других (кахетинских) фаций тех же отложений. Эта полоса также сильно сужена на западе (в бассейне р. Большой Лиахвы), где она местами сходит почти на-нет и постепенно расширяется на востоке, достигая наибольшей ширины в Тионетском районе и в Кахетинском хребте. Южной гра-

[1] Мощность шахветильских слоев в Кахетии доходит до 350 *м*, слоев Квакеври — до 200 *м* (в некоторых подзонах меньше), ильдоканских — до 300 *м*.

ницей кахетинских фаций является Орхевский разрыв, по которому палеогеновые и меловые отложения южных аллохтонных подзон надвинуты на сарматские и мио-плиоценовые образования (молассовая зона Эрцо). Кахетинские фации палеогена представляют наибольшие трудности для изучения из-за весьма сложной тектоники и исключительной пестроты фаций. Описываемые ниже разрезы еще не могут быть подкреплены точными и правильными палеонтологическими определениями, а иногда даже и сопоставлены между собой. Просматривая все имеющиеся данные по палеогену с запада на восток, нетрудно убедиться, что район Юго-Осетии (входящий в состав Восточной Грузии) еще очень мало освещен исследованиями (отрывочные сведения по Джавскому району и р. Ксан). Для бассейна р. Арагвы (работы В. П. Ренгартена), Тионетского района (Н. Б. Вассоевича) и Кахетии (Н. Б. Вассоевича, И. Э. Карстенса) имеется гораздо больше сведений, но все же далеко не достаточное количество даже для получения ясной стратиграфической картины.

Бассейн р. Арагвы

Описание палеогеновых отложений этого района дается нами по работе В. П. Ренгартена (*699*, 1932), в которой дополнены и несколько изменены предварительные данные, содержащиеся в более раннем отчете того же автора (*698*, 1924).

Нижний эоцен, горизонт брекчий. В южных тектонических зонах средний эоцен подстилается горизонтом брекчий, главным образом известняковых. Размеры отдельных включений весьма сильно варьируют— от совсем мелких до громадных скал. Среди известняков преобладают титонские, обычно с богатой фауной. Кроме верхнеюрских известняков, «в состав брекчий входят в небольшом количестве и обломки других осадочных пород, но чаще всего куски порфиритов и их туфов». «В самой южной из аллохтонных полос брекчий порфириты совершенно вытесняют известняковые брекчии» (*699*, стр. 29). Эти порфириты тождественны с широко распространенными юрскими порфиритами Закавказья. Встречаются и кайнотипные андезиты.

«Для выяснения возраста брекчий особенно важно то, что в слоях надорбитоидной свиты по р. Большой Джахе, у сел. Кадоэти, были обнаружены прослои вулканического туфа. Горизонт Квакеврис-хеви здесь отсутствует, и выше залегают типичные порфиритовые брекчии и конгломераты. Это единственный случай для Хевкрильской тектонической зоны. Южнее в Кахетинской зоне размывание меловых отложений до отложения брекчий было очень значительным, и последние налегают на различные горизонты верхнего мела и даже на нижнемеловой флиш. Таким образом горизонт брекчий моложе самых юных меловых слоев надорбитоидной свиты» (*699*, стр. 30)[1].

«На границе мела и палеогена, — пишет в другом месте В. П. Ренгартен, — по южной окраине бассейна происходят орогенические движения (ларамийская фаза). Мощные известняковые и порфиритовые брекчии трансгрессивно перекрывают различные горизонты меловых отложений».

[1] В 1932 г. район сел. Кадоэти был посещен Н. Б. Вассоевичем, пришедшим к выводу, что приведенные В. П. Ренгартеном данные для этого района могут быть истолкованы несколько иначе. В частности, контакт между брекчиями и другими слоями должен трактоваться как ненормальный тектонический. Шахветильские (надорбитоидные) слои здесь отсутствуют и, наоборот, развиты породы свиты Квакеврис-хеви и т. д.

Средний эоцен. В Жинванской тектонической зоне к среднему эоцену В. П. Ренгартен относит аналоги ильдоканской свиты (последняя, по Н. Б. Вассоевичу, в основном верхнеэоценовая). Эта мощная мергельно-сланцевая толща подразделяется на две свиты:

1. Нижняя свита Брачули богата прослоями микроконгломератов с *Nummulites atacicus* Leym. var. *aragvaensis* Renng. et var. *georgiensis* Renng., *N.* cf. *laevigatus* Brug., *Assilina* aff. *formai* Prev.[1], *Discocyclina* sp. обломками *Echinodermata* и *Bryozoa*. В основании обычно залегает конгломерат из хорошо окатанной крупной гальки гранитов, кварцевых порфиритов, порфиритов, трахитов, юрских известняков, кремнистых и мергельных пород мелового флиша и пр. Прослои с *Nummulites* распределены в толще пород . . . . . около 50 *м*
2. Верхняя свита, прослеженная по балкам Саманис-хеви, Пхундави и др., имеет более сланцевый характер. Преобладают темносерые, несколько песчанистые мергели, но есть и глины. Прослои песчаников довольно часты. Много рыбных остатков в виде мелких чешуй. В более песчанистых прослоях встречаются отпечатки разнообразных *Problematica* типа *Helmintoides*. Мощность . . . . . до 450 »

Выше залегают верхнеэоценовые мергели с *Lyrolepis caucasica* Rom. (*699*).

Средний эоцен Жинванской зоны залегает трансгрессивно на более древних слоях вплоть до верхнего мела.

«В самой южной, Аркалинской зоне эоценовые отложения представлены в иной фации. Лишь в двух пунктах можно было видеть налегание эоценовой свиты на верхний мел. В данном случае по балке Саманисхеви свита светлых, зеленоватых мергелей с прослоями более плотных мергелей, литологически неотличимых от пород орбитоидной свиты, переходит без видимого несогласия в толщу серых и желтоватых известняковистых песчаников с фауной среднего эоцена: *Nummulites atacicus* Leym. var. *atacica* Leym. et var. *georgiensis* Renng. *N. globulus* Leym., *Discocyclina archiaci* H. Douv., *Operculina* sp., *Alveolina* sp., *Gigantostrea gigantica* Soland, *Pecten* sp., *Gastropoda* ind. etc. Мощность этих песчаников достигает 40 *м*. Местами в них встречаются линзы грубого конгломерата. Повидимому, среднеэоценовая свита здесь залегает трансгрессивно на размытых верхнемеловых отложениях. В другом случае по р. Ведзат-хеви к светлым верхнемеловым мергелям с прослоями известкового микроконгломерата с характерными маастрихтскими *Orbitella apiculata* Schl. pl. var. и *Lepidorbitoides socialis* Leym. примыкают по тектоническому контакту более высокие слои среднеэоценовой свиты — темные, оливково-серые мергели с тонкими прослоями полимиктового песчаника, содержащего *Nummulites atacicus* Leym. var. *atacica* Leym., *N. murchisoni* Brunn., *N.* cf. *laevigatus* Brug., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp. etc.».

«Итак, среднеэоценовая свита Аркалинской зоны содержит в своем основании горизонт мощных нуммулитовых песчаников (около 40 *м*), а выше выражена песчанистыми полосчатыми мергелями, реже глинами с признаками битуминозности и распыленным пиритом. В этой огромной свите (до 800 *м*), особенно хорошо развитой в верховьях рч. Потэ, довольно часто наблюдаются прослои песчаников, обычно тонкозернистых, кривослоистых, с флишевыми скульптурами на нижних поверхностях слоев; среди последних определены проблематические *Cylindrites zickzak* Heer. Реже встречаются прослои микроконгломератов с *Nummulites atacicus*

[1] Эту форму впервые описал В. П. Ренгартен (*706*), а В. В. Меннер впоследствии переименовал ее в *Nummulites praefabiani* Menner (верхи лютетского яруса или низы оверзского).

L e y m., *N. murchisoni* B r u n n., *Assilina* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Terebratulina* sp., *Pelecypoda* ind. и *Echinoidea* (иглы)».

Кратковременные наблюдения в Ананурском районе Н. Б. Вассоевича (лето 1932) привели его к выводу, что разрез по р. Саманис-хеви может быть истолкован совершенно иначе. По его мнению (*180*, 1934), песчаники с *Nummulites*, *Discocyclina* и *Alveolina* являются наиболее древними членами этого разреза. Над песчаниками согласно залегают зеленые мергели с *Foraminifera*, и последние нормально покрываются пачкой слоистых битуминозных мергелей с *Lyrolepis caucasica* R o m a n. Таким образом Н. Б. Вассоевичем отвергаются верхнемеловой возраст зеленых мергелей и несогласие между ними и песчаниками с *Nummulites* и *Alveolina*.

Верхний эоцен. В Жинванской тектонической зоне В. П. Ренгартен к верхнему эоцену относит пачку, мощностью в 20 *м*, слоистых коричневосерых битуминозных мергелей с распыленным пиритом и углистыми включениями. В мергелях найдена чешуя *Lyrolepis caucasica* R o m a n. В основании пачки мергелей залегает линзами туфогенный песчаник (до 5 *м* мощностью) с обломками трахитов.

В более южной зоне—Аркалинской—к верхнему эоцену условно отнесена свита Кайс-хеви, мощностью до 150 *м*, представленная темными глинами и мергелями с распыленным пиритом, чешуйками рыб и растительными остатками (*Dewalquea* (?) *gelindenensis* S a p.). В глинах наблюдаются пачки песчаников, переходящих иногда в конгломераты. Местами выделяется горизонт туфобрекчий (от 1 до 10 *м* мощности).

Олигоцен. Олигоценовые слои известны пока только в разрезе самой южной — Аркалинской зоны (принадлежность которой к параутохтону, по мнению В. П. Ренгартена, отнюдь не исключена). Они подразделяются на две толщи: нижнюю телатгорскую и верхнюю майкопскую. Первая образована в основном песчаниками и достигает 250—300 *м* мощности. Песчаники часто окрашены железистыми соединениями в желтые и буроватые тона. Встречаются прослои конгломерата и глин. Фауной свита очень бедна (ядра гастропод). Чаще встречается растительный детритус. И. В. Палибиным из свиты Телат-гори были определены отпечатки листьев *Myrica lignitum* U n g., *M. banksiaefolia* U n g. и *Cassia hyperborea* U n g.

Заканчивается разрез олигоцена майкопской свитой глин, мощностью от 150 до 250 *м*, темносерых и коричневато-серых, полосчатых, песчанистых, с обильными выцветами гипса. Глинам подчинены прослойки и конкреции глинистого сидерита и редкие и тонкие прослойки песчаников.

Заслуга расчленения и изучения палеогена южных подзон (аллохтонных и параутохтонных) в бассейне р. Арагвы принадлежит В. П. Ренгартену (*698*, *699*, *706*).

Тионетский район и Кахетинский хребет

Стратиграфия палеогеновых образований в «южных» (кахетинских) фациях еще далеко не разработана с необходимой полнотой. Многие вопросы совсем не выяснены или допускают различные толкования. Объясняется это, с одной стороны, слишком мелким для таких чрезвычайно сложных тектонических поясов, как Кахетинская зона, масштабом произведенных до сих пор геологических съемок (А. Н. Рябининым — в масштабе 1 : 200 000, Н. Б. Вассоевичем и И. Э. Карстенсом — в масштабе 1 : 50 000), а с другой — весьма малой изученностью фораминиферовой фауны, в том числе и таких руководящих для палеогена форм, как *Nummulites* и *Orthophragmina*. До сих пор с достоверностью нельзя выделить

нижнеэоценовые и палеоценовые отложения, к которым в смежном Душетском районе В. П. Ренгартен относит горизонт брекчий. В Кахетинской зоне действительно развиты известняковые брекчии, но они связаны с верхнесенонскими (орбитоидными), а иногда и более древними слоями. С другой стороны, мы имеем в южной части Тионетского района горизонт вулканических брекчий (порфиритовых), связанных с низами свиты Алоти, принадлежащей, вероятно, уже верхам эоцена или низам олигоцена.

Наиболее древние отложения, несомненно относящиеся к палеогену, представлены в Кахетинской зоне зелеными, реже красными мергелями и глинами с прослоями песчаников, известняков и вулканических пеплов, превращенных иногда в кил. В породах много *Foraminifera*, особенно *Globorotalia*. В некоторых пачках встречаются в изобилии *Radiolaria*. Описанные слои являются аналогами нижнефораминиферовых отложений Северного Кавказа и по возрасту относятся к среднему эоцену.

Вышележащие отложения — битуминозные мергели с рыбными остатками и отдельными пластами грубых песчаников с *Nummulites* и *Orthophragmina* — сохранились только местами. Обычно же эти слои (аналоги кумского горизонта) размыты, и на лютетские фораминиферовые отложения налегают глыбовые конгломераты и брекчии очень пестрого состава (чекурантгорский горизонт), с отдельными глыбами до 3 *м* и более в поперечнике. Среди включений встречаются как зеленые лютетские, так и плитчатые битуминозные мергели с рыбными остатками (кумский горизонт нижней части верхнего эоцена). Кроме того, много валунов и глыб порфиритов, альбитофиров, кристаллических туфов пироксенового порфирита, верхнеюрских и неокомских известняков и т. д.

Мощность чекурантгорского горизонта достигает нескольких десятков метров. Возраст его определяется в пределах — верхи эоцена или самые низы олигоцена. Кверху пестрые конгломераты сменяются более однообразными порфиритовыми туфобрекчиями и туфами, достигающими в отдельных разрезах 450 *м* мощности. На них согласно залегает свита Алоти, представленная часто чередующимися глинами, мергелями и грубозернистыми песчаниками. Изредка встречаются прослои конгломератобрекчий и порфиритовых туфобрекчий. Песчаники носят ярко выраженный аркозовый (sensu lato) характер и содержат иногда обломки *Pecten*, *Dentalium*, а также *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. fabiani* Prever (A)[1], *Orthophragmina* sp. и мелкие *Foraminifera*. Общая мощность свиты может быть определена в 450—550 *м*.

Свита Алоти связана постепенным переходом с мощной свитой Кинта, в нижних своих горизонтах также содержащей верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые виды нуммулитов.

Мощная свита Кинта, играющая большую роль в нефтеобразовании, до сих пор стратиграфически не расчленена. В состав этой свиты входят темные глины, различно реагирующие с HCl, и песчаники. Последние то наблюдаются в виде тонких прослойков, то обособляются в мощные пласты. Преобладают мелкозернистые разности, но встречаются и более грубые песчаники, иногда аркозовые. Цвет их большей частью темносерый; из оттенков чаще всего наблюдаются коричневатый и оливковый. Важно отметить, что глины часто пиробитуминозны и содержат мелко рассеянный пирит, обусловливающий образование (в выветрелых частях обнажений) по трещинам в породах бурых железистых пленок. Местами глины свиты Кинта богаты мелкими кристаллами и прожилочками гипса. Из дру-

[1] По определению И. В. Качарава.

гих минералов для нее характерны ярозит и нефть. Мощность свиты весьма значительна (несколько сот метров), но до сих пор точно неизвестна, так как в Горной Кахетии отсутствуют хорошие нормальные разрезы ее, не осложненные вторичной складчатостью и разрывами.

Как уже упоминалось, в песчаниках и мелких глинистых конгломератах свиты Кинта были найдены *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A), *N. bouillei* de la Harpe (A) и *Orthophragmina* sp., указывающие, по мнению И. В. Качарава, на принадлежность слоев или к верхам эоцена, или к олигоцену.

Кроме *Foraminifera*, в свите Кинта встречены растительные и рыбные остатки. Кверху свита Кинта переходит в верхнемайкопские слои, представленные сланцеватыми неизвестковыми глинами с тонкими песчаными прослойками. Из органических остатков здесь встречены рыбные чешуйки, spicula кремневых губок и растительный детритус. Верхний горизонт майкопской свиты относится уже к нижнему миоцену.

Сведения о палеогене Кахетии сообщаются в работах Н. Б. Вассоевича *(172, 230)*, И. Э. Карстенса *(373)* и А. Н. Рябинина *(728)*.

Тифлисско-Навтлугский район

Первые сведения о геологическом строении этого района мы находим (если опустить из рассмотрения беглые замечания Ф. Дюбуа-де-Монпере, относившего в 1839 г. развитые здесь породы к меловой формации) в докладах и работах Г. Абиха. Последний в стратиграфическом разрезе «древнейших третичных образований» района различает дабаханские сланцы, «слои запутанного напластования» и породы горы Давида. Первые два горизонта являются стратиграфическими единицами и в настоящее время. Последующие исследователи мало что добавили к данным Г. Абиха. Так, Е. Фавр (1875) на составленной им геологической карте центральной части Кавказа в окрестностях Тбилиси (к северу от него, вдоль правого берега р. Куры) показывает развитие третичных отложений (палеоген и миоцен) без подразделений. Э. Фурнье (1896) относит все развитые в окрестностях Тбилиси отложения к олигоцену.

Следующим после работ Г. Абиха сдвигом вперед явились исследования А. Н. Рябинина в 1914—1915 гг. *(729)*. Им были, между прочим, обнаружены в Тбилиси *Nummulites incrassatus* de la Harpe, на основании чего возраст вмещающих пород был определен как верхнеэоценовый. До 1930 г. дальнейшее изучение стратиграфии внесло мало нового. В 1930 г. М. В. Качарава дал более детальный разрез тбилисско-навтлугского палеогена, в последующем еще более детализированный и уточненный В. Е. Пахомовым *(631)*. Данные последнего и легли в основу приводимого ниже описания разреза. К сожалению, возможны только весьма условные возрастные определения выделенных В. Е. Пахомовым свит, частично основанные на некоторых сопоставлениях с другими разрезами. Только лишь в самое последнее время изучение крупных корненожек из некоторых свит Тбилисского района, предпринятое И. В. Качарава, подвело более прочную палеонтологическую базу под возрастные определения местных свит.

Граница между меловыми и третичными отложениями проводится В. Е. Пахомовым условно. «Постепенный и согласный переход этих известняков (верхнего мела. — *Ред.*) к серии палеогенового флиша» наблюдался Б. Ф. Меффертом и дальше к западу от Тбилисского района.

Охереб ская свита. Названная так В. Е. Пахомовым (по имени ур. Охереби) наиболее древняя толща палеогена слагает к югу

от сел. Коджори и около сел. Асурети антиклинальные складки. Здесь вскрыто по мощности 600 *м* пород охеребской свиты, представленной чередованием глин и песчаников, с подчиненными прослоями известняков. Глины обычно мягкие, оскольчатые, и цвет их колеблется от зеленовато-серого до светлосерого. Иногда они песчанисты. Песчаники слабо сцементированы и обычно мелкозернисты. Только изредка наблюдаются грубозернистые разности. К нижней поверхности песчаников часто приурочена флишевая скульптура (иероглифы). Отдельные пачки песчаников достигают 10 *м* мощности. Фауной свита бедна, пока известны только находки мелких *Nummulites* и обломки ближе неопределенных *Pelecypoda*.

Охеребская толща, по мнению Н. Б. Вассоевича, является аналогом свиты Горячего Ключа и сумгаита и по возрасту должна быть отнесена к палеоцену.

Дабаханская свита. На охеребской свите согласно, но достаточно резко отделяясь от нее, залегают дабаханские слои, названные так еще Г. Абихом по рч. Дабаханке. Представлены они чередованием пачек мергелей и известняков с песчаниками и аргиллитами. Более мощные песчаники обычно средне- или грубозернисты и содержат примесь туфогенного материала. Повидимому, есть и туффиты. В песчаниках встречаются растительные остатки. Мергели и известняки, играющие преобладающую роль в сложении свиты, окрашены обычно в серые и темносерые (до черного) цвета, но встречаются и красивые голубовато-зеленые и изредка бордово-красные разности. Как правило, толщина отдельных пластов мергеля и известняка колеблется в пределах 12—15 *см*. С описанными карбонатными породами большое сходство обнаруживают и аргиллиты, описывавшиеся раньше как сланцы, хотя толщина отдельных пластов их редко бывает ниже 8—10 *см*. В самых верхах свиты отмечены светлосерые сильно кремнистые тонкослоистые породы. Мощность дабаханской свиты резко изменяется в направлении с севера (у сел. Дзегви 500 *м*) на юг и юго-запад (от 240 до 30 *м*). Некоторые породы дабаханской свиты битуминозны. В сланцах и аргиллитах встречаются рыбные остатки, частично определенные В. В. Богачевым *(425)*: *Apagon spinosus* Ag., *Palaeorhynchus* cf. *zitteli* Krumb., *Scatophagus* (?) sp., *Acanus* aff. *spinosus* Blainv., *Prolebius* sp., *Zeus* sp., *Clupea* sp., *Labrax* sp.

Определить более или менее точно возраст этой ихтиофауны не удалось. В. В. Богачев указывает, что среди рыб два вида оказались верхнеэоценовыми, два нижнеолигоценовыми. Новейшие палеонтологические данные позволяют И. В. Качарава (устное сообщение) высказать предположение о лютетском возрасте дабаханской свиты («Нижний рыбный горизонт» И. В. Качарава), так как им были отсюда определены *Nummulites* ex gr. *laevigatus* Brug., *N. atacicus* Leym., *Discocyclina archiaci* Schlumb. и др.

Горизонт запутанного напластования. Непосредственно выше дабаханской свиты залегают своеобразные глыбовые конгломераты, получившие еще со времени первых исследований Г. Абиха название «горизонта запутанного напластования». По описанию В. Е. Пахомова, этот горизонт образован различного размера и состава обломками и глыбами пород, сцементированными грубым туфогенным песчаником. Среди включений встречаются слоистые известняки, мергели, песчаники, изверженные породы. Песчаники обычно грубозернисты, пестрого состава и содержат примесь туфогенного материала. Известняки окрашены в светлозеленый цвет и, возможно, содержат *Foraminifera*. Внешне они напоминают зеленые известняки лютетского яруса из других районов Грузии.

И. В. Качарава упоминает об известняках с орбитоидами, встреченных им также среди включений горизонта запутанного напластования. Мергели и алевролиты в глыбах часто очень напоминают породы дабаханской свиты и, вероятно, в большинстве случаев происходят из последней. Изверженные породы большей частью относятся к группе андезито-базальтов.

На северном склоне Телетского хребта, на погружении антиклинальной складки (к востоку), в описываемом горизонте выделяется несколько мощных пластов песчаника, разделенных прослоями мергелей и аргиллитов, тождественных с соответствующими породами из дабаханской свиты.

Мощность горизонта запутанного напластования сильно варьирует — от 100 *м* до нуля. Так, в районе селений Шиндиси — Цавкиси мощность эта равна 20 *м*, а в районе Окроканы она уже всего только 5 *м*. С другой стороны, на периклинальном окончании Сеид-абадской складки горизонт запутанного напластования обнаруживает увеличение мощности до 100 *м*. У сел. Кумиси и дальше на запад мощность горизонта равна примерно 20—30 *м* и выдерживается в этих пределах дальше на запад. У сел. Асурети мощность горизонта запутанного напластования сильно возрастает, кстати сказать, одновременно с полным выпадением дабаханской свиты из нормального разреза. Затем горизонт запутанного напластования быстро выклинивается, сначала до 25 *м* (у сел. Малое Энагети) и до нуля далее к западу. По северному крылу Телетской складки, западнее сел. Шиндиси, мощность горизонта запутанного напластования не превышает двух-трех десятков метров, а в 15 *км* западнее меридиана сел. Коджори уже равна нулю. На южном крыле Ялгуджской синклинали, у селений Тавсагдари, Богои, Парихиси, в нормальном разрезе нет и следов горизонта запутанного напластования.

Таким образом южная и западная границы распространения горизонта запутанного напластования определяются более или менее точно. Если сопоставить приведенные выше отрывочные данные с наблюдениями в районе сел. Дзегви, где этот горизонт выпадает из нормального разреза, то можно грубо определить и северо-западную границу его распространения.

Горизонт запутанного напластования обнаружен в обеих буровых скважинах, заложенных в целях разведки на нефть на погружении Навтлугской антиклинали.

Сопоставляя все известные в настоящее время данные о составе, распространении и изменении мощности горизонта запутанного напластования, а также о соотношении с выше- и нижележащими слоями, В. Е. Пахомов приходит к следующим выводам:

1. Горизонт запутанного напластования, вероятно, представляет локальное образование — линзовидный пласт, выклинивающийся, как уже доказано теперь, к югу и западу от Тбилиси.

2. В состав этого горизонта входят в виде включений как отдельные глыбы пород дабаханской свиты, так и породы более древних образований. Кроме того, породы дабаханского типа (песчаники с прослоями сланцев) встречаются в виде нормальных пластовых образований (северный склон Телетского хребта).

3. Контакт горизонта запутанного напластования с подстилающими слоями отличается неправильностью: описываемый горизонт ложится на различные слои дабаханской свиты, в связи с чем находится и соответствующее изменение мощности последней. Наоборот, верхний контакт, т. е. контакт горизонта запутанного напластования с навтлугской толщей отличается правильностью и постоянством: в основании навтлугской

битуминозной свиты залегает всегда один и тот же песчаник, правда, меняющий по простиранию свою мощность.

4. Горизонт запутанного напластования, по существу, представляет глыбовую брекчию.

Все это позволяет В. Е. Пахомову высказать предположение об обвально-оползневом происхождении горизонта запутанного напластования. С таким допущением хорошо увязываются явления древних подводных оползней (иногда весьма эффектных), часто наблюдаемых в выше- и нижележащих отложениях.

В свете этой гипотезы возможно и совершенно новое объяснение распространения в окрестностях Тбилиси изверженных пород (типа андезито-базальтов). По данным В. Е. Пахомова, последние приурочены исключительно к горизонту запутанного напластования и представляют собой глыбы различного размера, включенные в этот горизонт. По мнению же А. А. Твалчрелидзе, в пределах Телетского хребта на площади около 5—6 *км*^{2} наблюдается около 30 ныне потухших вулканов моногенного типа, время возникновения которых приурочено к окончанию третичного периода *(790)*. Если бы последнее действительно имело место, то андезито-базальты должны были бы наблюдаться и в более молодых отложениях, чем горизонт запутанного напластования, чего, однако, не наблюдается.

К юго-западу от Тбилиси наблюдаются большие массивы изверженных пород и, в частности, андезито-базальтов. Обвалы последних и последующие подводные оползни и могли как раз обусловить содержание глыб и включений указанных изверженных пород в горизонте запутанного напластования. С этим вяжется и наличие не только крупных глыб андезито-базальта («вулканы»), но и сравнительно мелких включений (от 4 *м* и меньше). Остается только неясным вопрос о существовании контактовых явлений, подлежащих проверке.

Горизонт запутанного напластования И. В. Качарава в своем отчете называет «туфогенной толщей». Возраст последней он определяет (устное сообщение) как верхнелютетский.

Навтлугский (пиробитуминозный) горизонт. Навтлугский (пиробитуминозный) горизонт получил свое название от нефтеносного района с тем же наименованием (окрестности Навтлуга). Литологически этот горизонт характеризуется частым и тонким переслаиванием сланцеватых глин и песчаников и реже — мергелей и известняков. Глины в свежем виде имеют обычно темносерую окраску, а при выветривании приобретают коричневый оттенок. В большинстве случаев глины вскипают с кислотой, но изредка встречаются некарбонатные прослойки. Последние обнаруживают особенно заметное сходство с глинами майкопской свиты. Песчанистые разности глин часто содержат углистые растительные остатки, рыбную чешую и *Foraminifera*. Прослои песчаников имеют небольшую толщину, 3—12 *см*, и лишь изредка достигают 30 *см*. Обычно песчаники мелко- и среднезернистые и содержат примесь туфогенного материала. Характерной породой для навтлугской свиты являются битуминозные мергели в виде тонких плиток, не более 3 *см* толщиной. Цвет этих мергелей темносерый с коричневым оттенком; при выветривании мергели, как и вообще многие битуминозные породы, с поверхности выбеливаются. Изредка встречаются прослои известняка темносерого или коричневато-серого. При разбивании свежих кусков породы удается заметить ароматический битуминозный запах, сходный с нефтяным. Мощность навтлугской свиты в окрестностях Навтлуга

(по данным буровых скважин) около 250 *м*; она возрастает до 400 *м* в Тбилиси и снова уменьшается к западу от Кикети.

Навтлугскую свиту Н. Б. Вассоевич сопоставил (по литологическим особенностям и условиям залегания) с кумским горизонтом западной Грузии и Северного Кавказа (слои с *Lyrolepis caucasica* Roman.) и ильдоканской свитой Юго-Осетии и Кахетии, т. е. с отложениями, которым приписывается оверзский возраст (Lédien по новой схеме Р. Абрара). И. В. Качарава склонен относить навтлугскую свиту (составляющую нижнюю часть его «верхнего рыбного горизонта») к верхам лютетского яруса [1].

Тбилисская (нуммулитовая) свита. Тбилисская (нуммулитовая) свита представлена часто чередующимися сланцеватыми глинами, песчаниками и мергелями. Реже встречаются прослойки известняка. В низах свиты толщина отдельных пластов песчаника обычно меньше 35 *см*, в верхах же наблюдаются пласты до 80 *см*. Литологически можно различать два типа песчаников: с одной стороны, плитчатые, мелкозернистые и сильно известковистые, с другой — кривослоистые (часто со складочками подводного оползания), с изменчивой мощностью. На нижней поверхности песчаников наблюдаются иероглифы. Многие песчаники должны быть отнесены к числу туфогенных. В крупнозернистых разностях встречаются *Nummulites*, *Orthophragmina* и другие *Foraminifera*. Кроме того, в породах тбилисской свиты наблюдаются растительные остатки и следы жизнедеятельности червей. Сланцеватые глины в описываемой свите обычно вскипают с соляной кислотой. Встречаются как песчанистые, так и свободные от песка разности. Мергели, несмотря на малую толщину отдельных пластов (3—5 *см*), играют заметную роль в сложении свиты и выделяются в обнажениях своей светлой голубовато-серой или зеленовато-голубой окраской. Одной из «руководящих пород» для тбилисской свиты являются пласты известняка, обычно толщиной около 8—10 *см*. Цвет его голубовато- или зеленовато-серый, при этом в окраске наблюдается пятнистость. В известняках часто рассеян пирит. Мощность тбилисской свиты около 760—900 *м*.

Повидимому, с этим горизонтом связаны находки А. Н. Рябининым в окрестностях Тбилиси следующих окаменелостей *(729*, стр. 72): *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Operculina ammonea* Leym., *Pecten*, *Ostrea* sp., *Venus* sp., *Modiola* cf. *acuminata* Desh., *Cerithium* sp., *Fusus* sp., *Late gibbus* Ag., *Clupea* sp., зубы акуловых рыб, *Chondrites* cf. *targioni* Heer, *Syphonea*.

Первые две формы, по мнению А. Н. Рябинина, указывают на верхнеэоценовый возраст свиты. Однако в настоящее время с этим согласиться нельзя, так как обе формы имеют большее вертикальное распространение. Недавно в литературе появились указания на нахождение в районе Тбилиси в отложениях, непосредственно покрывающих мощную толщу туфов и туфобрекчий *(159*, стр. 104*)*, *Nummulites praefabiani* Menner (=*Assilina* aff. *formai* Prev., описанной В. П. Ренгартеном из Дущетского района). Правда, относится ли эта находка к тбилисской свите или навтлугской (по схеме В. Е. Пахомова), остается неясным (вероятнее первое). По некоторым указаниям *(159)* можно думать, что слои, вмещающие названный новый вид, должны принадлежать по возрасту к верхам лютетского или к низам оверзского яруса.

---

[1] На основании нахождения *Nummulites murchisoni* Brun. и *N. irregularis* Desh.

В самое последнее время И. В. Качарава определил из тбилисской свиты *Nummulites variolarius*, почему склонен относить ее к нижнему подразделению верхнего эоцена, точнее к Lédien (в трактовке Р. Абрара). Н. Б. Вассоевич сопоставляет тбилисскую свиту с более высокими слоями верхнего эоцена (Wemmélien).

Авлабарский горизонт. Авлабарский горизонт представлен чередованием коричневых и коричневато-серых, обычно неизвестковистых глин и тонких пропластков песчаника (2—3 *см*). Встречаются и более толстые слои песчаника (до 20 *см*), содержащего туфогенный материал. Мощность свиты 150—250 *м*. Авлабарский горизонт связан постепенным переходом с выше- и нижележащими слоями.

Ахалсопельская свита. Ахалсопельская свита также сложена песчаниками и глинами, только последние имеют уже «майкопский» облик. Среди песчаников можно различить два типа:

1. Неслоистые, мелко- или среднезернистые, в свежем изломе синевато-серые; после выветривания буроватые.

2. Слоистые, разнозернистые, несколько глинистые, содержащие зерна известняков и других пород (обычно не более 3 *мм* в поперечнике).

Песчаники содержат туфогенный материал, количество которого, повидимому, увеличивается с востока на запад. Среди глин, кроме некарбонатных, встречаются и известковистые разности. Кроме того, в ахалсопельской свите наблюдаются линзовидные пласты коричневых мергелей и местами мергельные конкреции. Из органических остатков в ахалсопельской свите встречены рыбные и растительные остатки и пелециподы плохой сохранности. Описанную (по данным В. Е. Пахомова) свиту И. В. Качарава[1] склонен относить к верхам верхнего эоцена (Wemmélien по схеме Р. Абрара), а Н. Б. Вассоевич — к низам олигоцена.

В самое последнее время К. С. Масловым в ахалсопельских слоях была найдена фауна, определенная И. А. Коробковым: *Cardium aralense* Abich, *Cardium* sp. (очень мелкие формы), *Caliptrea aperta* Sol., *Saxicava complanata* Beyr., *Thracia elongata* Sandb., *Thracia* sp.

По мнению И. А. Коробкова, эта фауна указывает скорее всего на низы среднего олигоцена.

Марткобская свита относится В. Е. Пахомовым уже определенно к аналогам нижней части майкопских слоев других районов Кавказа (но за отсутствием достаточных данных не сопоставляется точно с нижним майкопом). Это также песчанисто-глинистый комплекс отложений, для которого характерно наличие септариевых мергельно-доломитовых включений. Глины в марткобской свите всегда неизвестковисты и обычно имеют шоколадно-коричневатый или лиловато-серый цвет. Среди песчаников часть обнаруживает большое сходство с песчаниками ахалсопельской свиты, часть же имеет свои отличительные признаки, характерные для описываемой свиты. Эти последние песчаники обычно бывают белесовато-серого цвета, отличаются содержанием глинистого вещества, рыхлостью и, как правило, среднезернистостью. В низах толщи отмечено два-три прослоя вулканического туфа (определено по сборам Н. Б. Вассоевича В. Н. Лодочниковым как «кристаллический туф биотитового андезита», *174*, стр. 6).

К. С. Масловым в марткобских слоях была обнаружена фауна моллюсков, изученная И. А. Коробковым: *Pectunculus obovatus* Lam., *Corbula* sp. (близкий вид к *Corbula helmerseni* Mich.), *Saxicava compla-*

[1] Устное сообщение.

nata Beyr., *Natica helicina* Brocchi, *Limopsis* sp., *Lima (Limatula)* sp.

Эта фауна свидетельствует скорее всего о верхнеолигоценовом возрасте свиты.

Выше марткобской свиты залегает глинистая свита, вероятно относящаяся к верхнему майкопу, т. е. репрезентирующая своими верхними слоями уже нижний миоцен.

В самое последнее время опубликована работа М. И. Варенцова *(157)*, в которой описываются как два отдельных комплекса майкопские и нижнеолигоценовые отложения. Первые подразделяются на верхне- и нижнемайкопские отложения. В нижней части нижнего отдела встречены *Corbula* sp., *Cardium* sp., *Melanopsis* sp., *Congeria* sp.

Мощность верхнего майкопа 700 *м*, нижнего (в трактовке М. И. Варенцова) 400 *м*. Нижнеолигоценовые отложения, выраженные чередованием мощных пластов, главным образом, грубозернистого песчаника и темных глин, содержат в верхах *Cardium* sp., *Congeria aviculoides*, *Corbula* sp., *Meretrix* sp., *Natica* sp., *Pecten* sp., *Turritella* sp. и другие формы (определение В. В. Меннера). Мощность всей толщи около 1500 *м*. Описанные нижнеолигоценовые (по М. И. Варенцову) отложения Тбилисского района соответствуют, повидимому, ахалсопельской свите В. Е. Пахомова (и, быть может, захватывают авлабарский горизонт).

Майкопские слои известны также и в Южной Кахетии, где они, однако, слагают весьма незначительные участки и играют резко подчиненную роль, слагая ядра складок, часто разорванных. Здесь развит преимущественно верхний отдел майкопской свиты, принадлежащий уже нижнему миоцену.

Палеоген Западного и Южного Закавказья

Рассматриваемая область развития палеогена Закавказья обнимает Абхазию в пределах Черноморского побережья от р. Псоу до р. Ингур, восточнее, на южном склоне Главного Кавказского хребта — Мингрелию, Лечхум, Рачу и всю Имеретию, но не захватывает Юго-Осетии. Южнее долин рр. Риона и Куры в данный обзор входит вся система хребтов Аджаро-Имеретинского и Триалетского по широте от Черного моря до района Тбилиси, ограниченная на юге лавовым нагорьем. Более южная область распространения палеогена охватывает Армению и Азербайджан, иначе бассейн оз. Севан (Гокчи), левобережье р. Аракса до района Ордубада, значительную часть Нагорного Карабаха и в юго-восточной части Закавказья весь Ленкоранский район.

В этих пределах Закавказья стратиграфические, фациальные и фаунистические элементы палеогена являются весьма различными. Принимая во внимание основную геотектонику данной части Закавказья, обусловливающую главные стратиграфические и фациальные особенности палеогена, следует разделить всю описываемую область палеогена на три основные зоны, а именно: южный склон Главного Кавказского хребта от Абхазии до Юго-Осетии[1], далее Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты и еще южнее область Армении и Азербайджана. Отдельное обоснование этих главных зон и частное их подразделение излагаются ниже.

Изучение палеогена данной части Закавказья обнимает период от первых работ Г. Абиха в половине прошлого столетия до современных

[1] Точнее, Абхазско-Рачинская подзона В. П. Ренгартена.

исследований. Резюмируя главнейшие литературные источники, следует кратко отметить для отдельных областей основные материалы по стратиграфии палеогена.

В Абхазии на юго-восток до р. Кодор, кроме весьма отрывочных в отношении палеогена и сравнительно старых (1877) работ А. Сорокина *(778)* и Л. К. Конюшевского *(423)*, обстоятельными современными исследованиями (1929—1932) являются работы М. С. Швецова *(861, 862)* и А. Л. Козлова *(403)*. Эти работы более приурочены к Сухумскому району и всей области палеогена Абхазии не обнимают. От р. Кодор до р. Ингур в области Самурзакани почти не имеется точных данных по палеогену, кроме новейших сведений (1933) в работе С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)*.

Для более восточных районов в Мингрелии и Имеретии, включая бассейн р. Риона, прежние (1877) данные С. Симоновича *(743, 745, 754, 781, 782)* являются недостаточными, устарелыми и частью неправильными. Современная стратиграфия палеогена всей этой области устанавливается в работах Б. Ф. Мефферта *(556, 557, 559)*. О палеогене Юго-Осетии почти не имеется точных данных.

Для района к югу от рр. Риона и Куры в пределах Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов имеются старые данные Г. Абиха *(899)* для Ахалцихского района, С. Симоновича для того же района *(757)* и восточной части Триалет *(750)*, Л. Бацевича (1883—1885) для Аджаристана *(73, 75)*. Современные работы по палеогену этих хребтов представлены исследованиями Б. Ф. Мефферта *(556, 558, 560, 563, 567)* и по палеонтологии палеогена Ахалцихе А. И. Исаевой *(348)* и для немногих районов другими работами, ниже упоминаемыми *(159, 425, 522, 954)* [1].

Для окрестностей Тбилиси имеются работы Л. К. Конюшевского *(425)* и А. Н. Рябинина *(729)*, а также некоторые другие неопубликованные.

Для палеогена Армении некоторые основы стратиграфии указывались Г. Абихом *(884, 887, 894)* и позднее Г. Г. Цулукидзе *(838)*. Позднейшая (1906) очень основательная сводка дается в капитальном труде Ф. Освальда по геологии Армении *(979)*. Новейшие исследования излагаются в работах П. Бонне *(936)* и в региональных геологических работах К. Н. Паффенгольца *(650, 661)*. По палеонтологии палеогена Армении, кроме многочисленных старых данных, ниже рассматриваемых, имеется работа (1931) Б. Ф. Мефферта *(570)*.

По совокупности всех литературных источников данная область Закавказья обладает наибольшими данными по стратиграфии, фациям и фауне палеогена, конечно далеко еще не достаточными. В изложении стратиграфии применяется тройное подразделение палеогена, хотя в большей части описываемых областей отделение палеоцена от эоцена пока не достигнуто; в значительной мере также еще затруднительно подразделение палеогена по ярусам.

Основное подразделение данных областей развития палеогена на зоны построено на крупных стратиграфических, фациальных и фаунистических различиях. Последние же обусловливаются наличием в Закавказье двух «жестких глыб», движения которых в палеогеновую эпоху вызвали разделение этих зон и различное развитие палеогена. Такими «жесткими глыбами» являются Рионско-Дзирульская и более южная Сомхетская

[1] После составления настоящего очерка вышли в свет работы М. И. Варенцова (*155, 158*), С. С. Кузнецова и др. (*466, 475*), касающиеся Триалетского хребта.

зоны; их тектоническое значение в палеогеновое время кратко рассматривается ниже. Вообще же тектоника данной части Закавказья является предметом отдельного очерка.

I. Зона южного склона Главного Кавказского хребта

Эта зона обнимает все пространство от Абхазии до Юго-Осетии и на протяжении от Гагр и р. Бзыби и до р. Кодор она характеризуется несколько иными стратиграфическими особенностями, чем во всей остальной восточной области всей Мингрелии и Имеретии.

Вообще на всем южном склоне Главного Кавказского хребта в Западном Закавказье палеоген выражен карбонатными породами в эоцене и преимущественно глинистой фацией в олигоцене.

Данные по Западной Абхазии весьма недостаточны. На геологической карте Л. К. Конюшевского *(423)* палеоген и неоген в Абхазии не разделены. На протяжении склонов Черноморского побережья от Гагр до Гудаут Л. К. Конюшевским только упоминаются *(423)* нуммулитовые известняки эоцена без указания их палеонтологического обоснования. Лучшие обнажения этих эоценовых известняков находятся у выхода р. Бзыби из ущелья в местности Калдахвара. Повидимому, узкой полосой выходов нуммулитовые известняки протягиваются по предгорьям от р. Бзыби в Гудаутский район и далее до Нового Афона.

По данным Л. К. Конюшевского (1915) и более ранним (1911) данным экспедиции по Черноморскому побережью К. И. Богдановича *(130)*, нуммулитовые известняки несогласно (трансгрессивно) налегают в области от Гагр до Нового Афона на различные горизонты нижнего мела.

По указаниям названных авторов, нуммулитовые известняки этой части Абхазии выше согласно сменяются тонкослоистыми фораминиферовыми мергелями и вышеследующей глинистой фацией типичной майкопской свиты, представляя полную стратиграфическую и фациальную аналогию с соответствующими отложениями Северного Кавказа. Приведенные старые данные являются, конечно, весьма схематическими. По исследованиям М. С. Швецова 1932 г. *(861, 862)*, на всем протяжении от Гагр до Гудаут Гагринский хребет по надвигу с севера на юг перекрывает ряд свит меловых и третичных отложений. В разрезах эоцена этой области М. С. Швецовым констатированы в ущелье р. Бзыби и несколько восточнее в основании палеогена белые известняки с литотамниями и нуммулитами (виды не определены). В одном из пунктов этого небольшого района, в осыпях известняков этих слоев найдены ежи типа *Echinocorys ovatus* Leske и внутри раковин последних *Discocyclina* sp. В нижних слоях с нуммулитами присутствуют, по определению В. В. Меннера, зубы рыб *Xyphodolomia* cf. *ensis* Leidy. В районе Нового Афона известняки с нуммулитами и литотамниями, по М. С. Швецову *(862)*, налегают на датские слои. Возраст этих эоценовых известняков не является точно установленным, так как в двух работах М. С. Швецова *(861, 862)* приведены противоречивые (приабонский и лютетский ярусы) и явно неправильные определения фауны нуммулитов, что отмечено в литературе *(557)*.

В вышележащей толще указывается *(862)* над нуммулитовыми известняками слой узловатого известняка с *Ranina* sp. и выше меняющейся мощности фация мергелей, которая от р. Бзыби до Нового Афона в грубом подразделении распадается на три горизонта: нижний — фораминиферовые мергели, средний — мергели (плитняки) с *Lyrolepis caucasica*

Rom. и верхний — такие же фораминиферовые мергели, как нижние. Выше согласно следует фация глинистых осадков майкопской свиты.

Более подробно разрез палеогена исследован в Сухумском районе от Нового Афона до р. Кодор *(861, 862)*. В этой области, по данным М. С. Швецова *(861)*, над слоями (20 *м*) известняков датского яруса с фауной в районах рр. Гумисты (сел. Михайловское), Беслетки, Манджарки (к югу от сел. Ольгинского), Кодора между Багадской скалой и Амткели согласно залегают палеоценовые известняки. Палеоцен начинается тонким ракушником с фауной, установленной М. С. Швецовым *(861)*: *Cardita pectuncularis* Desh. var. *ruxinica* Schwetz., *Cuculaea volgensis* Barb., *Crassatella* sp., *Cyprina* cf. *morrisi* Sow. Выше также в маломощном слое известняка констатированы *(861) Protocardia edwardsi* Desh. var. *orientalis* Schwetz., *Spondylus* sp., *Arca* sp., *Cytherea* sp., *Dentalium* sp., *Pleurotomaria* aff. *sismondi* Goldf., *Gastropoda* ind., *Nautilus* sp., мшанки и кораллы. В пределах мощности 2—3 *м* вместе с этой палеоценовой фауной встречены иглы ежей *Echinocorys* и устрицы типа *Gryphaea escheri* M. Edw. Распространены эти слои палеоцена от р. Гумисты до Цебельды на р. Кодор.

Выше залегает *(861, 862)* значительная толща известняков с обилием глауконита и отчасти песчаного материала. Мощность этой толщи (от 60 *м* у Нового Афона) выклинивается к Цебельде. Местами эта свита содержит мягкие мергелистые прослои. В бедной фауне встречаются *Echinocorys*, устрицы, фораминиферы, кроме того *Teredo* sp., *Terebratula* sp., *Crinoidea* и зубы рыб (по В. В. Меннеру) *Otodus* aff. *appendiculatus* Ag., *Odontaspis* cf. *maesota* Ag.

В пределах этой же толщи присутствуют белые литотамниевые известняки с *Discocyclina*, залегающие линзами.

Стратиграфическим аналогом этих же известняков с литотамниями и дискоциклинами являются нуммулитовые известняки (с нуммулитами, дискоциклинами, другими фораминиферами и литотамниями); из ежей найдены формы *Conoclypeus* и *Echinocorys*. Залегание этих известняков также линзовидное с наибольшей мощностью у Нового Афона (30 *м*).

К этой же стратиграфической толще принадлежат светлосерые известняки (с мощностью от нескольких метров до 25—30 *м*) с фауной *Echinocorys abhasicus* Schwetz. и *Nautilus* aff. *cassinianus* Foord. Типично они развиты в Цебельде.

Обзор детальных данных М. С. Швецова *(862)*, который здесь кратко не может быть изложен, показывает, что в пределах всей толщи известняков глауконитовых, литотамниевых, нуммулитовых, дискоциклиновых и других с *Echinocorys* и *Nautilus cassinianus* Foord. наблюдается в разных местах данной области частое изменение фаций, сопровождаемое и фаунистическими различиями. Весь этот фациально изменчивый комплекс, залегающий над вышеупомянутыми палеоценовыми известняками, принадлежит к нижней и средней частям лютетского яруса и покрывается, по М. С. Швецову *(862)*, весьма постоянным горизонтом (несколько метров) зеленых пиритизированных известняков узловатого сложения с фауной *Ranina marestiana* Koen., мелкими нуммулитами, ежами, зубами рыб. Возраст этого горизонта среднелютетский.

Следующая согласно залегающая серия образована мергелями, в основании которых присутствуют *(862)* нижние фораминиферовые *(Globigerina* и др.) мергели, светлосерые или зеленоватые, с пиритовыми и бурожелезистыми конкрециями. Мощность этого горизонта в Абхазии изменчива (до 40 *м*).

Вышележащей постоянной свитой являются тонкослоистые плитняковые мергели (30 *м*) с рыбьими чешуями, в том числе *Lyrolepis caucasica* R o m. *(861, 862)*. Над этой характерной свитой залегают *(862)* верхние фораминиферовые мергели (15 *м*), фациально аналогичные таким же нижним. Возраст всей этой непрерывной серии мергелей, по М. С. Швецову, средне- и верхнелютетский. Верхние фораминиферовые мергели А. Л. Козловым *(403)* предположительно относятся к верхнему эоцену.

По стратиграфии олигоцена Абхазии более новые данные сообщаются в работе А. Л. Козлова *(403)*. Верхние фораминиферовые мергели без видимого несогласия покрываются мощной серией темносерых тонкослоистых гипсоносных глин, вполне эквивалентных фации майкопской свиты. Остатки фауны обычно выражены рыбьими чешуями. В низах этой серии А. Л. Козловым, по определениям В. В. Меннера, указывается ихтиофауна — *Lepidopus* cf. *leptospondylus* H e c k., *Nemopteryx* cf. *crassa* A g., *Clupea* sp. Кроме рыб, здесь же констатированы раковины *Pecten*, *Neaera*, *Nucula* (в начальных стадиях), также *Balantium* sp. и из птеропод *Planorbella* sp. Эти нижние слои параллелизуются с хадумским горизонтом Северного Кавказа. Мощность майкопских глин от 500—600 *м* на р. Гумисте сокращается до 100 *м* у Нового Афона. Трансгрессия майкопской свиты в Абхазии и предолигоценовые движения предполагались А. Сорокиным *(778)* и М. С. Швецовым *(861, 862)* и не подтверждаются А. Л. Козловым *(403)*.

Тектоника палеогеновых отложений в Абхазии, как и нижележащих верхнемеловых и вышеследующих неогеновых, выражается в основном, по данным А. Л. Козлова *(403)* и М. С. Швецова *(861)*, нормальными некрутыми складками. Орогенические перерывы и трансгрессии в палеогене Абхазии представляют и в настоящее время вопрос, недостаточно разъясненный. Существование ларамийской (на границе верхнего мела и палеогена) орогенической фазы в Абхазии точно не подтверждается. Трансгрессия и перерыв в палеоцене между слоями с *Cardita pectuncularis* и *Protocardia edwardsi*, обусловленные сменой некоторых форм фауны и общей небольшой мощностью палеоцена, не являются достаточно обоснованными; то же следует заключить и в отношении мелких колебаний фаций в пределах всей известняковой серии эоцена в Абхазии. Общие же колебания морского уровня в течение палеогена, обусловившие некоторые фациальные различия в карбонатной серии эоцена, не изменяют непрерывности развития эоцена Абхазии. Нижнеолигоценовая же трансгрессия по существу ничем не подтверждается.

В области от р. Кодор до р. Ингур данные по стратиграфии палеогена весьма недостаточны. Сравнительно немногие данные сообщаются в новейшей статье С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)*, однако только для области от р. Галидзги до р. Ингур. Здесь упоминаются палеоценовые известняки с *Brachiopoda*, которые точно не могут быть выделены, и выше их — нуммулитовые известняки без более точного обозначения. Общая мощность этих известняков палеоцена и эоцена до 30 *м*, что гораздо меньше, чем в Абхазии. Вышележащие отложения представлены, как и в Абхазии, свитой мергелей, которые также подразделяются на три горизонта. В основании этой свиты грубослоистые трещиноватые мергели с *Foraminifera*, мощностью до 10 *м*. Местами этот горизонт весьма уменьшается или отсутствует и явно является фацией низов мергельной свиты. Выше следуют очень тонкослоистые бурые мергели с рыбьими чешуями, в том числе *Lyrolepis caucasica* R o m., и обломками устриц. Мощность этих мергелей до 50 *м*. Верхние фораминиферовые мергели

мощностью до 75 *м*. Никаких перерывов во всех этих свитах эоцена не констатировано.

Олигоценовые осадки в этой области Самурзакани выражаются глинистой фацией майкопской свиты мощностью до 900 *м* (на правобережье р. Ингур). В основании этой свиты наблюдается обилие *Planorbella* sp. и мелких эмбриональных *Pelecypoda*. Названными авторами указывается трансгрессия олигоцена, выраженная перекрыванием верхних фораминиферовых мергелей и налеганием на туронские и коньякские известняки верхнего мела.

Восточнее р. Ингур во всей Мингрелии и Имеретии, а также в Лечхуме и Раче стратиграфия палеогена отличается значительным постоянством. Весь эоцен выражен в фации известняков, образующих непрерывную толщу.

В основании палеогеновых известняков, без перерыва сменяющих известняки верхнего мела в Мингрелии, Лечхуме и Имеретии, присутствуют, по данным Б. Ф. Мефферта *(557, 559)*, светлосерые слоистые, часто глауконитовые известняки, характерные обильной фауной *Brachiopoda (Terebratula* и *Rhynchonella)*, констатированной во многих местах Мингрелии и Лечхума. Эти слои мощностью 20—30 *м* Б. Ф. Меффертом условно отнесены в Западной Грузии к палеоцену. Верхняя граница последнего определяется появлением *Nummulites murchisoni* B r u n n. — формы, отвечающей началу лютетского яруса. В палеоцене этих областей не было встречено упомянутой фауны палеоценовых ракушников Абхазии. Только в окрестностях Кутаиси по р. Чешури впервые М. С. Швецовым была констатирована *(860)* палеоценовая фауна. В этих же известняках р. Чешури в дальнейшем (1923) Б. Ф. Меффертом были найдены формы *Ostrea*, *Exogyra*, *Lucina*, из гастропод *Diastoma*, *Natica*, из брахиопод *Terebratula*, также ядра ежей. Восточнее р. Чешури у Навена-хеви в низах палеогеновых известняков обилие *Terebratula*. Выделение палеоцена в указанных областях Западной Грузии пока еще не достигнуто, поэтому толща известняков палеоцена и лютетского яруса в Западной Грузии обозначается как общий комплекс.

Распространение палеоценовых и лютетских известняков повсеместно следует непрерывно и согласно над верхнемеловыми известняками. Верхней границей палеогеновых известняков всюду являются хорошо выделенные в природных условиях фораминиферовые и тонкослоистые рыбные мергели верхней части лютетского яруса. По данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, палеоценовые и лютетские известняки прослеживаются по всей северной периферии общей Мингрельской синклинали от р. Ингур до р. Техури, обозначаясь фаунистически брахиоподовой фауной в нижних палеоценовых слоях, а в вышележащих — нуммулитами, среди которых более часты *Nummulites atacicus* L e y m. В таких же стратиграфических условиях эти известняки (средней мощностью до 30 *м*) наблюдаются от р. Техури до р. Абаши, где у сел. Балда в палеоценовых слоях обильны *Terebratula* и *Rhynchonella*. Южнее эти же известняки развиты в антиклинальной складке Абхазии на водоразделе рр. Техури и Абаши, еще южнее — в куполе Навена-хеви и соответственно складчатости образуют широтное крыло по хребту Эки-мта между рр. Техури и Цивой.

К западу и к востоку от Ахал-Сенаки лютетские известняки, покрываемые фораминиферовыми мергелями, выступают из-под надвинутых на них с севера верхнемеловых отложений. В Ахал-Сенакском районе они представлены белыми детритусовыми известняками с фауной мелких нуммулитов *Discocyclina* pl. sp., трубок *Protula* sp., *Vermetus spirulacus*

Lam. и обильными *Lithothamnium*. Фациально они тождественны вышеупомянутым горизонтам лютетского яруса в Абхазии.

Северо-западнее, между р. Хопи и долиной р. Ингур, палеоценовые и лютетские известняки присутствуют на обоих крыльях антиклинали кряжа Урта в Южной Мингрелии между верхнемеловыми известняками и фораминиферовыми мергелями.

С таким же стратиграфическим постоянством брахиоподовые палеоценовые известняки и нуммулитовые лютетские известняки простираются между рр. Абашей и Цхенис-цхали. На левобережье последней наблюдается следующий комбинированный восходящий разрез палеоцена и эоцена *(557)*.

Палеоцен. Светлосерые и глауконитовые известняки с *Terebratula*, *Rhynchonella* и мелкими *Discocyclina* . . . . . 20 *м*

Нижний и средний отделы лютетского яруса.

Светлосерые глауконитовые известняки с крупными *Discocyclina* sp. ind. 20 »

Белые детритусовые известняки с обилием *Lithothamnium*, серпулид *(Protula)*, *Ostracoda* . . . . . 10—15 »

Серые известняки конкреционного сложения с ядрами морских ежей . . . 3 »

Глауконитовый песчанистый известняк с мелкими устрицами . . . . . 1,5 »

Зеленовато-серые известняки с кремнями . . . . . 12 »

Серые глауконитовые известняки с редкими *Terebratula*, *Discocyclina* и кораллами . . . . . 5 »

Белые детритусовые известняки с *Lithothamnium* и трубками *Protula* sp. . 3 »

Светлосерые известняки с *Discocyclina* и спорадическим обилием нуммулитов типа *Nummulites atacicus* Leym. Около Мантходжи в этих же слоях крупные *Discocyclina* aff. *fortisi* d'Arch . . . . . 2 »

Зеленоватые известняки обычно узловатого сложения, с ядрами морских ежей и пиритовыми конкрециями. Они непосредственно покрываются фораминиферовыми мергелями. Этот самый верхний горизонт лютетских известняков является очень постоянным во всей Мингрелии, Лечхуме и Имеретии и, очевидно, отвечает вышеупомянутому горизонту с *Ranina* в Абхазии. . . . . 2—3 *м*

В итоге приведенных стратиграфических данных следует считать, что постоянными свитами являются брахиоподовые известняки, условно палеоценовые, и упомянутый самый верхний горизонт, покрываемый фораминиферовыми мергелями. Вся же толща известняков лютетского яруса (30—50 *м* мощности) представляет изменчивую совокупность различных фаций, характеризуемых нуммулитами, дискоциклинами, литотамниями, серпулидами, которые являются фациальными организмами.

Восточнее палеоген развит в области Лечхума. Распространение известняков эоцена приурочено к южному крылу Лечхумской синклинали и только отчасти к северному крылу ее, оборванному крупным надвигом. В основании присутствуют также палеоценовые брахиоподовые известняки, верхняя граница которых является неопределенной. Выше продолжаются те же известняки, представляющие по своей фауне типичный лютетский ярус, который, по исследованиям Б. Ф. Мефферта *(559)*, определяется формами *Nummulites murchisoni* Brunn., *N. atacicus* Leym., *N. subatacicus* Douv., *N. globulus* Leym., *N. guettardi* d'Arch., *Assilina exponens* Sow., *Discocyclina archiaci* Schlumb., *D. discus* (Rüt.) Kaufm., *D.* cf. *fortisi* d'Arch., *D. umbo* Schafhäutl, *Asterocyclina pentagonalis* Schafh. Кроме данных фораминифер, в этих известняках встречены *Teredo tournali* Leym., *Spondylus buchi* Phil., *Chlamys* sp., *Pseudammusium corneum* Sow., *Gigantostrea gigantica* Sol., из ежей *Conoclypeus* sp., из кораллов *Trochocyathus* sp., из брахиопод редкие *Terebratula* и *Rhynchonella*, остатки крабов.

Упомянутые формы нуммулитов определяют возраст данной свиты известняков, мощность которых в среднем около 40—50 *м*. Распространение этих известняков лютетского яруса, по данным геологической карты Лечхума Б. Ф. Мефферта *(559)*, выражается простиранием их по р. Джанауле до ущелья р. Цхенис-цхали, далее на восток через селения Агви, Накуролеши, Цхукушери до Гвириши, через р. Ладжанури к Сурмуши, где эта свита обрывается сбросом.

По северному опрокинутому крылу Лечхумской синклинали эти лютетские известняки простираются узкой полосой через районы Лухвано и Цагери и далее через Чхутели — Мури и проявляются в районе Орбели, где нуммулитовая фауна их (с определениями, для настоящего времени недостаточно правильными) впервые была указана Г. Абихом *(899)* и Э. Фавром *(953)*. Южнее ущелья р. Рион эоценовые известняки констатированы Б. Ф. Меффертом *(559)* на известняковом плато Цагери, также в синклинали района Верхней Гвардиа и в районе Саирме. Во всей Раче выходы данных эоценовых известняков по северному крылу Рачинской синклинали отсутствуют, кроме района Тола, где в надвинутом крыле под опрокинутыми слоями сенона сохранился сегмент лютетских известняков *(559)* с фауной *Nummulites* cf. *atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *Discocyclina discus* (Rüt.) Kaufm., *D. archiaci* Schlumb. *Terebratula* sp., *Gigantostrea gigantica* Sol. В области Верхней Рачи на левобережье р. Риона И. Г. Кузнецовым были констатированы в сложных тектонических условиях эоценовые известняки с нуммулитами (повидимому, типа *Nummulites atacicus* Leym.) и обильными *Spondylus buchi* Phil. Восточнее известняки эоцена в трансгрессивном залегании указываются И. Г. Кузнецовым в верховьях р. Квирилы, южнее оз. Эрцо, и в Юго-Осетии по р. Большой Лиахве они установлены О. С. Вяловым у сел. Верхнее Хвце.

По определениям Б. Ф. Мефферта, эти известняки заключают фауну *Nummulites atacicus* Leym., *N. subatacicus* Douv., *N. partschi* de la Harpe, *Assilina* sp. (типа *A. mammilata* d'Arch.), *Discocyclina* cf. *discus* (Rüt.) Kaufm., отвечающую лютетскому ярусу.

К востоку от Южной Мингрелии, между рр. Цхенис-цхали, Рионом и Квирилой, палеогеновые осадки не обнажаются. В Имеретии южнее и восточнее Кутаиси от р. Чешури через Навена-хеви, Симонети, Дзеври до Чхари, по данным Б. Ф. Мефферта, над палеоценовыми известняками, о которых выше упомянуто, имеются известняки лютетского яруса мощностью до 20 *м*, фаунистически охарактеризованные редкими нуммулитами и дискоциклинами. Восточнее, в Чиатурском районе, палеоценовые и эоценовые известняки отсутствуют, и олигоценовые осадки трансгрессивно перекрывают верхнемеловые известняки. Также вовсе не выступают известняки палеоцена и эоцена во всем Сурамском районе на пространстве между рр. Чхеримелой, Дзирулой и Сурамским перевалом, где естественные разрезы не распространяются выше сенона. Восточнее Сурама по левобережью р. Куры известняки палеоцена и эоцена неизвестны.

Вышележащим комплексом, универсально распространенным на южном склоне Кавказского хребта в пределах Западного Закавказья, является свита мергелей, принадлежащая, по данным Б. Ф. Мефферта, к верхней части лютетского яруса *(557, 559)*. При чрезвычайном фациальном постоянстве этой свиты она при бедной фаунистической характеристике является руководящим стратиграфическим горизонтом. Верхнелютетский возраст этой мергельной свиты устанавливается Б. Ф. Меф-

фертом по залеганию над ней верхнеэоценовых слоев горизонта Агви в Лечхуме, рассматриваемых ниже.

Эта мергельная верхнелютетская свита, достигающая в Западном Закавказье мощности до 50 *м*, выражается в областях Абхазии, Мингрелии и Имеретии следующими фациальными типами. Бóльшую часть этой толщи образуют очень тонкослоистые серые и бурые, белеющие с поверхности, мергели с рыбьими чешуями. Ихтиофауна этих рыбных мергелей до сих пор не изучена, но в ней в Абхазии М. С. Швецовым констатированы *(861, 862)* чешуи *Lyrolepis caucasica* R o m.; последние в этой свите в Мингрелии и Имеретии пока не обнаружены, но тождество этих тонкослоистых рыбных мергелей в указанных областях, по мнению Б. Ф. Мефферта, не подлежит сомнению[1]. В Абхазии, по данным М. С. Швецова *(862)* и А. Л. Козлова *(403)*, в основании этой свиты и в верхней части ее присутствуют с переменной мощностью неслоистые трещиноватые светло-серые и зеленоватые фораминиферовые мергели, часто с налетами марганцевых окислов по трещинам и с мелкими пиритовыми конкрециями, в поверхностной зоне обычно бурожелезистыми. Эти фораминиферовые мергели, весьма типичные по своей фации, присутствуют в Абхазии, как сказано, на двух горизонтах. В Мингрелии фораминиферовые мергели наблюдаются *(557)* только в основании данной толщи мергелей, которая выше трансгрессивно перекрыта глинистой фацией олигоцена. В Лечхуме и Имеретии (Кутаисский район) фораминиферовые мергели наблюдаются в основании всей мергельной свиты только местами. Эти данные, по мнению Б. Ф. Мефферта *(557)*, указывают, что фораминиферовые мергели в общей мергельной свите представляют только фацию изменчивого стратиграфического положения, присутствующую на разных горизонтах свиты слоистых мергелей с *Lyrolepis caucasica* R o m. Подтверждением этой стратиграфической изменчивости является присутствие тождественных фораминиферовых мергелей в Гурии на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта согласно под майкопской толщей, что указывает на принадлежность их к верхнему эоцену.

Распространение данной мергельной свиты с сопутствующими слоями фораминиферовых мергелей обнимает всю Абхазию, Самурзакань от р. Кодор до р. Ингур, северную периферию Мингрелии от р. Ингур до р. Цхенис-цхали, то же в Южной Мингрелии от Цайти до Ахал-Сенаки. В Лечхуме и Раче, по геологическим картам Б. Ф. Мефферта *(559)*, данная мергельная свита всюду залегает над лютетскими известняками в Лечхуме, а также в Имеретии, где мощность этой мергельной толщи значительно уменьшена вследствие трансгрессии олигоцена.

Данная мергельная свита с *Lyrolepis caucasica* R o m. вместе с сопутствующими фораминиферовыми мергелями, принадлежа к верхней части лютетского яруса, отвечает некоторой части общей фораминиферовой свиты Северного Кавказа, причем надо иметь в виду, что в этой последней области фораминиферовая свита обнимает весьма значительный интервал, отвечающий почти всему палеоцену и эоцену. Верхнелютетская свита мергелей южного склона Кавказского хребта составляет, таким образом, лишь часть стратиграфического разреза фораминиферовой толщи северного склона Кавказского хребта.

Вышележащие слои над верхнелютетской мергельной свитой присутствуют только в Лечхуме и выклиниваются или смыты трансгрессией

[1] Как известно, более распространена другая точка зрения, принимающая верхнеэоценовый возраст горизонта с *Lyrolepis (Ред.)*.

олигоцена во всех других областях южного склона Кавказского хребта в Западном Закавказье.

В Лечхуме над мергельной свитой согласно залегают известняки горизонта Агви. Они констатированы исследованиями Б. Ф. Мефферта *(559)* на южном крыле Лечхумской синклинали в районах Агви и Ларчвали и севернее у надвига в районе Лухвано — Цагери — Гвесо. Подробный разрез известняковой толщи горизонта Агви приведен в работе Б. Ф. Мефферта по геологии Лечхума *(559)*. Мощность этих слоев изменяется от 21,5 до 7—8 *м*. Этот горизонт выражен светлосерыми слоистыми известняками, среди которых отдельные слои образованы породообразующими дискоциклинами. По данным Б. Ф. Мефферта *(559)*, в фауне этого горизонта Агви присутствуют в громадном изобилии *Discocyclina discus* (Rüt.) Kaufm., *D. sella* d'Arch., *D. fortisi* d'Arch., *Asterocyclina pentagonalis* Schafh. В верхних слоях обилие *Spondylus buchi* Phill. Кроме того, наблюдаются *Chlamys subtripartita* d'Arch., *Chl. studeri* M. Eymar., *Chl. halleri* M. Eymar., *Pseudammusium corneum* Sow., *Meretrix* sp., *Crassatella* sp., *Ostrea* cf. *multicostata* Desh., *Gigantostrea gigantica* Sol., *Teredo bartoniana* M. Eymar., *Pleurotomaria* sp., *Natica* sp., *Trochus* sp.

Эта фауна является верхнеэоценовой и, не заключая в себе элементов яруса Приабоны, более соответствует ярусам—оверзскому и бартонскому.

Нигде более за пределами Лечхума горизонт Агви или верхний эоцен фаунистически не установлен. Приходится допустить, что верхнеэоценовые слои присутствуют в недифференцированной толще эоценовых известняков других частей Западной Грузии или что она перекрыта осадками олигоценовой трансгрессии, имеющей значительное развитие в этой области Закавказья.

Олигоценовые отложения в описываемой части Западного Закавказья выражены в неодинаковых фациях. Преимущественное региональное развитие имеет глинистая фация, совершенно отвечающая типу майкопской свиты Северного Кавказа. Об олигоцене Абхазии выше упомянуто; нижняя часть этой толщи с *Planorbella* и ихтиофауной приравнивается *(403)* хадумскому горизонту майкопской свиты. В верхней части глинистой толщи олигоцена присутствуют, переслаиваясь с глинами, крупнозернистые песчаники, нередко с крепкими конкреционными ядрами. В этих песчаниках мощностью до 30 *м* наблюдаются растительные остатки, линзообразные включения угля и обломки раковин *Cardium* и *Cerithium*. А. Л. Козлов относит *(403)* нижнюю часть этих песчаников к олигоцену и верхи их к миоцену. Между рр. Кодор и Ингур, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)*, олигоцен представлен в глинистой фации майкопской свиты, также заключая в основании глины с *Planorbella* и мелкими пелециподами, а выше во всей толще только рыбные остатки.

В Мингрелии, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, олигоценовые глины в типичной фации майкопской свиты с мощностью в несколько сот метров развиты по всей периферии Главной Мингрельской синклинали. В этой же весьма постоянной фации олигоцен присутствует и в Южной Мингрелии, выражаясь на обоих склонах антиклинального кряжа Урта между рр. Джуми и Хопи, восточнее от р. Хопи до р. Техури и в районе Ахал-Сенаки. Сокращение мощности олигоцена в Южной Мингрелии обусловливается трансгрессией чокракско-спириалисовой толщи.

Трансгрессия олигоцена, не явственная в Абхазии и в Сухумском районе, отрицаемая А. Л. Козловым *(403)*, проявляется, как выше упомянуто,

в Самурзакани налеганием майкопской толщи на верхнемеловые известняки. В Мингрелии глинистая фация олигоцена без видимого несогласия сменяет карбонатную фацию верхнелютетских мергелей, причем обычно налегает на тонкослоистые рыбные мергели с колебанием мощности последних, а местами на нижние фораминиферовые мергели. Наличность предолигоценового перерыва вытекает из отсутствия верхнего эоцена во всей Мингрелии. В Восточной Мингрелии на правобережье р. Цхенисцхали между Инчхури и Хунци в основании глинистой толщи олигоцена присутствуют, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, слои спонголитовых пород (15—20 *м* и менее мощности), нередко с налетами марганцевых окислов. Эти спонголиты переслаиваются с глауконитовыми песчаниками (с фауной мелких устриц) и глинами.

Значительную область развития олигоцена на южном склоне Кавказского хребта представляет обширная Лечхумо-Рачинская третичная синклиналь, описанная в работах Б. Ф. Мефферта *(559)*. В Лечхуме при сложном тектоническом построении этой области олигоценовые осадки наиболее отчетливо развиты по южному крылу Лечхумской синклинали между рр. Джанаулой и Ладжанури, переходя восточнее в область Рачи. На северном опрокинутом крыле Лечхумской синклинали олигоценовые осадки развиты преимущественно в районе Лухвано и отчасти в районе Орбели.

В Лечхуме, в районе Агви в основании олигоцена, непосредственно на дискоциклиновых известняках верхнеэоценового горизонта Агви, наблюдаются темнозеленые глауконитовые песчаники (1—2,2 *м*) и спонголитовые породы (1,5—4,5 *м*) и выше — толща темносерых сланцеватых глин с чешуями *Clupea*.

Во всем разрезе олигоцена Лечхума, кроме глинистой фации, наблюдается и значительное развитие песчанистых пород, наиболее преобладающих в верхней части олигоценовой толщи. Так, в районах Чкуми и Циперчи прослеживается следующий непрерывный восходящий разрез олигоцена *(559)*.

Тонкослоистые песчанистые глины и глинистые песчаники с тонкими линзами мергелей	20 *м*
Серые глины, нередко песчанистые и слюдистые, с рыбными остатками и мелким обугленным растительным детритусом; присутствуют также линзы и прослои мергелей и плотных песчаников	60 »
Желтовато-серые грубослоистые песчаники с крупными ядрами плотного песчаника; в этих породах наблюдается растительный шламм и незначительные включения блестящего угля	35 »
Песчанистые глины с прослоями песчаников	15 »
Грубослоистые (с ядрами) песчаники	20 »
Песчанистые глины	20 »
Тонкослоистые глинистые песчаники	25 »
Песчанистые глины, переслаивающиеся с тонкослоистыми песчаниками	50 »
Грубослоистые песчаники	8 »
Базальный конгломерат чокракской трансгрессии	6 »

При полной непрерывности этого разреза, повторяющегося частями в других районах Лечхума, вышеуказанные толщи песчаников значительной мощности следует относить также к олигоцену, вероятно, среднему и, может быть, верхнему. Не исключается возможность принадлежности верхов этой свиты песчаников и к нижнему миоцену. Толща этих песчаников в западной части Лечхума троекратно повторена двумя крупными разрывами. На южном крыле Лечхумской синклинали данная толща песчаников выражена скалистыми обрывами по простиранию

от Циперчи через Агви, Гвириши, Усахело и восточнее. Во всей области Лечхума трансгрессия олигоцена выражена или налеганием последнего на верхнеэоценовый горизонт Агви, или в большей части на верхнелютетские рыбные мергели.

Восточнее, в области Рачи, олигоцен выступает в ряде районов, местами в сложных тектонических условиях. Фациально олигоцен выражен преимущественно глинами с подчиненными песчанистыми слоями небольшой мощности.

Эти осадки олигоцена фиксированы в области перевала из Лечхума в Рачу (район Гендуши — Мали). С севера эта область олигоцена перекрывается крупным надвигом нижнего мела на третичные отложения, и трансгрессия олигоцена в этом районе выражается налеганием олигоценовых осадков на верхнемеловые.

Восточнее олигоцен проявляется в ряде отдельных районов, тектонически изолированных. К северу от сел. Тола трансгрессивные осадки глинистой фации олигоцена перекрывают эоценовые (лютетские) и сенонские известняки, причем все эти свиты опрокинуты к югу. С юга вся эта область обрывается крупным надвигом с тектоническим налеганием всего этого комплекса на сарматские отложения центральной части Рачинской синклинали.

Южнее, на левобережье р. Рион, глинистая толща олигоцена выступает в осевой части антиклинали чокракских известняков района Квемо-Шаври и еще южнее — над сенонскими известняками в районах Боджи и Нижней Гвардиа. Еще восточнее глинистая фация олигоцена простирается на значительном протяжении по правобережью р. Рион от Хванчкара до Дзирагеули и Квацхути. Вся эта полоса олигоцена с южной стороны обрывается крупным надвигом с налеганием олигоцена северного крыла Лечхумской синклинали на сармат южного крыла той же синклинали.

На левобережье р. Рион глинистая фация олигоцена, налегая на сенонские известняки, распространяется по южному крылу Рачинской синклинали от Цха через р. Хетеура до района Квемо-Крихи, и немного восточнее олигоцен в этой области налегает на сенонские известняки. К востоку от Химши глинистая толща олигоцена занимает значительное протяжение до Земо-Бари. На этом расстоянии по обоим берегам р. Рион олигоценовые осадки трансгрессивно налегают на отложения верхнего и нижнего мела (баррема и апта) и частью (в Квемо-Бари) на юрские отложения. Восточнее Квемо-Бари по северному подножию хребта Хихамта олигоценовые осадки изучались И. Г. Кузнецовым *(455)*. Залегая резко трансгрессивно на нижнемеловых и юрских слоях, эти олигоценовые отложения представлены в нижней части песчаниками, реже мелкими конгломератами, бóльшая же часть толщи олигоцена выражена тонколистоватыми темносерыми глинами с обилием рыбьих чешуй *Clupea*, *Meletta* и др., иногда битуминозными. В септариях среди этих глин встречены растительные остатки *Myrica salicina* Ung., *Sequoia Langsdorffii* (Br.) Heer (по определениям И. В. Палибина). В верхних слоях песчаников, подстилающих данную толщу глин, встречены в изобилии остатки крабов. В окрестностях селений Схнери, Кристиси и Корта этой олигоценовой толще подчинены нефтепроявления; то же, по предположению И. Г. Кузнецова, и восточнее, в районе Теделети в Юго-Осетии, где также вероятно развитие этой же фации олигоцена.

Эта же толща олигоцена, по данным И. Г. Кузнецова, присутствует на плато хр. Хихамта южнее сел. Шкмери. Об олигоцене Юго-Осетии

достоверных данных пока не имеется. Как видно, особенностью развития олигоцена в Раче является весьма значительная трансгрессия олигоценовых отложений и тем самым значительные предшествовавшие орогенические движения.

Более южная область развития олигоценовых осадков на южном склоне Кавказского хребта приурочивается к району от окрестностей Кутаиси до бассейна р. Квирилы и частью относится к району Сурамского перевала.

Во всем бассейне р. Квирилы, от окрестностей Кутаиси до Чиатурского района включительно, исследованиями Б. Ф. Мефферта *(556, 562)* констатирована особая фация олигоценовых отложений, с которыми в этой области связаны громадные по своей ценности залежи марганцевых руд. Эти олигоценовые осадки трансгрессивно налегают частью на эоценовые (лютетские) слои, частью на известняки сенона и выражены в пределах мощности от 20 до 50 *м* характерными слоистыми спонголитовыми породами, над которыми с изменчивой мощностью, в зависимости от явлений среднемиоценовой трансгрессии, присутствуют глинистые и песчано-глинистые осадки, вполне отвечающие фации майкопской свиты с обычными для нее остатками рыбьих чешуй *(Clupeidae)*. Эта спонголитовая фация присутствует с указанной значительной мощностью в основании олигоценовой толщи. В толковании Б. Ф. Мефферта только с этой спонголитовой фацией олигоцена и физико-географическими условиями образования этих своеобразных накоплений единственно и связаны осадочные образования марганцевых руд, что подробно здесь не может рассматриваться.

Распространение спонголитовой толщи прослеживается южнее Кутаиси от р. Чешури по кряжу Броликети через районы селений Нахширис-геле, Симонети, Дзеври до района Чхари, где эта свита олигоцена, почти нацело образованная спонголитами, полностью перекрывается трансгрессивными осадками чокракского и караганского горизонтов. Тектонически эта спонголитовая рудоносная свита выражается, по данным Б. Ф. Мефферта *(562)*, крутым крылом с южным падением, переходящим в опрокинутый к югу флексурный изгиб, который восточнее прослеживается по всей северной периферии Чиатурского района.

Протяжение марганцевой олигоценовой толщи от р. Чешури до Чхари описано в работе Б. Ф. Мефферта *(562)*. На этом протяжении наблюдаются в ряде мест (Броликети, Симонети, Дзеври) прерывистые линзы марганцевой руды, подчиненной спонголитовым породам. Мощность переменных прослоев и линз пиролюзита подвержена большим колебаниям. Подробные данные приведены в вышеупомянутой работе.

Восточнее, в бассейне р. Квирилы, располагается Чиатурский марганцевый район. Соответственно его исключительно крупному промышленному значению этот район освещается многочисленными геологическими исследованиями, начиная с Л. Ф. Бацевича, узко прикладных К. Сапицкого, продолжаясь работами В. В. Богачева *(92)* и в последние годы региональными исследованиями Б. Ф. Мефферта и крайне детальными работами также прикладного характера А. Бетехтина. По обеим сторонам ущелья р. Квирилы ряд боковых ущелий подразделяет толщу верхнемеловых известняков на ряд платообразных нагорий (Ргани, Зеда-Ргани, Мгвимеви, Табагреви, Дарквети, Перивиси, Шукрути, Итхвиси), где на почти горизонтальной и во многих местах карстовой поверхности верхнемеловых (сенонских) известняков залегают изменчивой мощности кварцевые пески, а также непосредственно слои марганцевой руды,

обычно оолитового сложения. При средней мощности марганцевого слоя около 2 *м* как в этом слое, так и над ним присутствуют типичные спонголитовые породы, неправильно обозначавшиеся песчаниками. Марганцевые руды Чиатурского района, по данным Б. Ф. Мефферта, также связаны генетически с фацией спонголитов.

Фаунистически данные рудные слои и связанные с ними спонголиты не охарактеризованы. Редкие остатки раковин обычно уничтожены растворением. В рудных слоях констатированы остатки скелетов сирен *(92)*, принадлежащих *Halitherium* aff. *schinzi* Kaup. и др. По северной периферии Чиатурского района рудные и спонголитовые породы переходят в фацию прибрежных кварцевых песков, связанных пиролюзитовым цементом. Это выражает дегенерацию марганцевой залежи по всей северной и также восточной окраинам Чиатурского района.

Общая мощность спонголитовых и песчаных пород олигоцена в Чиатурском районе изменяется от 20 до 40 *м*. В восточной части района вышележащие слои олигоцена выражаются песчанистыми глинами с рыбьими чешуями. Олигоцен Чиатурского района трансгрессивно перекрывается песками и раковистыми известняками чокракского горизонта. Этой среднемиоценовой трансгрессией объясняется полный размыв олигоцена по западной периферии Чиатурского района с удалением при этом и рудных слоев. Восточнее, на всем пространстве Дзирульского кристаллического массива, олигоцен отсутствует, а по его южной периферии глинистая фация олигоцена имеет некоторое развитие в области Сурамского перевала в районе Цихес-дзири, Монастери, Тезери; здесь олигоценовая толща залегает несогласно на верхнемеловых известняках полосы, пересекаемой Сурамским туннелем. Названные олигоценовые отложения, как и в Чиатурском районе, принадлежат к осадкам Рионской зоны. В более восточной области, начиная от Юго-Осетии, отложения палеогена принадлежат к иной фациальной и тектонической зоне Закавказья.

Таким образом на южном склоне Главного Кавказского хребта в Западном Закавказье эоцен повсеместно выражен в фации карбонатных пород, палеоцен фаунистически выделен в Абхазии и намечается в Имеретии, палеонтологически охарактеризованы известняки лютетского яруса, верхи которого выражаются мергелями с *Lyrolepis caucasica* Rom., с сопутствующей фацией фораминиферовых мергелей, местами присутствует верхний эоцен с фауной. Явственного перерыва в эоцене и трансгрессии последнего на верхний мел убедительно в Западном Закавказье не доказано. Олигоцен в глинистой фации майкопской свиты и в восходящем разрезе с песчаниками среднего и, может быть, верхнего олигоцена обнаруживает постепенное развитие трансгрессии в направлении с запада на восток, наиболее значительно выраженной в Лечхумо-Рачинской синклинали. В Рионско-Дзирульской подзоне трансгрессивный олигоцен в большой мере представлен фацией спонголитов с марганцевыми рудами.

II. Зона Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов

Эта зона развития палеогена представляет крупный элемент в геологическом строении Западного Закавказья к югу от долины рр. Риона и Куры. С юга эта зона ограничивается почти непрерывным краем лавового нагорья. Простираясь широтно от окрестностей Тбилиси до Черного моря и Аджаристана, данная зона представляет геосинклинальную об-

ласть весьма мощного непрерывного накопления палеогеновых отложений, выраженных в фациях, весьма отличных от фаций южного склона Кавказского хребта. Тектонически эта зона располагается между двумя выходами кристаллического субстрата: северной — Рионско-Дзирульской глыбой (выступающей на поверхность в Дзирульском массиве) и южной — Сомхетской глыбой (обнажающейся в верховьях р. Храма). Эта геосинклинальная зона палеогена названных хребтов подверглась весьма значительным дислокациям.

Во всей крайне мощной серии палеогена (6—8 *км*) Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов крупную роль играет вулканогенный комплекс, имеющий весьма обширное распространение в этой области.

Стратиграфия палеогена данной зоны излагается кратко по исследованиям Б. Ф. Мефферта *(556, 558, 560, 563)*. Палеоген рассматриваемой зоны начинается мощной серией флиша. Флишевая серия представляет согласный и непрерывный переход от известняков верхнего мела, выступающих среди палеогена в ряде мест названных хребтов. В низах флишевой серии местами присутствуют прослои известняков, содержащих верхнемеловую фауну, вследствие чего следует признать, что некоторая нижняя часть флишевой серии принадлежит маастрихтскому и датскому ярусам, а вышеследующая бóльшая часть серии флиша стратиграфически относится к палеоцену. Нижняя граница палеоцена представляется условной. Мощность серии флиша в области данных хребтов составляет не менее 3 *км*. В низах флишевой серии преобладают тонкослоистые темные мергели и глинистые сланцы с нередкими отпечатками фукоидов *(Chondrites* и др.), очень редкими мелкими, трудно определимыми нуммулитами и некоторыми фораминиферами, не дающими указаний возраста. Стратиграфически выше преобладают слоистые песчаники, сланцы, тонкослоистые туффиты и флишевые сланцы темносерого, зеленого, красноватого и фиолетового оттенков; все эти породы в непрерывном переслаивании. В песчаниках встречаются иероглифы, следы ползания, знаки морской ряби и другие признаки мелководья. Однако прибрежная фауна в этих породах отсутствует. Мощность этой фации флиша изменяется от 1 до 1,5 *км*. Выше, также в значительной мощности, получают большое и нередко преобладающее развитие туфопесчаники и андезитовые слоистые туфы в непрерывном переслаивании с тонкослоистыми флишевыми сланцами криптозернистыми и в большинстве туфогенного происхождения. Мощность этой части общей флишевой серии достигает 1,5—2 *км*. В ней явно сказываются элементы наступающей вулканической фазы, полное развитие которой приурочивается к среднему эоцену. Составными частями всей толщи флиша являются подчиненные пластовые интрузии различных основных изверженных пород миоценовой вулканической фазы — порфиритов, диабазов, габбро, тешенитов и других. Эти вопросы рассматриваются в специальном очерке проявлений вулканизма.

Распространение данной серии флиша во всей области хребтов Аджаро-Имеретинского и Триалетского весьма значительно. Согласно данным Б. Ф. Мефферта, серия флиша в Аджаристане выступает в антиклинальных зонах в бассейнах рр. Кинтриша, Чваны и верхнего Коблиан-чай и в значительной части побережий р. Аджарис-цхали. По северному склону Аджаро-Имеретинского хребта флиш в сложных тектонических условиях развит от р. Супсы до бассейна р. Ханис-цхали включительно, всюду ограничиваясь на севере фронтальной линией очень крупного надвига.

На южном склоне Аджаро-Имеретинского хребта флишевая серия занимает громадную Абастуман-Боржомскую антиклиналь, и далее к востоку, в Триалетах, флиш образует сложные складки Триалетской системы в бассейнах рр. Дзами, Таны и Тедзами, доходя по северному склону Триалет до района Дзегви на р. Куре. Более детальные указания распространения флиша по сложности тектонического строения затруднительны.

Следующим, без перерыва залегающим выше комплексом палеогена является весьма мощная вулканическая серия, имеющая громадное значение в построении Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Во многих местах эта серия начинается андезитовыми покровами и потоками обширного распространения. Налегание этих эоценовых вулканических излияний является согласным или несогласным, но без явного хронологического перерыва в отношении морских осадков флишевой серии.

Вулканогенная серия, при мощности 1—3 *км*, выражается многочисленными, разной мощности, андезитовыми покровами различного стратиграфического положения. Эти андезитовые покровы и потоки эоценового времени, многочисленные в одних районах и относительно редкие в других, сопровождаются мощными толщами вулканических брекчий; последние по своей мощности преобладают. Местами (Аджаро-Имеретинский хребет) эоценовые андезитовые покровы, начиная вулканогенный комплекс, переслаиваются с туфами, а также морскими флишевыми осадками, что свидетельствует о подводных излияниях. Мощность этих покровов и потоков изменяется от десятков до нескольких сот метров (хребет Арджеван). В Триалетском хребте андезитовые покровы значительно сокращаются в мощности и в ряде мест отсутствуют, замещаясь толщами вулканических брекчий.

Главными особенностями этих эоценовых повторных излияний андезитовой магмы, распространившихся покровами и потоками, являются, с одной стороны, вулканические проявления Арджеванского хребта (с мощностью главного эффузива не менее 500—700 *м*) с отчетливыми прорывами магмы через толщу известняков верхнего мела и с мощными пластовыми и секущими интрузиями в них (в этих глубинных условиях характерны в рассматриваемых андезитах весьма крупные фенокристаллы черных пироксенов) и, с другой стороны, весьма мощный (до 1000—1300 *м*) эффузив, подстилаемый и накрываемый мощными брекчиями, в Аджаро-Имеретинском хребте (в бассейне рр. Супсы, Губазеулы и Бахвисцхали). В этой области общая мощность вулканического комплекса доходит до 3 *км*.

Андезиты данных эоценовых излияний принадлежат к пироксеновым разностям, изменяясь от более кислых (дацитов) до более основных (не переходящих в базальты). Сопровождающие брекчии и туфы минералогически вполне сходны.

Весь указанный вулканогенный комплекс участвует в сложных дислокациях названных хребтов (начавшихся с нижнемиоценовой орогенической фазы). Распространение этого комплекса с андезитовыми покровами и потоками в данном кратком описании не может быть изложено.

Возрастные пределы эоценовой вулканогенной серии определяются налеганием ее на флишевую серию палеоцена и покрыванием ее без заметного перерыва оверзскими слоями верхнего эоцена. Эта серия принадлежит, таким образом, преимущественно лютетскому ярусу и отве-

чает среднеэоценовой вулканической фазе. Аналогом ее является подобная же серия в Армении с фауной лютетского яруса.

Верхний эоцен в Аджаро-Имеретинском хребте и в Триалетах представлен в мелководной морской фации песчано-глинистых осадков. Последним в некоторых районах (Верхняя Кура) предшествуют тонкослоистые туффиты. Фаунистически верхний эоцен наиболее полно охарактеризован в Ахалцихском районе. Эта фауна (в небольшом числе форм) впервые была установлена Г. Абихом *(899)* и подтверждена С. Симоновичем *(757)*. Эти слои относились ими к парижскому (лютетскому) ярусу. По позднейшим (1923—1926) исследованиям Б. Ф. Мефферта *(558, 560)*, эта фауна Ахалцихского района принадлежит верхнему эоцену, обнимая ярусы оверзский, бартонский и приабонский с общей мощностью до 300 *м* около Ахалциха; выше по р. Куре мощность, повидимому, увеличивается.

В районе Рустави на границе туфогенных и песчано-глинистых пород в основании верхнего эоцена (по Б. Ф. Мефферту в оверзских слоях) В. А. Страховым *(522)* указана фауна: *Marcia scobinellata* Lam., *Phacoides giganteus* Desh., *Ph. mutabilis* Lam., *Crassatella plumbea* Chemn., *Cr.* aff. *schaurothi* Oppenh., *Cr.* cf. *thallavignesi* Desh., *Axinea pulvinata* Lam., *Pectunculus polymorphus* Desh. (aff. var. *P. microsomus* Desh.).

Для района окрестностей Ахалциха верхнеэоценовая фауна указывается в работах Б. Ф. Мефферта *(558)* и, в частности, для *Gastropoda* в работе А. И. Исаевой *(348)*.

По краткости настоящего изложения разделение этой фауны по ярусам здесь не приводится.

Определяющие возраст слоев нуммулиты представлены исключительно преобладающей формой *Nummulites incrassatus* de la Harpe, мутации которой очень близки формам *Nummulites boucheri* de la Harpe и *N. rosai* Tellini; кроме того, присутствуют *Nummulites variolarius* Lam., *N. heberti* d'Arch., *N. contortus* Desh., *N. striatus* Brug.

Указанные виды нуммулитов точно решают вопрос о верхнеэоценовом возрасте данной ахалцихской фауны.

Из дискоциклин в нижних слоях *Discocyclina pratti* Mich. и в верхних (приабонских) мутация последнего вида *Discocyclina* n. sp. inden. Оперкулины выражены распространенными формами *Operculina ammonea* Leym. и *Op. canalifera* d'Arch.

Кораллы: *Turbinolia subeliptica* Abich, *Flabellum bellardi* J. Haime, *Trochocyathus* sp. Из Crinoidea: *Pentacrinites didactylus* d'Orb. Среди аннелид: *Protula* sp., *Serpula heptagona* Abich. Brachiopoda: *Terebratulina* aff. *parisiensis* Desh. Scaphopoda: *Dentalium anceps* Menegh. и др. Cephalopoda: *Aturia* sp., *Belosepia* sp., *Nautilus burtini* Galeotti. Среди крабов *Harpactocarcinus achalzicus* Bittner.

Pelecypoda: *Pectunculus depressus* Desh., *Crassatella plumbea* Chemn., *Cr. sulcata* Sol., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Ch. plebeia* Lam., *Ch. biarritzensis* d'Arch., *Pseudammusium corneum* Sow., *Spondylus buchi* Phill., *Sp. bifrons* Münst., *Gigantostrea gigantica* Sol., *Ostrea plicata* Sol., *Os. cubita* Desh., *Gryphaea* cf. *cymbiola* Desh., *Lucina defrancei* Desh., *L. antiquata* Sow., *L. (Dentilucina) concentrica* Lam., *Corbula* cf. *striata* Lam., *Meretrix incrassata* Desh., *Panopaea intermedia* Sow., *Venericardia imbricata* Gmelin,

Modiola nysti Kicks, *Isocardia crassa* Nyst., *Pinna margaritacea* Lam., *Clavagella (Stirpulina) coronata* Desh., *Teredo bartoniana* M. Eymar, *T. tournali* Leym. Представители родов *Chama*, *Lucina*, *Pholadomya*, *Arca*, *Cardita*, *Cardium*, *Cyprina*, *Alectryonia*, *Teredina*, *Clavagella* и др.

Gastropoda: *Pleurotomaria nicensis* Bayan, *Pl.* cf. *sismondi* Goldf., *Trochus (Tectus) margaritaceus* Desh., *Tr. (Tectus) achalzicus* Isaeva, *Tr. (Tectus) greliensis* Isaeva, *Tr. (Tectus) gracilis* Isaeva, *Tr. (Tectus) abichi* Isaeva, *Elenchus (Thalotia) sulcatus* Lam., *Xenophora* cf. *confusa* Desh., *X. cumulans* Brongn., *X. (Trochotugurium) agglutinans* Lam., *X. (Haliphaebus)* cf. *patellata* Desh., *Velates schmiedelianus* Chemn., *Solarium (Nipteraxis) subplicatulum* Oppenh., *Calyptraea* cf. *aperta* Sol., *C.* cf. *lamellosa* Desh., *Natica* aff. *scaligera* Bayan, *Natica (Lunatia)* aff. *pasinnii* Bayan, *Natica (Cepatia) cepacea* Lam., *Ampullina patula* Lam., *A. cochlearis* Hantken var., *A. rustica* Desh., *A. meshetica* Isaeva, *A. georgiana* Isaeva, *Turritella (Haustator)* cf. *imbricataria* Lam., *T. (Haustator) oppenheimi* Newt., *T. (Haustator)* aff. *solanderi M.* Eymar, *T. (Archimediella) gradataeformis* Schauroth, *Diastoma costellatum* Lam. mut. *alpina* Tourn., *D. costellatum* Lam. mut. *elongata* Brongn. *Bayania lactea* Lam., *Cerithium (Vulgocerithium) mefferti* Isaeva, *Chenopus pescarbonis* Brongn., *Rostellaria (Hippocrene)* cf. *ampla* Sol. var. *baylei* Desh., *R. (Sulcogladius) tricarinata* Abich, *Terebellum fusiforme* Lam., *T. (Seraphs) sopitum* Sol., *Rimella labrosa* Sow., *Erato* (?) *medius* Isaeva, *Cassidea orbignyi* Bell., *C. ambigua* Sol., *C. thessei* Brongn. var., *Pirula* aff. *helvetica* Mayer., *P. tricarinata* Lam., *P. nexilis* Sol. var., *P. pannus* Desh. var., *Eutritonium (Ranularia)* sp., *Fusus multispiratus* v. Koen., *F. dissimilis* Desh., *F. scabrellus* var. *gracilior* v. Koen., *F. (Levifusus) tuberculatus* Isaeva, *Clavilithes macrospira* Cossm. var. *major* Isaeva, *C. (Rhopalithes) noae* Chemn., *Lyria harpula* Lam., *Athleta* sp., *Olivella (Callianax) ventricosa* Defr., *Pleurotoma (Hemipleurotoma) odontella* Edw., *Surcula transversaria* Lam. var. *transcaucasica* Isaeva, *S. (Ancistrosyrinx) terebralis* Lam. var. *abichi* Isaeva, *Gyroscala (Circuloscala) elegans* Isaeva, *Acrilla mardatschayensis* Isaeva, *Clathroscala (Undiscala) similis* Isaeva, *Conus (Conospira)* cf. *lebruni* Desh., *C. (Leptoconus) deperditus* Brug., *Hemiconus* cf. *defrancei* Desh., *Tornatellaea simulata* Sol., *Roxania* cf. *semistriata* Desh., *Bullinella (Cylichnina)* sp., *Scaphander* cf. *fortisi* Brongn.

Некоторые предшествующие данные (1906) по фауне Ахалцихского эоцена содержатся в труде Ф. Освальда по геологии Армении *(979)*. Они основаны на сборах Ф. Байерна; в отношении фауны моллюсков эти палеонтологические определения являются вполне современными, и ряд форм указывается здесь дополнительно к вышеприведенному списку, а именно: *Nautilus lingulatus* v. Buch., *Limopsis granulata* Lam., *Lucina (Miltha) pseudoargus* d'Arch., *Scala (Crisposcala) crispa* Lam., *Streptochetus intortus* Lam., *Fusus aciculatus* Lam., *Aporrhais sowerbyi* Mant., *Pleurotoma voyseyi* d'Arch., *P. angulosa* Desh., *Voluta (Eopsephia) torulosa* Desh., *Volutilithes mutatus* Desh., *Hemiconus scabriculus* Sol., *Actaeon inflata* Fer., *Bulla limnaria* Lam., *Arca biangula* Lam., *Plagiocardium granulosum* Lam., *Solenocurtus strigilatus* L., *Lucina (Dentilucina) saxorum* Lam., *Limopsis angusticostata* Lam., *Corbula trigonalis* Sow. и др.

Указания Ф. Освальда, основанные на неверных определениях Г. В. Абиха о наличии в данной ахалцихской фауне таких форм, как *Nummulites laevigatus* Brug. (нижнелютетский вид) и *N. planulatus* d'Orb. (палеоценовый вид), в настоящее время являются неправильными.

Ахалцихская фауна верхнего эоцена, являясь самой многочисленной в области развития кавказского эоцена, указывает на связь ее по своему составу с формами западноевропейского эоцена и особенно Средиземноморской области, заключая при этом и большое число местных расовых форм.

В сложных тектонических условиях верхний эоцен развит в пределах Ахалцихской котловины, распространяется западнее в бассейне р. Коблиан-чай вплоть до районов Чечля и Кехованъ и после перерыва (базальтовый покров) еще западнее в Аджаристане в районе Горджоми. Восточнее Ахалциха и вверх по р. Куре складки верхнего эоцена развиты от Рустави и Еншкева вплоть до Аспиндза и ниже по р. Куре от Минадзе к Орпола, Блордза и Сакунет. При сохранении общей песчано-глинистой фации в этой области большее развитие имеют глинистые осадки. Прибрежная фауна показывает некоторое обеднение. Восточнее Ошорского перевала в Триалетском хребте песчаники верхнего эоцена выступают в сложных тектонических условиях *(560)* в районах Цихис-джвари и Бакурьяни. По данным А. И. Шишкиной-Богачевой *(866)*, верхнеэоценовые слои Бакурьяни содержат фауну *Pseudammusium corneum* Sow. var. n., *Chlamys biarritzensis* d'Arch. var. n., *Ch.* n. sp. cf. *venetorum* Oppenh., *Lucina (Phacoides) georgiana* Schischk. n. sp., *Crassatella* aff. *deshayesiana* Nyst, *Tellina* cf. *fayelensis* Cossm., *Donax* aff. *rudis* Lam., *Cardium* sp.

Эти же слои продолжаются восточнее через Большую Митарбу и далее тектонически прекращаются.

Значительную область развития верхнего эоцена на северном склоне Триалетского хребта представляет водораздел между долиной р. Куры и ущельем р. Дзами, слагаемый в районах Халеби, Тхинари, Бокнети, Хоплети и далее через Элбакиант-кари на северо-восток до долины р. Куры толщей (до 300 *м*) песчаников (грубозернистых и тонкослоистых) с глинистыми прослоями. В этих песчаниках, по данным Б. Ф. Мефферта, встречается фауна мелких нуммулитов типа *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Operculina ammonea* Leym., трубки серпулид и некоторые другие формы. Эта верхнеэоценовая толща с севера покрывается согласно глинистой фацией олигоцена, а с юга ограничена главным надвигом (палеогена и верхнего мела) Триалетского хребта.

Восточнее, по северному склону Триалет в Горийском районе (правобережье р. Куры), в сложных тектонических условиях в районах Зеда-Ксовриси, Бнависи, Горис-джвари, Хидис-тави, Атени (р. Тана), по северному и западному склонам хребта Саниориус-кеди выступает толща песчаников (около 400 *м* мощности), покрываемых глинистыми осадками олигоцена и содержащих в разных местах, по данным Б. Ф. Мефферта, мелкие нуммулиты (не типа *N. atacicus* Leym.), частью оперкулины и обилие дискоциклин («орбитулитовые» песчаники Г. Абиха), пока не определенных. В краткой заметке М. И. Варенцова и В. В. Меннера *(159)* для верхнего эоцена Горийского района указываются *Nummulites atacicus* Leym. и формы, очень близкие к *N. fabiani* Prever. По недостаточной изученности этой фауны можно предположительно допустить, что нуммулиты данного района принадлежат к недостаточно

еще диференцированной группе *N. incrassatus* de la H a r p e *(N. ramondiformis* de la H a r p e), типичной для верхнего эоцена Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов.

Охарактеризованные выше толщи палеоцена, среднего и верхнего эоцена сохраняют свое стратиграфическое и фациальное постоянство на всем пространстве Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Тектоника этих хребтов не является предметом данного изложения и описывается отдельно. Можно только отметить, что в тектоническом построении всей этой горной системы констатирован ряд крупных надвигов в северном направлении; один из главных и наиболее северных из них прослежен работами Б. Ф. Мефферта *(560, 563)* от Сурамского района до Озургет. Из-под этого надвига в некоторой части Северной Гурии в хребте между р. Супсой и долиной р. Рион и несколько восточнее выступает совершенно иная фация верхнего эоцена. На туфогенно-флишевую серию палеоцена с явным перерывом налегает толща (30—50 *м* мощности) очень светлых вулканических туфов с большим содержанием биотита. Выше биотитовые туфы сменяются биотитсодержащими песчаниками, и последние согласно покрываются толщей (30—40 *м*) серых и зеленоватых глин и глинистых мергелей с фораминиферами. Фораминиферовая свита также согласно сменяется типичной майкопской глинистой толщей нижнего олигоцена. При этих стратиграфических отношениях фораминиферовая свита и толща биотитовых туфов могут быть отнесены к верхнему эоцену, начало которого в этой области отмечается вулканической фазой. Тектоника этих отложений выражается опрокинутыми на север складками.

Распространение олигоценовых отложений в Аджаро-Имеретинском и Триалетском хребтах также в большой мере обусловливается сложными тектоническими формами. Фациально олигоцен во всей данной области представлен то глинистыми, то песчанистыми осадками, различаясь этим в отдельных районах. Типичная глинистая фация майкопской свиты, трансгрессивно перекрываемой средним миоценом, развита в Гурии (в восточной части Озургетского района) по правобережью р. Супсы и несколько восточнее Чохатаури. Далее на восток вдоль северного склона Аджаро-Имеретинского хребта эта глинистая фация, вероятно нижнего олигоцена, покрываемая чокракскими слоями, имеется вдоль главного надвига по р. Перета, в Багдадском районе на р. Ханис-цхали, в районах Свири и Квалити, где она заканчивается.

Распространение олигоцена этой области показано на карте Б. Ф. Мефферта *(563)*. Основание олигоцена этой северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта остается неизвестным, мощность зависит от перекрывания чокраком.

Наибольшее развитие олигоцен имеет на южном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, в Ахалцихском районе, где констатирован полный стратиграфический разрез олигоцена до верхов его, приведенный в работах Б. Ф. Мефферта *(558, 567)*. Там же *(558)* разобраны прежние неправильные толкования стратиграфии в трудах Г. Абиха *(899)*, С. Симоновича *(757)* и Ф. Освальда *(979)*, частью обусловленные сложностью тектоники.

Считая неустановленным перерыв между приабонскими слоями Ахалцихе и нижним олигоценом, выраженными почти в одинаковой фации при неопределенной границе между ними, можно отметить, что низы ахалцихского олигоцена фациально тождественны глинистой фации майкопа, выражаясь темносерыми тонколистоватыми глинами с выцветами солей, ярозитом, мергелистыми септариями. В фауне, кроме рыбных

остатков *(Clupeidae* и др.), изредка встречаются *Diastoma costellatum* Lam. mut. *elongata* Brongn. и редкие пелециподы. В. А. Страховым найдены мелкие нуммулиты, что не противоречит олигоцену. Выше выделяется постоянный горизонт песчаников (40—50 *м*), грубозернистых и грубослоистых, с ядрами плотного песчаника. В фауне *(558)* присутствуют *Pecten arcuatus* Brocchi, *Cardium* sp., *Cyprina* cf. *tumida* Nyst, *Crassatella* sp., *Glycimeris* sp., *Calyptraea* cf. *aperta* Sol., устрицы. Этот горизонт правильнее относить к латторфскому ярусу.

Вышележащая мощная (200—300 *м*) толща глин, переслаивающихся с песчаниками, фаунистически характеризуемая только рыбьими чешуями, отвечает части нижнего и среднего олигоцена, что подтверждается вышележащим горизонтом.

Этот последний горизонт Каратубани (около 50 *м*), открытый впервые Г. Абихом *(899)* и с некоторым исправлением списка фауны описанный Ф. Освальдом *(979)*, заключает в песчано-глинистых слоях *(558, 567)* обилие *Pectunculus (Axinea) obovatus* Lam., *Cyrena semistriata* Desh., *Venus lugensis* Oppenh. Многочисленная фауна *Gastropoda* была определена А. И. Исаевой: *Neritina abastumanica* Isaeva, *Rissoa karatubanica* Isaeva, *Calyptraea* cf. *striatella* Nyst., *Natica achatensis* Recluz, *N.* cf. *micromphalus* Sandb. var. *conomphalus* Sandb., *N. hantoniensis* Pilk., *Bayania spirata* Isaeva, *Melanopsis* cf. *hantkeni* Hofm., *M. (Lyrcaea) achalzichica* Isaeva, *M. (Lyrcaea?) subcarinata* Morris, *Cerithium (Conocerithium) anicum* Isaeva, *Potamides (Pirenella) plicatus* Brug. mut. *galeottii* Nyst, *Potamides (Pirenella) plicatus* Brug. mut. *alpina* Tourn., *P. (Ptychopotamides) subelegans* Abich, *Tritonidea karatubanica* Isaeva, *T. (Cantharus) intermedia* Isaeva, *Latruculus (Peridipsaccus) caronis* Brongn., *Diastoma costellatum* Lam. mut. *elongata* Brongn., *Murex* aff. *deshayesi* Nyst.

Горизонт Каратубани и небольшая песчано-глинистая толща выше отвечают среднему олигоцену.

Верхний олигоцен, по данным Б. Ф. Мефферта *(558, 567)*, слагается следующими восходящими свитами.

Нижние цереновые песчаники (30 *м*) с обилием мелких *Cyrena* sp., солоноватоводными кардидами и *Melanopsis callosa* Braun. Выше лигнитовая свита (50—160 *м*), пресноводная озерная фация (рыхлые песчаники, красные глинистые и мергелистые породы) с спорадическими слоями лигнитов. Верхние цереновые песчаники (15 *м*) с аналогичной фауной. Мощная красноцветная свита красных и пестрых глин и мергелей с прослоями песков и гипсоносными накоплениями (лагунная фация); в песчанистых прослоях *Melanopsis callosa* Braun. Начавшееся в верхнем олигоцене опреснение бассейна заканчивается полной регрессией верхнеолигоценового моря и отложением верхней толщи кварцевых песков континентального происхождения. Общая мощность олигоцена Ахалцихского района достигает 600—700 *м*.

Распространение различных свит олигоцена Ахалцихского района при сложной тектонике последнего показано на картах Б. Ф. Мефферта *(558, 567)*. Западнее Ахалциха олигоцен развит в синклиналях нижнего течения р. Коблиан-чай и с юга прерывается лавовым покровом. Вверх по р. Коблиан-чай распространение олигоцена (только нижнего) доходит до селений Чечля и Кеховани, и после перерыва (базальтовый эффузив) олигоцен выступает только у Горджоми, отсутствуя во всей остальной области Аджаристана.

К востоку от Ахалцихского района олигоцен узкой (тектонически опущенной) полосой простирается через Кодианский хребет и занимает район Тори, между Цихис-джвари и Боржоми *(560)*. У Тори в песчаниках А. И. Шишкиной-Богачевой установлена следующая фауна *(865)*: обилие *Corbula helmerseni* M i k h., *Cyrena semistriata* D e s h., формы *Melanopsis (Lyrcaea)* sp., сходные с миоценовыми видами, редкие *Pholas* sp. и *Congeria* sp. Б. Ф. Меффертом эти корбулиевые слои Тори относятся к верхнему олигоцену, однако не исключается возможность принадлежности их и к нижнему миоцену, значительное распространение которого определилось в последние годы в Сурамском и Горийском районах. Нижний олигоцен в глинистой фации (с рыбьими чешуями и местами с фораминиферами) обнажается в Бакурьянском районе у Цихис-джвари, Бакурьяни, Большой Митарбы и восточнее узкой тектонической полосой до Большого и Малого Тонети *(560)*.

По северной периферии Триалет олигоцен в глинистой фации майкопской свиты (местами сложнодислоцированный и, вероятно, большой мощности) занимает правобережье р. Куры от Цивис-цхаро через Тагуэти, Крис-хеви, Цхиси, Мицоби и до Чоми. В Горийском районе, также по правому берегу р. Куры, эта же серия олигоцена развита от Бнависи через Нижнее Атени к Земо-Хандаки и до района Кавтис-хеви (в ядре антиклинали с нефтепроявлениями). В Тбилисском районе майкопская свита занимает синклинали по обеим сторонам р. Куры, восточнее закрываясь среднемиоценовыми осадками.

Описанная зона развития палеогена Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов резко отделяется от более южной области палеогена Армении и Азербайджана. Разделяющей является Сомхетская зона с выходами древних кристаллических пород.

III. Зона Армении и Азербайджана

Северной областью развития палеогена Армении является Безобдальский (Памбакский) хребет, расположенный между Лорийской степью (лавовый покров) на севере и вулканическим массивом Алагеза на юге. С севера, запада и юга этот палеогеновый хребет окружен обширными послетретичными лавовыми излияниями. Нижний эоцен (палеоцен) в памбакской системе неизвестен. По старым данным Г. Абиха *(887)*, на сенонских известняках расположена толща среднего эоцена, в низах которой указываются[1] *Nummulites planulatus* d'O r b. (?), *N. globulus* L e y m., *Assilina granulosa* d'A r c h., *Operculina* sp. В Безобдальском хребте имеет значительное развитие туфогенная фация эоцена (с пластами угля в районе Джанджурского перевала). В западной части хребта, в области Марал-дага у сел. Кейты, в туфогенных породах сборов Н. П. Батурина Б. Ф. Меффертом определены *Nummulites atacicus* L e y m., *N. sub-atacicus* D o u v., *N. lucasi* D e f r., *N. laevigatus* B r u g., *N. perforatus* M o n t f., *Assilina* cf. *exponens* S o w. Фауна указывает на лютетский ярус.

К северо-востоку от горы Безобдал, вблизи ст. Калагеран у сел. Кариндж, в той же области развития туфогенной толщи эоцена, в сборах В. Г. Грушевого Б. Ф. Меффертом установлена следующая фауна: *Nummulites murchisoni* B r u n n e r., *N. heeri* de la H a r p e, *N. irregularis*

[1] Приводимые здесь и ниже старые палеонтологические данные указываются с некоторыми номенклатурными исправлениями *(Ред.)*.

Desh. *N. sub-irregularis* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *N. sub-atacicus*, Douv., *Assilina* sp. ind., *Discocyclina* pl. sp. ind., *Chlamys* aff. *subtripartita* d'Arch.

Далее на восток, охватывая область верховьев рр. Акстафы и Тарсачай, палеоген развит к западу от оз. Севан (Гокча) в Дилижанском районе и по северному побережью озера до сел. Надеждина (данные К. Н. Паффенгольца). В указанной области палеоген образован мощной толщей вулканогенных пород (туффиты, туфы, брекчии с одновременными и последующими изменениями различных основных пород),которая с наибольшей вероятностью соответствует лютетской туфогенной толще западной части Памбакского хребта. Другой фацией палеогена этой области являются известняки детритусового характера с нуммулитовой фауной, точно еще не определенной. Известняки наблюдаются изолированно; повидимому, они стратиграфически залегают выше вулканогенной серии эоцена, что и наблюдается в более южной области Даралагеза.

Эоцен к югу от оз. Севан и Акманганского вулканического массива имеет значительное развитие в верхней части бассейна р. Восточный Арпачай, выступая частью из-под послетретичных андезитовых излияний, частью из-под вулканического комплекса олигоценового возраста. Эоценовый комплекс в области р. Восточный Арпа-чай местами изучался в давнее время Г. Абихом *(887)* и Г. Г. Цулукидзе *(838)*, впервые установившими средне-эоценовый возраст этой серии Даралагеза. Новейшие исследования в этой области (1926—1927) выполнены В. Н. Котляром *(427)* и А. В. Кржечковским *(439)*, по данным которых мощная (1 500 *м*) толща туффитов и туфогенных мергелей, повидимому, обнимающая и нижний эоцен, сменяется согласно выше туффитами (150 *м*) с обильной фауной. Последняя, как и фауна других известняковых свит эоцена в Даралагезе, описана в работе Б. Ф. Мефферта *(570)*, данные которого ниже приводятся.

В туфогенной свите встречены (в разных пунктах) *Nummulites partschi* de la Harpe var., *N. oosteri* de la Harpe var., *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. oswaldi* Meff., *N. gizehensis ehrenbergi* de la Harpe, var. *armeniaensis* Meff., *N. perforatus* de Montf. var *renevieri* de la Harpe, *N. perforatus* var. *perforata* de Montf., *N. laevigatus* Brug. var., *Assilina exponens* Sow., *A. exponens* Sow. var. (cf. *spira* de Roissi), *Venericardia* sp. ind., *Velates schmiedelianus* Chemn., *Rosstellaria (Hippocrepe) ampla* Sol.

Выше залегают известняковые свиты, а именно: известняки Джагатай-Сойлак, содержащие *Heterostegina* sp., *Pellatispira armenica* Meff., *Discocyclina sella* d'Arch., *D. discus* Kaufm. var., *D. varians* Kaufm., *D. nummulitica* Gümb., *D. chudeaui* Schlumb., *Asterocyclina stellaris* Brunn., *A.* cf. *taramellii* M. Ch., *Actinocyclina radians* d'Arch., *Act. patellaris* Schloth., *Act. furcata* Rüt.

Несогласно над этими известняками залегают розоватые известняки Ак-дага (район Малишки) с фауной *Lithothamnium nummuliticum* Gümb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nummulites atacicus* Leym., *N. sub-atacicus* Douv., *Operculina granulosa* Leym., *O.* aff. *lybica* Schw., *Discocyclina umbo* Schafh. var *minor* Meff., *Gualtieria* (?) sp., *Protula* sp., *Spirorbis* sp., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Chl.* cf. *subtripartita* d'Arch.?, *Vermetus (Tubulostium) spirulacus* Lam., *Campanile* sp.

Приблизительно стратиграфически однозначными являются известняки Намазалу с фауной *Gigantostrea gigantica* Sol., *Liostrea (Pycnodonta) archiaci* Bell., *Hipponix* aff. *dilatatus* Lam., *Ampullina* cf.

sigaretina Lam., *Campanile* sp. aff. *lachesis* Bayan, *Terebellum (Seraphs?)* cf. *sopitum* Sol., *Rostellaria (Sulcogladius) goniophora* Bell., *Cassides* sp. cf. *orbignyi* Bell., *Crucibrissus abichi* Meff.

Данные всей этой фауны указывают на верхнюю часть лютетского яруса и оверзский ярус.

Далее на юго-восток область развития палеогена распространяется по Западному Карабаху до р. Аракса в сторону Джульфы и Ордубада. По р. Джагри-чай выше Нахичевани, по сборам Н. Н. Яковлева (1927) в эоценовых известняках у сел. Паис Б. Ф. Меффертом определены следующие формы, указывающие на верхи лютетского яруса: *Nummulites millecaput* Boubée, *N. helvetica* Kaufm., *N. partschi* de la Harpe, *N. oosteri* de la Harpe, *Spondylus buchi* Phill., *Chlamys subtripartita* d'Arch., *Rostellaria (Sulcogladius) goniophora* Bell., *Pirula* sp.

Разрез эоцена по р. Араксу между Джульфой и монастырем Кармирванк изучался Ф. Фрехом, Г. Абихом, П. Бонне и другими. Эти данные приводятся крайне сокращенно. Верхний эоцен (230 *м*) — красные песчаники и ниже — конгломераты. Лютетский ярус (в нисходящем порядке): конгломераты (13 *м*) с слоями известняков (с крупными устрицами) и криноидным известняком ниже. Конгломераты и песчаники (30 *м*) с *Rhizocorallium* в нижних слоях. Нуммулитовые известняки (5 *м*) с *Nummulites lucasi* Defr., *N. perforatus* Montf., кораллами и устрицами. Известняки (5 *м*) с кораллами и громадными устрицами. Песчаники (20 *м*) с конгломератами в основании. Около Дорошама на р. Араксе, по Г. Абиху (887), песчаники и конгломераты и в нижележащих известняках фауна *Nummulites laevigatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. globulus* Leym. (кроме того, указываются несовместимые формы — *N. complanatus* Lam. и *N. planulatus* d'Orb.), *Schizaster julfensis* Dub., *Gigantostrea gigantica* Sol., *Campanile giganteum* Lam. Ниже конгломераты, налегающие на пермо-триас и палеозой.

Данные Г. Г. Цулукидзе дополняют этот список рядом форм: *Nummulites distans* Desh., *Conoclypeus conoideus* Goldf., *Schizaster studeri* Ag., *Eupatagus ornatus* Defr., *Pycnodonta brongniarti* Desh., *Vulsella falcata* Münst., *Modiola (Brachydontes) pectinata* Lam., *Arca (Barbatia) barbatula* Lam. и некоторые гастроподы.

Около Джульфы в известняках и песчаниках в сборах Н. Н. Яковлева (1927) и К. Н. Паффенгольца (1931), по определениям Б. Ф. Мефферта, встречаются *Nummulites millecaput* Boubée, *N. perforatus* Montf., *N. atacicus* Leym., *N. sub-atacicus* Douv., *Assilina granulosa* d'Arch, *Discocyclina sella* d'Arch., *D. nummulitica* Gümb., *Asterocyclina* sp., *Actinocyclina* sp., *Operculina granulosa* Leym., *Gigantostrea gigantica* Sol., *Conoclypeus* sp. и др.

К северу от Джульфы, около Джалмалдина, в известняках (сборы Н. Н. Яковлева), по определениям Б. Ф. Мефферта, содержится фауна *Nummulites perforatus* Montf., *N. atacicus* Leym., *Assilina granulosa* d'Arch. var. *major* et var. *minor* A. Heim, *A. leymeriei* d'Arch. et Haime, *Vermetus (Tubulostium) spirulaeus* Lam., *Spondylus buchi* Phill., *Chlamys subtripartita* d'Arch., *Turritella (Haustator) oppenheimi* Newt., *T. imbricataria* Lam., *T.* cf. *trempina* Carez.

Эти отложения (известняки, песчаники, конгломераты) слагают область Дарры-дага и распространяются севернее до Парадашта и Анзыра. У Парадашта (сборы К. Н. Паффенгольца), кроме ряда видов (*Nummulites perforatus* Monft. и др.) обилие *Nummulites brongniarti* d'Arch. et Haime и *N. oswaldi* Meff.

Восточнее Джульфы эоценовая толща налегает на верхнемеловые осадки и далее распространяется до Ордубада. Около Яйджи на р. Араксе — коралловые известняки (Г. Г. Цулукидзе). Севернее, у Билява, — эоценовые песчаники и красные конгломераты с фауной (Г. Г. Цулукидзе) *Nummulites laevigatus* Brug., *Glycimeris intermedia* Sow., *Turritella imbricataria* Lam., *T. edita* Sow. и др. Около Шурута песчаники с *Nummulites perforatus* Montf., *Assilina exponens* Sow., *Discocyclina fortisi* d'Arch. У Андаминча около Ордубада песчаники с растительными остатками (Г. Г. Цулукидзе). Этой областью заканчивается распространение эоцена во всей горной системе Карабаха.

На площади Армении, Нахичеванской АССР и Нагорного Карабаха стратиграфия эоцена не является еще достаточно разъясненной и согласованной. Присутствующая в Даралагезе весьма мощная туфогенная толща, повидимому, в большей своей части палеоценовая, южнее в Карабахе отсутствует, и в последнем ясно выражена трансгрессия лютетского яруса. Кроме того, к югу от Даралагеза изменяется и фация эоцена: с исчезновением туфогенных элементов более развиваются песчаники, конгломераты и зоогенные известняки. В возрастном отношении эоцен Карабаха и Нахичеванской АССР также преимущественно обнимает лютетский и оверзский ярусы.

Олигоцен [1] всей рассматриваемой части Южного Закавказья регионально разделяется на две главные фации: одну составляют морские (частью лагунные) осадки — песчаники, конгломераты, мергели, известняки с богатой фауной, преобладающие в Западной Армении (по р. Араксу); другая фация выражена мощной вулканогенной серией и развита в Даралагезе и Карабахе.

Первая фация очень полно развита около Охчаберда вблизи Еревана и в нисходящем разрезе, по Г. Абиху (*894*), представлена мергелями с гипсами (лагунная фация верхнего олигоцена), ниже — коралловыми известняками (фауна типа Castel Gomberto): *Porites minuta* Reuss, *Rhabdophyllia tenuis* Reuss, *Ulophyllia acutijuga* Reuss, *U. macrogyra* Reuss, *Desmocladia septifera* Reuss, *Dimorphophyllia oxiopha* Reuss, *Favia confertissima* Reuss, *Agathiphyllia conglobata* Reuss, *Heliastrea columnaris* Reuss, *H. baucana* Reuss, *Prionastrea gibbosa* Abich, *Isastrea elegans* Reuss, *Plocophyllia calyculata* Reuss, *P. flabellata* Reuss, *Stylina suessi* Reuss, *Stylocoenia lobato-rotundata* Mich., *S. microphthalma* Reuss, *Phylocoenia irradians* M. E. et H., *P. macrocanta* Abich.

Ниже — мощная толща известняков, песчаников и конгломератов с фауной *Pectunculus lugensis* Lam., *Crassatella trigonula* Fuchs, *Cardium perversum* Abich, *C. pseudo-fragilis* Abich, *Arctica compressa* Fuchs var., *Venus vindobonensis* Mayer, *V. umbonaria* Lam., *Ampullina maxima* Grat., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Cerithium charpentieri* Bast., *Conus mercati* Brocchi.

Ниже — слои с *Nummulites intermedius* d'Arch.

Южнее по р. Араксу, к западу от Даралагеза, П. Бонне описал (*936*) олигоцен, представленный мощными песчаниками (с элементами вулканических пород) и содержащий фауну *Nummulites intermedius* d'Arch.,

[1] После составления настоящего очерка К. Н. Паффенгольц опубликовал работу «К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии». (Зап. Всес. минералог. о-ва, 2 сер., часть 67, вып. 2, 1938 г., стр. 385—419, 2 рис.) В этой работе уточняется граница между эоценом и олигоценом и значительно расширяется область распространения последнего *(Ред.)*.

N. vascus Joly et Leym., *Pectunculus phillippi* Desh., *Lithodomus* sp., *Meretrix verneuili* d'Arch. sp., *M. vilanovae* Desh. sp., *Tellina nysti* Desh., *Thracia prominensis* Oppenh., *Teredo* sp., *Dentalium* sp., *Trochus boscianus* Brongn., *Diastoma costellatum* Lam. sp. mut. *elongata* Brongn., *Hipponix preveri* Fab., *Campanile menegazzoi* Fuchs, *Cerithium plicatum* Brug., *Turritella biarritzensis* Bouss., *Natica (Ampullina) picteti* H. et R., *N. (Ampullina) garnieri* Bayan, *N. (Amauropsella) scaligera* Bayan, *Cypraea angusta* Fuchs, *Cassidea nodosa* Sol., *C. ambigua* Sol., *Ancilla studeri* H. et R., *Pettalophylia* sp., *Galeocerdo* sp.

Автор относит данную свиту к ярусу Rupélien. Данные слои залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на среднеэоценовых и палеозойских отложениях.

Восточнее, в Даралагезе, эти морские олигоценовые осадки покрываются вулканогенной серией. Ниже по р. Араксу морская фация олигоцена не установлена.

На огромном пространстве между оз. Севан, рр. Тертером и Араксом, по данным К. Н. Паффенгольца *(650)*, присутствует огромная (1 500—2 000 *м*) вулканогенная серия олигоцена. В Даралагезе она представлена андезитами, туфобрекчиями, дацитами и липарито-дацитами, покровы которых согласно налегают на эоценовые образования; в восточной части оз. Севан эта серия олигоцена трансгрессивно залегает на верхнемеловых и эоценовых отложениях, в верхах заключает типичные липариты.

В ряде районов эта серия констатирована и западнее оз. Севан. Значительное развитие она имеет в Западном и Восточном Карабахе, распространяясь на восток с налеганием на верхнемеловые образования по рр. Гочас-чай и Акере.

В тектоническом отношении эоцен Армении вместе с верхним мелом местами интенсивно дислоцирован. Олигоценовые образования залегают обычно под пологими углами. Орогеническими фазами являются предлютетская, отчетливо проявляющаяся южнее Даралагеза и по р. Араксу, и предолигоценовая. О вулканических фазах выше упоминалось.

Фазы орогенезиса и вулканизма, фации и связанные с ними фауны резко отличают всю палеогеновую область Армении от выше рассмотренных зон развития палеогена Закавказья.

Вулканогенные серии палеогена в значительной степени развиты в крайней юго-восточной части Закавказья в области Талыша (б. Ленкоранский уезд), где, по исследованиям П. П. Авдусина *(16, 17)*, в основании палеогена развита мощная (1 000 *м*) толща туфобрекчий и туфов с подчиненными базальтовыми покровами. Повидимому, в этих туфовых породах при работах А. Ф. Михайлова найден крупный *Nummulites brongniarti* d'Arch. et Haime (определение Б. Ф. Мефферта), что указывает на верхнелютетский возраст соответствующих слоев. Выше — 200 *м* туфопесчаников и глин с чешуями *Meletta* и остатками рыб (предположительно верхний эоцен — олигоцен). Еще выше — мощная (1 200 *м*) вулканическая серия андезитовых покровов, переслаивающихся с туфобрекчиями, туфами и туфоконгломератами. Среди этой толщи найдены остатки *Aturia zigzag* Sow. Верхнюю свиту (видимая мощность 200 *м*) составляют туфо-песчаники и глинистые сланцы с углистыми растительными остатками. Олигоценовая (?) серия занимает западную и северную части Ленкоранского района. Тектоника в виде нормальных складок; со стороны Каспийского побережья меридиональный разрыв (по В. В. Богачеву).

* * *

О полезных ископаемых в палеогене дается только самое краткое упоминание. В зоне южного склона Кавказского хребта известняки эоцена применимы для строительных и технических целей; верхнелютетские слоистые мергели могут служить для агрономических надобностей и цементного дела.

Спонголитовой фации олигоцена подчинены богатые залежи марганцевых руд в Имеретии, в глинистой фации олигоцена Верхней Рачи — нефтепроявления. В системе Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов с серией флиша и вулканогенным комплексом эоцена в Аджаристане связаны рудные проявления в районах позднейших интрузий. С верхним эоценом (Тбилиси) и олигоценом (Кавтис-хеви) связаны некоторые нефтепроявления. Верхнему олигоцену Ахалцихского района подчинены залежи лигнитов. В Армении в туфогенной свите в районе Джанджура имеются выходы углей. В Мисханском районе и в Даралагезе гидротермальными процессами в палеогене обусловлены полиметаллические рудные проявления; в районе Джульфы — мышьяковистые выделения.

Многие породы вулканогенной серии палеогена являются строительными материалами. Во всех областях Западного и Южного Закавказья наблюдались многочисленные минеральные источники различного состава, присутствующие и в других геологических образованиях.

Миоценовые отложения

Миоцен Кабристана и Апшеронского полуострова

Более или менее точное определение стратиграфического объема миоценовых пластов юго-восточной оконечности Кавказа было дано Д. В. Голубятниковым *(249)* и И. М. Губкиным *(278)*, которым удалось в 1914 г. впервые открыть на Апшеронском полуострове фаунистически охарактеризованные понтические слои и тем самым выделить здесь кровлю миоценового комплекса [1]. Труднее представлялось установить его нижнюю границу. Условно, как об этом уже упоминалось при описании разреза палеогена, за нее приходится принимать кровлю майкопской свиты.

На Апшеронском полуострове и в Восточном Кабристане миоценовая толща (в указанном ее объеме) охарактеризована палеонтологически весьма бедно. Кроме диатомовой флоры, известной в верхних и средних горизонтах миоцена, фактически приходится основываться лишь на многочисленных спириалисах, встречающихся здесь в низах данной серии, и на рыбных остатках, довольно часто попадающихся на протяжении всего разреза миоцена. Кроме того, скорее в виде исключения, немногим исследователям удалось еще сделать единичные находки то сарматских форм (*Cardium obsoletum*, *Cryptomactra)*, то мэотических (*Venerupis abichi*, *Mohrensternia subinflata*). Однако стратиграфический объем как сарматского, так в еще большей мере мэотического ярусов до последнего времени оставался

[1] В более ранний период геологического изучения Юго-Восточного Кавказа те слои, которые сейчас квалифицируются как миоценовые, принято было объединять со значительной частью вышележащих плиоценовых отложений и в таком расширенном объеме сопоставлять или с нижним плиоценом (Л. Ф. Бацевич, 1881), или с миоценом (Г. Абих, 1863, Г. Г. Цулукидзе, 1872), или даже с олигоценом (С. Симонович и А. Н. Сорокин, 1888—1898).

неясным. Поэтому вполне точно и повсеместно можно было выделить лишь один стратиграфический горизонт, а именно те слои со *Spirialis*, которые на основании находок в них более разнообразной фауны в районе Чеил-дага были сопоставлены Д. В. Голубятниковым *(251)* с чокракским подъярусом *II* средиземноморского яруса. Всю же вышележащую часть миоцена приходилось обычно оставлять без подразделения, условно называя ее, согласно И. М. Губкину *(278)*, диатомовыми рыбными сланцами, или, короче, «диатомовыми слоями». Другой вариант расчленения апшеронского миоцена был предложен Д. В. Голубятниковым *(249)*, который сузил понятие «диатомовых слоев», поместив между ними и спириалисовым горизонтом еще «слои среднего сармата». Тем самым, если первый из названных исследователей вкладывал в объем «диатомовых слоев» значение всей толщи отложений от караганских до мэотических включительно, то второй параллелизовал свои «диатомовые слои» сначала с мэотическим ярусом *(249)*, затем только с верхним сарматом *(247)* и, наконец, высказал предположение об одинаковом их возрасте с нижележащей пачкой среднего сармата *(264*, стр. 114, 183*)*.

В течение ряда последних лет (1924—1930) Н. С. Шатскому и В. В. Веберу пришлось непосредственно проследить слои апшеронского миоцена на запад до той части Кабристана, где они оказались охарактеризованными более отчетливой фауной. Одновременно на указанном протяжении этим авторам удалось разбить всю толщу миоцена на пять вполне определенных и постоянных горизонтов, названных, считая снизу: 1) сиякинской, 2) чикильчайской, 3) байгушкаинской, 4) ахудагской и 5) бюргутской свитами «по тем географическим пунктам, в которых тот или иной горизонт хорошо развит или дает хороший материал для выяснения его возраста и стратиграфического положения» *(855*, стр. 250*)*. Авторы принуждены были ввести в литературу эти местные названия, поскольку «редкие находки фауны, приуроченные обычно к отдельным тонким пропласткам, лежащим среди мощных толщ немых пород, не позволяют в нашем районе фаунистически проводить границы между выделенными горизонтами и, следовательно, не дают возможности приравнивать их точно к эталонным горизонтам миоцена Керчи и Тамани» (l. c., стр. 250). Грубо или в некоторых случаях условно, авторы считают себя вправе приписывать этим горизонтам значение соответственно: 1) тарханско-чокракских, 2) караганских, 3) конкских, 4) сарматских и 5) мэотических отложений. Предложенная В. В. Вебером и Н. С. Шатским схема подразделения миоцена Юго-Восточного Кавказа была подтверждена последующими исследованиями (Н. Г. Акатов, М. Ф. Мирчинк, З. А. Мишунина, С. Е. Пахомов, С. Ф. Федоров, М. И. Цыбик и др.) в более северной и западной частях Кабристана, за пределами изученного первыми исследователями района. Эквиваленты тех же свит можно легко найти в описаниях некоторых нормальных разрезов Апшеронского полуострова, составленных И. М. Губкиным (*276*), а также В. А. Сулиным и Б. Султановым *(784)*. В других случаях, где мощность апшеронского миоцена является заведомо сокращенной, подобное сопоставление представляется уже затруднительным. Однако эти местные отклонения от нормального разреза, обусловленные, повидимому, тектоническими усложнениями, отнюдь не исключают возможности согласования их с нашими данными, что в совокупности позволяет распространить предложенную В. В. Вебером и Н. С. Шатским стратиграфическую схему на всю Апшероно-Кабристанскую область. С этой точки зрения представляется рациональным дать дальнейшее описание разреза именно с подразделением его на упомянутые пять горизонтов и

тем самым отказаться от употребления таких неопределенных терминов, как «спириалисовые» или «диатомовые слои», поскольку спириалисы «не приурочены к одному определенному горизонту, а диатомовые сланцы не распространены равномерно по всей той толще, которая носит их название» *(855*, стр. 250*)*. Равным образом применение сейчас названия «диатомовые слои» является тем более трудным, что в это понятие его авторами (Д. В. Голубятниковым и И. М. Губкиным) вкладывались далеко не одинаковые объем и стратиграфическое значение [1].

Сиякинский горизонт (S k) (бывшие спириалисовые слои). Под названием сиякинского горизонта выделена (*855*) толща пород, подстилаемая майкопской свитой и охарактеризованная, как правило, спириалисами. В пределах рассматриваемой области она выражена в виде двух фаций: 1) глинистой, развитой на Апшеронском полуострове, в Северном Кабристане и в смежной части Дибрара, и 2) песчано-глинистой, распространенной в Центральном Кабристане.

В первом случае сиякинские слои представлены то неслоистыми, то слоистыми глинами бурых и серых оттенков (желто-бурыми, зеленовато-бурыми, ржаво-бурыми, темнобурыми, зеленовато-серыми и т. п.), с частыми прослоями, реже линзами, мощностью от 0,1 до 1 *м*, кремнистых, занозистого излома или плитняковых доломитов. Часто эти доломиты приобретают своеобразную брекчиевидную структуру и тогда обычно увеличиваются в мощности до 1,5—3 *м*.

Контакты сиякинских слоев с верхнемайкопскими бывают различные. В одних местах в основании первых прослеживается характерный пласт серого мергеля средней мощностью 0,7 *м*, в котором, помимо многочисленных *Spirialis*, вообще свойственных для всей сиякинской толщи [2], обнаружены еще *Neaera* sp., *Cirripedia (Poecilasma miocaenica* Reuss?) и остатки крабов, не известные в вышележащих пластах. Над этим мергелем всегда залегает пачка глин без доломитов, связанная по общему облику постепенным переходом с глинами верхнего майкопа [3]. В других случаях сиякинский горизонт ложится на верхнемайкопскую толщу, местами даже на различные ее горизонты, прямо пачкой глин с доломитами, иногда с мощным брекчиевидным доломитом в основании. Тем самым граница между названными свитами выделяется здесь очень резко. С отмеченными сейчас соотношениями сиякинских слоев с различными горизонтами Mkp_2, хотя бы и без отчетливых следов размыва в их контакте, можно сопоставить указания М. Ф. Мирчинка об известных ему на Дибраре фактах «резко несогласного налегания спириалисовых слоев на сильно дислоцированные породы ильхидагской и даже, возможно, юнусдагской свит» *(574*, стр. 4*)*.

Как уже указывалось Н. С. Шатским и В. В. Вебером, «обильные *Spirialis* в сиякинской толще и ее стратиграфическое положение заставляют думать, что по возрасту эти отложения соответствуют чокракско-спириалисовым слоям Северного Кавказа. Мергель в основании описываемой

---

[1] В качестве дальнейших примеров различного толкования этого термина можно еще сослаться на работы И. И. Муллаева *(614)*, А. И. Месропяна *(550)* и М. Ф. Мирчинка *(574)*, в первой из которых «диатомовые слои» помещены в интервале между понтом и караганскими слоями, во второй — между мэотисом и «спириалисовыми слоями», а в третьей—между сарматом и «спириалисовыми слоями».

[2] Они встречаются как в доломитах, так и в глинах (в виде мелких форм).

[3] Нередко, впрочем, некоторые разности вышележащих глин сиякинского горизонта по своим внешним признакам (цвет, сланцеватость, выцветы ярозита) также отчасти напоминают соответствующие породы верхнего майкопа.

свиты, содержащий *Neaera* и *Cirripedia*, его стратиграфическое положение и постепенный переход от майкопской свиты к сиякинским слоям указывают на вероятность наличия в нашей области и эквивалентов тарханского горизонта. Таким образом мы полагаем, что сиякинская свита по возрасту соответствует чокракскому, а местами чокракскому и тарханскому горизонтам Керченского полуострова и Тамани. Как известно, на Керченском полуострове тарханский горизонт выражен не всюду, во многих местах он отсутствует, и на палеоген непосредственно ложится чокракский горизонт, намечая этим фазу слабых орогенических движений в начале миоцена. В Кабристане мы не можем выделить точные эквиваленты тарханского горизонта, но описанное выше двоякое отношение сиякинской свиты к палеогену вполне соответствует условиям залегания тарханских и чокракских отложений на Керченском полуострове» *(855*, стр. 251—252*)*.

В соответствии с изложенным мощность глинистой фации сиякинской толщи подвержена значительным колебаниям — от двух-трех десятков до 100—200 *м*.

К югу от условной линии, соединяющей на карте высоты Боян-ата и Шайблар, в составе сиякинских отложений постепенно начинают появляться песчаные прослои, достигающие своего наибольшего развития в районе возвышенностей Чеил-даг и Загяр-даг Центрального Кабристана. Здесь они подчинены мощной (около 500 *м*) толще бурых, серых и темносерых, местами сильно песчаных глин, кое-где переслоенных незначительными пластами или чечевицеобразными конкрециями доломитов и мергелей. В низах и верхах свиты толщина песчаных прослоев обычно не превышает 0,3—0,4 *м*, тогда как в средней ее части соответствующие мощности белых кварцевых и бурых железистых песков и песчаников увеличиваются до 2—10 *м* и более. В частности, по И. И. Муллаеву *(614*, стр. 20*)*, на всю толщу чеилдагского разреза приходится 74% глин и 26% песков (вместе с мергелями и доломитами). Согласно Н. С. Шатскому, характерной особенностью этой фации является донная фауна *(Venus* sp., *Arca* sp., *Ervilia* cf. *praepodolica* Andrus., *Trochus tschokrakensis* Andrus., *Cerithium* cf. *cattleyi* Baily, *Mohrensternia* sp.*)*, встречающаяся на Чеил-даге в верхних двух третях толщи, преимущественно в песчаных прослоях. Ниже попадаются лишь *Spirialis*. Смена сиякинских пород майкопскими происходит постепенно. Тем самым «повидимому и здесь мы имеем в сиякинской толще аналоги и чокракского и тарханского горизонтов» (*855*, стр. 252).

Чикильчайский (Čkč) и байгушкаинский (Bg) горизонты (первая и вторая снизу пачки диатомовых слоев).[1] На Апшеронском полуострове и в Северном Кабристане сиякинские слои вполне согласно и непрерывно сменяются выше по разрезу аналогичной толщей бурых и зеленовато-серых, обычно неслоистых глин с теми же прослоями доломитов, лишь вверху нередко представленными более рыхлыми, светлосерыми или светложелтоватыми, иногда маркими и плитняковыми, доломитовыми мергелями. Ее отличием от сиякинских пластов служит полное отсутствие *Spirialis*. Поэтому за нижнюю границу данной толщи, названной *(855)* чикильчайской, можно условно принимать кровлю последнего прослоя (обычно доломита), охарактеризованного спириалисами. Выше же продолжают встречаться одни рыбные остатки наряду

[1] Здесь и в дальнейшем термин «диатомовые слои» трактуется в понимании И. М. Губкина *(276)*.

с редкими *Ostracoda* или мелкими *Pelecypoda*, похожими по внешней форме на *Spaniodontella (276*, стр. 307*)*. Мощность описанных слоев колеблется в пределах от 40 до 100 *м*.

Также непрерывно и согласно чикильчайские слои покрываются в указанной области характерной пачкой пепельно-бурых и пепельно-серых слоистых глин, чередующихся со светлосерыми, при выветривании почти белыми и легкими, листоватыми глинистыми сланцами, содержащими флору диатомовых и многочисленные рыбные остатки. Подобного состава толще, выделенной *(855)* в качестве байгушкаинского горизонта, подчинены прослои светлых доломитовых мергелей, реже доломитов и очень часто прослойки белого вулканического пепла. В ряде случаев *(190*, *191*, *851* и др.*)* в байгушкаинских пластах удалось обнаружить единичные экземпляры или местные скопления *Spirialis*. Мощность данного горизонта варьирует в пределах от 35 до 140 *м*.

«Нахождение *Spirialis* в сланцевых глинах байгушкаинского горизонта, отделенного от собственно спириалисовых слоев мощной толщей немых чикильчайских пород, в которых к тому же были найдены *Spaniodontella* (?), позволяет сопоставлять условно байгушкаинскую свиту с конкским горизонтом, а чикильчайскую — с караганским» (*855*, стр. 253).

В Центральном Кабристане, и в частности, в районе Чеил-дага разделить чикильчайско-байгушкаинскую толщу на два горизонта пока не удалось. Там она выражена мощной (около 450 *м*) свитой зеленовато-серых неслоистых песчаных глин, чередующихся с плотными мергелями не более 0,25 *м*, песчаниками (от 0,3 до 1,5 *м*) и вверху с тонкими прослоями легких рыбных глинистых сланцев, весьма сходных со сланцами байгушкаинской пачки. Ниже, в средних горизонтах толщи, песчаники содержат крупные *Spaniodontella pulchella* B a i l y. Остальная треть толщи немая. Нужно думать, что верхняя часть описанной свиты соответствует здесь байгушкаинскому горизонту более северной фации кабристанского миоцена, а средняя и нижняя — чикильчайскому. Если это так, то находки в слоях, эквивалентных последнему, раковин *Spaniodontella pulchella* B a i l y подтверждают правильность высказанного выше взгляда о караганском возрасте данного горизонта.

A х у д а г с к и й г о р и з о н т (A h) (бывшая третья пачка диатомовых слоев). На Апшеронском полуострове и в Восточном Кабристане толща с глинистыми сланцами байгушкаинского горизонта без следов перерыва в отложении кроется свитой серых, желто- или оливково-бурых, обычно неслоистых или грубослоистых, более или менее песчанистых глин с частыми прослоями желтых или серых мергелей, то крепких и доломитовых, то рыхлых и хорошо вскипающих с HCl, в первом случае иногда с многочисленными рыбными остатками. Нередко в этой свите, которой дано *(855)* название ахудагской, встречаются отдельные пачки синевато-серых или черно-бурых невскипающих с HCl глин с выцветами ярозита или мощные (до 12 *м*) линзовидные прослои брекчиевидного доломита.

В северо-западной части Кабристана нижняя половина ахудага, которая здесь может быть выделена в качестве нижнеахудагской толщи (Ah_1), сохраняется без изменения, тогда как в верхней его части (Ah_2) уже появляются неизвестные дальше к юго-востоку тончайшие пропластки бурых или светлосерых глинистых сланцев наряду с мощными пачками песчаников, конгломератов и редкими, но сравнительно мощными (до 1 *м*) прослоями вулканического пепла. Эти верхнеахудагские слои местами

ложатся несогласно и трансгрессивно с грубообломочными породами в своем основании на нижний ахудаг или даже на нижележащие пласты миоцена и палеогена. Там же, в Северо-Западном Кабристане в верхах нижнего ахудага (Ah_1) были найдены *Cryptomactra pes-anseris* Mayer, *Cardium* sp., *Pectinariopsis* sp., а в песчаниках или сланцах верхнего ахудага (Ah_2) — *Mactra caspia* Eichw. и *Mactra* aff. *bulgarica* Toula[1]. Тем самым всю толщу ахудага «предположительно следует относить к сармату, ко всем его горизонтам: нижнему, среднему и верхнему» *(855*, стр. 255*)*. Мощность ахудагского горизонта колеблется в рассмотренных районах в пределах от 90 до 500 *м*.

В Центральном Кабристане в составе нижнеахудагской толщи начинают приобретать заметное значение тонкие прослои тонкозернистых песчаников, т. е. наблюдаются те же изменения, но в более слабой степени, что и в нижележащих средиземноморских отложениях. Верхний ахудаг здесь представлен той же глинистой толщей, что и в Восточном Кабристане. Иначе говоря, изменение фаций верхнего ахудага (примесь песчаного материала) происходит в обратном направлении по сравнению с нижним ахудагом. Мощность ахудагских слоев достигает в Центральном Кабристане 800 *м*.

Бюргутский горизонт (Br) (бывшая верхняя пачка диатомовых слоев). Под именем бюргутской *(855)* свиты миоцена юго-восточной оконечности Кавказа выделяется мощная толща пород, представленная чередованием пепельно-бурых, местами диатомовых или битуминозных, от выветривания листоватых и сгофрированных (книжных) глинистых сланцев с серыми или бурыми, иногда песчаными глинами, в осыпях часто сланцеватыми, которым подчинены довольно многочисленные прослои плитняковых мергелей и белых вулканических пеплов. За исключением тех контактов, когда ахудагские слои постепенно переходят в бюргутские, в остальных местах нижняя граница последних может быть легко отбита по первому появлению мощных пачек глинистых сланцев, в основании которых часто прослеживается не менее мощный (до 20—40 *м*) пласт брекчиевидного доломита. В этих случаях бюргутские слои обычно ложатся трансгрессивно и содержат в своем составе гальку из пород нижележащей части миоцена. Одновременно с этим из разреза нередко выпадают нижние горизонты бюргутской свиты, которым, очевидно, тогда отвечал местный перерыв в отложении осадков.

В Северо-Западном Кабристане среди глин и сланцев средней части бюргутской свиты появляются довольно мощные (до 10 *м*), хотя и не постоянные по простиранию прослои оолитовых детритусовых известняков, иногда с крупной галькой.

Как правило, они бывают переполнены богатой фауной нижнемэотического облика: *Venerupis abichi* Andrus., *Ervilia minuta* Sinz., *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* Andrus., *Lucina* sp., *Cardium* sp. и др. Сходная фауна была здесь найдена и в нижних горизонтах бюргута. Наоборот, к верхним пластам этой свиты, повидимому, приурочиваются те находки *Congeria panticapaea* на Маразинском плато, которые отмечались еще Н. И. Андрусовым. Покрывается бюргутский горизонт понтическими породами, охарактеризованными фаунистически. «Поэтому, естественно возникает вопрос, не имеем ли мы в бюргутском горизонте

[1] С этими верхнеахудагскими слоями можно также сопоставить те конгломераты и известняки-ракушники с *Macra caspia* Eichw., которые обнажаются на северо-запад от Апшеронского полуострова, вдоль побережья Каспийского моря, у мыса Чандагар *(244*, стр. 34*)*.

эквиваленты, не только нижнемэотических слоев, но и верхнего конгериевого горизонта мэотиса» *(855*, стр. 257*)*.

Мощность бюргутской свиты, как сопрягающейся (обычно) несогласно со смежными горизонтами понта и ахудага, колеблется в широких пределах от нескольких десятков до 500 *м*.

Полезные ископаемые

Отмеченные при описании песчано-глинистой фации сиякинских слоев песчаные прослои часто бывают нефтеносными. Подобные нефтяные пески известны, например, в районе Боян-ата *(192*, стр. 22, 23*)*, Чеил-дага *(614*, стр. 27*)*, Загяр-дага *(665*, стр. 20*)* и в других пунктах Центрального Кабристана, где их мощность иногда достигает 8 и даже 14 *м*. В области развития глинистой фации нефтепроявления сиякинских слоев обычно приурочиваются к трещиноватым или брекчиевидным доломитам.

Кое-где здесь встречаются пропитанные нефтью глины *(247*, стр 189*)*. Не лишена признаков нефтеносности и вышележащая чикильчайско-байгушкаинская толща, для которой известны незначительные пропластки нефтяного песчаника на Чеил-даге *(614*, стр. 29*)* и более мощные (до 1,5 *м*) прослои нефтяных песков в окрестностях Кыр-кишлака *(192*, стр. 18*)*. Не менее мощные нефтяные пески (до 1,3 и местами до 4,8 *м*) связываются кое-где в Центральном *(614*, стр. 30*)* и Восточном *(190*, стр. 85*)* Кабристане с отложениями ахудагской или бюргутской свит. Аналогичные пески (Čk—Br) мощностью 0,6—2,0 *м* в Хурдалано-Бинагадинском районе на Апшеронском полуострове давали из скважин в промышленных количествах, в среднем около 1,5 *т* в сутки, легкую нефть (уд. в. 0,784—0,864) чрезвычайно ценных качеств *(264, 553)*. Помимо нефтяных песков, для всей чикильчайско-бюргутской серии можно упомянуть еще об иногда встречающихся в ней битуминозных или пропитанных нефтью сланцах (обычно бюргутских) или о закированных по трещинам и пустотам брекчиевидных доломитах. Подобные доломиты, в наиболее мощном развитии обычно приуроченные к подошве бюргутской свиты, заслуживают внимания не только как возможные коллекторы для нефти, но и как породы, которые по своему химическому составу отвечают некоторым сортам доломитов, имеющих применение в технике.

Миоцен Восточной Грузии

Обширная Прикуринская депрессия Восточной Грузии, расположенная между поднятиями Большого и Малого Кавказа, выполнена главным образом миоценовыми отложениями. Они прослеживаются от Сурамского перевала на западе до Ширакских степей (включительно) на востоке. Их естественным продолжением западнее Сурамского перевала является полоса синхроничных отложений Западной Грузии и Абхазии (Рионской депрессии). К востоку же от Ширакских степей они перекрыты комплексом более поздних осадков плиоцена. Южная граница их прослеживается вдоль долины р. Куры, протягиваясь на ее правобережье от Сурама до Мцхеты и отступая на левобережье в районе последнего. Северная же граница протягивается вдоль южного склона Кахетинского хребта, местами захватывая и его водораздельные возвышенности, и направляется далее к западу через южный склон хр. Телат-гори к Сурамскому перевалу, т. е. значительно отступает к Главному Кавказскому хребту, который и отделяет миоцен Восточной Грузии от миоценовых отложений Северного Кавказа и Дагестана.

Первые работы, охватившие исследованием рассматриваемую полосу миоценовых отложений, относятся к 1860—1890 гг. и связаны, главным образом, с именами Г. Абиха *(8, 884, 890)*, Э. Фавра *(953)*, Э. Фурнье *(954)* и затем А. Сорокина *(775)*, С. Симоновича *(744, 748)*, Ф. Гаврилова *(223)*, Л. Ф. Бацевича *(74)* и др. В последующие годы отчасти в связи с изысканиями трассы перевальной железнодорожной линии между Орджоникидзе и Тбилиси и в большей степени в связи с нарастающим интересом к поискам нефтяных месторождений, в обширной полосе нефтепроявлений Закавказья, здесь развертываются геологические исследования Геологическим комитетом. Работы этих лет связаны с именами А. А. Иностранцева *(347)*, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга *(504)*, И. М. Карка *(369)*, В. П. Ренгартена *(698, 699)*, А. Н. Рябинина *(724, 728—730, 732, 733)*, К. П. Калицкого *(360)*, В. В. Богачева *(91)*. С 1928 г. Нефтяной геологоразведочный институт проводит систематическое картирование нефтяных месторождений в Грузии, захватывая обширную полосу миоценовых отложений восточной части этой страны. В группу исследователей этой полосы входят геологи Н. А. Кудрявцев *(451, 452)*, Н. Б. Вассоевич *(168, 169, 171, 174, 178, 181, 182)*, А. В. Ульянов *(807, 808)*, Л. Ш. Давиташвили *(288, 289, 290, 292, 293)*, М. И. Варенцов *(157, 631)*, Л. С. Петров *(668)*, З. Л. Маймина *(530)*, И. Э. Карстенс *(373)*, К. С. Маслов и др. Наконец, общие сведения о миоцене Закавказья приводились в работах Н. И. Андрусова *(905, 906)* и А. Д. Архангельского *(43)*.

Нижний миоцен. В пределах рассматриваемой полосы отложения нижнего миоцена имеют сравнительно ограниченное распространение. Присутствие тарханского горизонта отмечается Н. Б. Вассоевичем *(174)* в районе южного подножия хр. Ялно, между сел. Марткоби и горой Набамбреби, где им обнаружена не in situ конкреция известняка с многочисленными *Spirialis*, *Foraminifera* и более редкими *Tellina* cf. *ottnagensis* R. H o e r n., *Coltellus* sp., *Cryptodon sinuosus* D o n., *Leda* sp., *Chenopus* cf. *pes-pelicani* E i c h w., *Natica* sp., *Buccinum* cf. *restitutianum* F o n t., *Bulla* sp. и др. Конкреция была найдена в таких условиях, которые позволяют с большим вероятием отнести ее нормальное положение к границе между чокраком («спириалисовой толщей») и майкопской свитой.

Данные Н. Б. Вассоевича значительно восполнены затем в 1934 г. наблюдениями К. С. Маслова, проведенными в том же районе непосредственно ниже чокракского горизонта. К. С. Маслову удалось проследить отложения тарханского горизонта в коренном залегании на всем протяжении северного надвинутого крыла Нори-Хашминской антиклинали от горы Хурджинеули на востоке до сел. Марткоби на западе, а также удалось установить их и на южном автохтонном крыле этой складки в окрестности сел. Норио. На указанной территории литологически тарханский горизонт представлен пачкой серых карбонатных и темносерых слабокарбонатных глин общей мощностью до 15—20 *м*. В низах пачки глин имеется прослой серого плотного мергеля мощностью до 0,20—0,50 *м*. В этом мергеле особенно, а изредка и в глинах, содержатся *Pecten denudatus* R ё u s s, *Nucula placentina* L a m., *Cryptodon sinuosus* D a n., *Leda fragilis* C h e m n., *Leda* sp., *Tellina* sp., *Aporrhais pes-pelicani* L i n n é var. *caucasica* D a v., *Natica helicina* B r o c c., *Turbonilla* sp., *Bulla* sp., *Spirialis* sp. и др.

В других районах Восточной Грузии тарханский горизонт пока не выделен. Там к нему, повидимому, относится часть палеонтологически не охарактеризованной глинистой толщи при согласном переходе от майкоп-

ской свиты к чокраку, которая с оговорками относилась в одних случаях к образованиям майкопского времени, в других — чокракского.

Книзу отложения тарханского горизонта Восточной Грузии тесно связаны с толщей верхнего майкопа, представленной обычно темносерыми некарбонатными полосчатыми слоистыми или сланцеватыми глинами, включающими септариевые конкреции сидерита и доломитизированных мергелей. При выветривании глин окраска их принимает характерные буроватые «шоколадные» оттенки, выделяются охристые железистые корки и типичные желтые выцветы и налеты ярозита—сернокислых солей железа и щелочных металлов. Характерной особенностью этой толщи является также способность глин распадаться при выветривании на тонкие листочки, дающие начало образованию характерных листоватых осыпей.

За недостатком данных границу, маркирующую внутри майкопской свиты основание нижнего миоцена, провести пока не удается.

К верхней части нижнего миоцена можно, повидимому, отнести и солоноватоводные — онкофоровые слои, обнаруженные О. С. Вяловым и Н. С. Симоновым в Уплис-цихе, близ Гори. Фауна их была обработана В. В. Богачевым, который первый пришел к мнению о возможности сопоставления этих отложений с онкофоровыми пластами Западной Европы *(113)*. В районе ст. Каспи Закавказской ж. д. отчасти аналогичные отложения установлены Л. Ш. Давиташвили, который выделяет здесь верхний — коцахурский горизонт, охарактеризованный фауной солоноватоводного типа, и нижний — сакараульский, для которого характерны стеногалинные формы *(288—290)*. Аналогичные отложения отмечаются М. И. Варенцовым у сел. Бано, к югу от ст. Осиари и в районе Мцхеты *(157, 631)*. Солоноватоводные онкофоровые слои прослежены также в нескольких пунктах Абхазии С. И. Ильиным *(341а)*. Каковы соотношения этих отложений с разрезом нижнего миоцена в его более широком объеме, т. е. с тарханским горизонтом и верхами майкопской свиты, в достаточной мере пока неизвестно. Залегают они во всяком случае ниже чокракского горизонта.

Онкофоровые слои представлены, главным образом, толщей рыхлых известковистых песчаников с обильными включениями сферических конкреций плотного железистого песчаника. Местами в толще песчаников отмечаются прослои ракушников или рассеянные палеонтологические остатки, представленные солоноватоводными формами *Oncophora* sp., *Melanopsis* sp., *Congeria* cf. *amygdaloides* (?) Dunk., *C. rzehaki* Brus., *C. subclaviformis* Rz. и кардидами, во многом напоминающими понтических *Limnocardium (113)*.

Средний миоцен. Чокракский горизонт. Чокракский горизонт в рассматриваемом районе известен по исследованиям Н. Б. Вассоевича *(168)*, К. С. Маслова, А. Н. Рябинина *(729, 732)* и др. Прямо или косвенно с познанием его связаны работы Н. И. Андрусова *(28)*, А. Д. Архангельского *(43)*, Л. Ш. Давиташвили *(289, 293)*, В. П. Колесникова *(410)* и др.

Отложения чокракского горизонта, составляющего нижний раздел среднего миоцена, распространены во многих пунктах Восточной Грузии. На востоке, в пределах Южной Кахетии, они прослеживаются в районе Гюрзундага, Чатмы, в окрестностях Малхазовки, иногда показываясь лишь узкими, выжатыми полосками вдоль линии надвигов *(91, 360, 445, 452)*. К западу эти отложения протягиваются вдоль южного подножия хр. Ялно, в северном надвинутом крыле обширной Норио-Хашминской антиклинали, срезаясь севернее сел. Марткоби Мамкоди-Хашминским

надвигом, разграничивающим в области южного склона Кахетинского хребта более южную зону автохтона от северной зоны паравтохтона *(174, 373)*. Далее к западу, появляясь в окрестностях Мцхета, чокракский горизонт протягивается в Горийско-Сурамский район *(631)*. К средней части этой более обширной полосы примыкает также участок в окрестностях сел. Норио, где чокракские слои прослеживаются на крыльях Ормоянской синклинали. В северо-западной части рассматриваемой полосы миоценовых образований отложения чокракского горизонта наблюдаются изолированными пятнами в принадвиговых участках в районе рр. Свимониант-хеви и Цирдалис-хеви (Н. Б. Вассоевич), где они также связаны частично еще с комплексом зоны паравтохтона (К. С. Маслов); далее к северо-западу отмечаются в районе балки Потэ Душетского района *(698, 699)* и вдоль правого притока в верховьях р. Лиахвы *(168, 182)*, где они отходят уже к аллохтонному комплексу.

В толще чокракского горизонта различаются два основных типа отложений: отложения глубоководной фации и мелководной. С последней связаны и палеонтологически охарактеризованные грубообломочные прибрежные образования. Глубоководные отложения выражены сравнительно однообразной толщей темносерых, иногда с коричневыми и зеленоватыми оттенками, известковистых слоистых, нередко тонкополосчатых, местами песчанистых глин с тонкими прослоями доломитизированных мергелей и большей частью плотных известковистых песчаников также незначительной мощности. Из органических остатков обычными и характерными для этой толщи являются *Spirialis*. Местами встречаются различные *Foraminifera*, растительный детритус, рыбные остатки и изредка *Syndesmya alba* Wood, *Leda* sp. и др.

Мелководные отложения чокракской фации выражены большей частью темносерыми песчанистыми известковистыми глинами, серыми известковистыми плотными песчаниками или песчано-галечными ракушниками и конгломератами с многочисленной и разнообразной фауной: *Cardium multicostatum* Brocchi, *C. andrussowi* Sok., *C. centumpanium* Andrus., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Arca turonica* Duj., *Leda fragilis* Chemn., *L. pella* L., *Venus konkensis* Sok., *Chama toulai* Dav., *Corbula gibba* Olivi, *Cerithium cattleyae* Baily, *C. nodosoplicatum* M. Hoern., *C. (Bittium) scabrum* Olivi, *Nassa dujardini* Desh., *N. restitutiana* Font., различные *Foraminifera*, трубочки червей, мшанки и др.

Глубоководные отложения более характерны для южной полосы — от Ширакских степей до Мцхета, где лишь местами в них вклиниваются осадки мелководной фации и где они согласно, с постепенным переходом, перекрывают нижнемиоценовые образования и достигают при тектонически относительно покойном положении до 320 *м* мощности. В западной части Мцхетского района чокракские отложения, включая прослой конгломератов, залегают на размытой поверхности коцахурского горизонта, т. е. с перерывом, который, однако, далее к западу, в Горийско-Сурамской полосе, уже не отмечается *(631)*. Здесь мощность их снижается до 40—50 *м*.

В северо-западной полосе преобладают отложения мелководного типа, включающие грубообломочный терригенный материал, переходящий иногда почти в детритусовые ракушники с богатой фауной вышеприведенного комплекса форм. В глинистых пачках отмечаются здесь обильные растительные остатки или их детритус, местами составляющий тонкие линзовидные пропластки угля. Все это указывает на непосредственную

близость берега в момент их отложения, а обилие в грубообломочных образованиях туфогенных пород свидетельствует о размыве в то время толщи, которая ныне составляет южную зону аллохтона *(168)*.

К а р а г а н с к и й г о р и з о н т. С общим познанием караганского горизонта Восточной Грузии связаны работы К. С. Маслова, А. Н. Рябинина *(728, 729, 732)*, Н. И. Андрусова *(28)*, А. Д. Архангельского *(43)*, Л. Ш. Давиташвили *(289)*, С. С. Осипова и др.

Отложения караганского горизонта в своем распространении почти повсеместно сопутствуют полосе развития чокракского горизонта или же самостоятельно появляются в примыкающих к ней площадях *(91, 168, 169, 174, 360, 373, 445, 452, 631, 698, 699)*.

Литологически караганский горизонт характеризуется в районе Южной Кахетии (на южном склоне хр. Ялно) однообразной толщей то темносерых, то зеленовато-серых известковистых слоистых, иногда полосчатых, большей частью песчанистых глин, среди которых наблюдаются частые прослои серых плотных известковистых песчаников, доломитизированных мергелей и светлосерых (белесоватых) характерных тонкоплитчатых мергелистых тонкозернистых известняков. В толще глин и мергелистых прослоев содержатся *Spaniodontella pulchella*. B a i l y и, реже, *Spaniodontella opisthodon* A n d r u s., *Sp. andrussovi* T o u l a и др. Значительно реже встречаются *Mohrensternia*, *Sandbergeria*, *Rissoa*, а также растительные и рыбные остатки и *Pectinariopsis*.

Местами в характеризуемой части распространения караганских слоев наблюдаются тонкие прослои ракушника, составленного теми же спаниодонтеллами. Примерно такой же более глубоководный тип этих отложений отмечается и в Ормоянской синклинали (В. Е. Пахомов). К западу, в районе Мцхеты, а затем в Горийско-Сурамской полосе появляются уже более мелководные образования, выраженные грубозернистыми песчаниками, конгломератами и известняками-ракушниками с пачками зеленовато-серых и красноватых неслоистых глин, содержащих те же *Spaniodontella*. Наряду с этим и мощность их здесь значительно уменьшается, доходя до 25—45 *м* и меньше, в то время как в районе южного склона хр. Ялно она измеряется 350 *м*.

В районе Свимониант-хеви (К. С. Маслов, 1933 г.) и Цирдалис-хеви (Н. Б. Вассоевич, 1930) караганские отложения наблюдаются узкими полосками в прикадвиговых участках и к северо-востоку от Душети в ядре антиклинали *(699)*. Преобладающими породами являются здесь зеленовато-серые песчанистые известковистые глины и мергели, среди которых появляются, например по р. Цирдалис-хеви, пачки грубозернистых галечных песчаников или конгломератов, в составе которых наблюдаются иногда плохо окатанные плитки песчаников и известняков аллохтонного пояса.

В крайнем северо-западном участке, в районе рр. Большая Лиахва — Пхаца-дон, караганские слои узкими полосками опоясывают острова порфиритовой юрской толщи. Здесь они представлены известняками, известковистыми песчаниками и зеленовато-серыми, часто песчанистыми глинами с редкими прослоями своеобразного конгломерата, составленного плоскими гальками, концентрически покрытыми слоем углекислой извести. Их общая мощность здесь не превышает нескольких метров, а иногда измеряется несколькими дециметрами, или они совершенно замещаются последующими конкско-фоладовыми отложениями. Все упомянутое позволяет предполагать, что рассматриваемый участок до караганского века представлял сушу, которая частично захватывается

ингрессией миоценового моря, повидимому лишь в самом конце этого века *(168)*.

К о н к с к о - ф о л а д о в ы е с л о и. Конкско-фоладовые слои Восточной Грузии известны по материалам Н. Б. Вассоевича, А. Н. Рябинина *(729)* и др. К их общему познанию относятся работы Н. И. Андрусова *(28)*, А. Д. Архангельского *(43)*, Л. Ш. Давиташвили *(289)*, С. С. Осипова и др. [1].

Отложения конкского горизонта и фоладовых слоев отмечаются в ряде пунктов Восточной Грузии.

В районе Южной Кахетии отложения конкского горизонта палеонтологически выделяются в его более западной части, в окрестности сел. Малхазовки. По р. Архашен-су, на южном и юго-западном склонах горы Натахтари, они представлены в нижней части толщей песчанистых глин и песчаников с прослоями фоладовых ракушников и верхней пачкой песчаников с типичной конкской фауной, найденной также и в районе горы Демур-даг в толще глинистых песков. В более восточных участках эти отложения теряют фауну и замещаются толщей темносерых слоистых карбонатных глин с прослоями плитчатых доломитизированных мергелей, т. е. отложениями, вполне сходными с вышележащим нижним сарматом *(445)*.

В районе южного склона хр. Ялно эти отложения известны в правом берегу р. Иоры и у сел. Сацхениси. На р. Иоре, восточнее Мухровани, наблюдаются песчаники с конкской фауной. Западнее отсюда, у сел. Сацхениси, в том же стратиграфическом положении наблюдается пачка до 20 *м* мощности темносерых слоистых карбонатных глин с *Pholas*, с тонкими прослоями доломитизированных мергелей, местами пронизанных ходами этих своеобразных сверлящих форм. Южнее между сел. Ольгинским и сел. Норио, еще в 1911 г. отложения с *Pholas*, по сообщению А. Н. Рябинина *(728)*, установлены И. М. Губкиным. Дальнейшими исследованиями В. Е. Пахомова доказано, что они распространены здесь на всем протяжении Ормоянской синклинали.

В районе Мцхеты конкско-фоладовые слои отмечаются на левом берегу р. Куры, где они выражены известняками с обильной фауной моллюсков и тонкозернистыми песчаниками, содержащими исключительно *Pholas* sp., общей мощностью от 10 до 20 *м*.

В Горийско-Сурамском районе, сохраняя такой же общий характер, они достигают 45 *м* мощности *(63)*. В Душетском районе аналоги конкского горизонта отмечаются в ядре антиклинали северо-восточнее Душети *(699)* и далее к северо-западу в бассейне рр. Большой Лиахвы и Пхачадон *(168)*. В последнем районе развиты песчаники, конгломераты и известняки с *Pholas* и *Spirorbis*. Фоладовые слои имеют здесь незначительную мощность, иногда менее 1 *м*, причем они то согласно перекрывают отложения караганского горизонта, то непосредственно ложатся на острова порфиритовой юры.

Среди палеонтологических остатков, характеризующих конкско-фоладовые слои Восточной Грузии, более распространенными в конкской фации являются *Ervilia trigonula* S o k., *Venus konkensis* S o k., *Corbula gibba* O l., *Pholas bogatchevi* D a v., *Pecten struganicus* A n d r u s., *Lucina dentata* B a s t., *Donax rutrum* S o k., *Turritella atamanica* B o g. и др.

[1] Л а с к а р е в В., Фауна бугловских слоев Волыни. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 5, 1903.

Верхний миоцен. Сарматское время, почти от начала и до конца его, характеризуется на территории Восточной Грузии длительной регрессией морского бассейна в направлении с северо-востока на юго-запад и захватом все большего и большего пространства образованиями континентального режима, в значительной части напоминающими швейцарские молассы и в частности альпийские *Nagelfluh (182, 504)*. Морская формация, в свою очередь, отличается богатым разнообразием фаций, особенно мелководных, прибрежных и переходных к континентальным, которые появляются в направлении к юго-востоку все в более и более молодых горизонтах.

В нижнем отделе сарматского яруса выделяются два основных типа отложений. Из них глубоководные или синдесмиевые слои представляют толщу темносерых глин с *Syndesmya reflexa* Eichw., рыбными остатками и *Foraminifera* («*Coralliodendron*»). Мелководные отложения, включая сюда прибрежные осадки и фации оолитовых известняков, представлены песчанистыми глинами, песчаниками, оолитовыми известняками, известняками-ракушниками и конгломератами с обильной фауной *Mactra eichwaldi* Lask., *Ervilia podolica* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Cardium lithopodolicum* Dub. de M., *C. vindobonense* Partsch, *C. sarmaticum* Barb., *C. gracile* Pusch, *Tapes vitaliana* d'Orb., *Donax dentiger* Eichw., *Modiola sarmatica* Gat., *Buccinum dissitum* Dub. de M., *B. neutrum* Kolesn., *Bulla lajonkarieana* Bast., *Trochus picteti* Eichw. и др., а также с обильными растительными остатками.

В среднем отделе сарматского яруса различаются местами в его нижней части более глубоководные — криптомактровые слои, представленные толщей серых известковистых глин с прослоями доломитизированных мергелей и песчаников, с типичными для них *Cryptomactra pes-anseris* (Mayer) Andrus., обильными *Foraminifera* («*Coralliodendron*» и пр.), рыбными остатками и др.

В верхней части прослеживаются в преобладающем развитии более мелководные песчано-глинистые образования, оолитовые известняки и песчаники, прибрежные рифовые мшанко-спирорбисовые известняки и прибрежные конгломераты, в отдельных частях разреза которых содержится богатая и разнообразная фауна, далеко не полный список которой составляют *Mactra vitaliana* d'Orb., *M. fabreana* d'Orb., *M. georgei* Baily, *M. naviculata* Baily, *Cardium fittoni* d'Orb., *C. danovi* Koles., *Cardium* ex gr. *quadripartitum* Koles., *Tapes gregaria* Partsch., *T. naviculata* (R. Hoern.) Andrus., *Solen subfragilis* Eichw., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz., *Trochus omaliusi* d'Orb., *Buccinum duplicatum* Sow. и др.

Кроме того, местами содержатся обильные *Foraminifera*, а в отдельных пачках песчаников — многочисленные отпечатки листьев, среди которых различаются *Acer trilobatum* A. Br., *Berchenia multinervis* A. Br., *Cinnamomum Scheuchzneri* Heer., *Zelkova Ungeri* Kov., *Salix media* A. Br., *Corylus* sp., *Magnolia* cf. *dianae* Ung. и др. или вообще растительный детритус. Там же, где морские осадки замещаются континентальными, к части форм из приведенного списка присоединяются *Melanopsis*, *Helix*, *Cyclostoma* и др., особенно распространенные затем в более высоких горизонтах типичной континентальной серии, нижние горизонты которой в полосе южного склона Кахетинского хребта отходят также к среднему сармату *(445)*.

Верхний отдел сарматского яруса морской формации представлен разноцветными — зелеными, красными, бурыми и желтыми—глинами и мощными слоистыми песчаниками с характерными для него *Mactra caspia*

Eichw., *M. bulgarica* Toula и реже *Solen* sp., к которым присоединяются местами пресноводные формы *Melanopsis*, *Unio* и др. *(445)*. Упомянутые пресноводные моллюски распространены также наряду с наземными *Helix* и *Cyclostoma* в обширно развитых отложениях континентальной формации, нацело захватившей верхний сармат к северо-западу от Чатмы. В районе Эльдарской степи в верхнем сармате отмечается, кроме того, большое скопление остатков млекопитающих *Dinotherium*, *Mastodon*, *Rhinoceros*, *Hipparion* и др. *(307)*.

Сарматские отложения занимают в Прикуринской депрессии обширные площади. Кроме уже упомянутых работ, сведения о них имеются в работах С. Л. Берцелиуса *(86)*, В. В. Богачева *(105)* и Э. Гофмана *(959)*. Появляясь в крайней восточной части Южной Кахетии, в районе степей Эльдар и Шираки, они прослеживаются отдельными полосами далее к западу в направлении через Чобан-даг — Чатму и Мирзаани — Мляшис-хеви к сел. Малхазовке, принимая участие в строении складок, а при частом осложнении последних надвигами слагая их отдельные элементы. В пределах этого района нижний сармат выражен преимущественно в фации синдесмиевых слоев и значительно реже песчано-глинистыми остатками мелководья с охарактеризованным выше комплексом ископаемых.

Среднесарматские отложения в более южной полосе, захватывающей окрестности сел. Малхазовки, юго-западный угол Чатмы—Легв-цхали, представлены в фации оолитовых известняков с типичной среднесарматской фауной. В северной полосе, захватывающей отчасти Чатму и идущей через Чобан-даг к степи Эльдар, в нижней части среднего сармата, прослеживаются криптомактровые слои, выраженные толщей серых глин с прослоями мергелей и мощных песчаников с *Cryptomactra pes-anseris* (Mayer) Andrus. и «*Coralliodendron*», в верхней же части под именем чобандагской свиты выделяется мощная толща неоднородных темносерых, зеленовато-серых, слоистых и неслоистых глин, содержащих рыбные остатки, остракод, мелких пелеципод и гастропод *(445)*.

В результате геологических исследований летом 1933 г. в районе степи Эльдар К. Д. Гогитидзе в чобандагской свите обнаружены единичные представители рода *Mactra*, в числе которых, по определению В. П. Колесникова, имеются: *Mactra praecaspia* Koles., *M. arenosa* Koles., *M. luxata* Zhiz., свидетельствующие, по мнению последнего, о верхнесарматском возрасте этой свиты.

Верхний сармат выражен также неодинаково в различных частях этого района. В более северных участках, включая гору Мляшис, сел. Мирзаани, степь Эльдар и др., он сложен толщей палеонтологически охарактеризованных (морскими формами) буроватых глин, мощных песчаников и отдельных прослоев ракушников, захватывая, повидимому, и нижнюю часть обедненной органическими остатками эльдарской свиты, в некоторых случаях целиком относимую к более верхнему горизонту — мэотису (*808*, *813*). В южной полосе, протягивающейся через хр. Эйлар-оуги — Чатму, верхний сармат представлен пестро окрашенными зелеными, желтыми, бурыми и красными глинами и мощными слоистыми песчаниками, в которых, помимо морских форм *Mactra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, изобилуют пресноводные *Unio*, *Melanopsis* и др. К западу и северо-западу от Чатмы осадки верхнего сармата теряют фауну и замещаются образованиями пресноводно-континентального типа, представленными толщей разноцветных глин и песчаников. Еще далее к северо-западу, в районе южного склона Кахетинского хребта и на пространстве междуречья рр. Иоры, Куры и Арагвы, они нацело выражены мощной, до 200 *м*,

толщей преимущественно континентальных образований, выраженных чередованием голубовато-серых, ржаво- или желтовато- и зеленовато-серых, бесструктурных суглинков и неслоистых или косослоистых песчаников с *Helix* и *Cyclostoma*, включающих редкие прослои пресноводных глин и глинистых песков с *Melanopsis* и изредка *Unio*. Многочисленные прослои суглинков изобилуют мелкими известковыми конкрециями, которые известны в четвертичных отложениях под именем «журавчиков». Над зонами скоплений последних наблюдаются тонкие прослои более темно окрашенных суглинков, напоминающих погребенные гумусовые горизонты, а в редких случаях — интенсивно окрашенных в темнобурый цвет гумусом, присутствие которого доказано аналитически. В районе хр. Циви эта толща включает гнезда, линзы и прослои несортированного грубообломочного, почти необработанного угловатого материала, характеризующего предгорную фацию континентальных образований. В более же северо-западных участках, уже в районе хр. Элеби (долина Эрцо), степная фация суглинков нацело замещается образованиями выносов мощных горных потоков, которые представлены преимущественно валунными конгломератами из пород южного склона Главного Кавказского хребта. В этой толще наблюдаются лишь отдельные прослои суглинков.

Среднесарматские отложения вдоль южного склона Кахетинского хребта и междуречья рр. Иоры, Арагвы и Куры выражены весьма различно. В более южных участках, в окрестностях селений Хашми и Сацхениси, среди них различается несколько характерных свит. Верхняя свита, переходная от морских образований к континентальным, представляет переслаивание серых глин и песчаников с среднесарматской фауной и бесструктурных суглинков и неслоистых песчаников с *Helix*, *Cyclostoma* и местами *Melanopsis*. Мощность ее доходит в среднем до 80 *м*. Следующая книзу свита выражена 30-метровой пачкой плитчатых слоистых песчаников с типичной среднесарматской фауной и обильными отпечатками листьев. Далее наблюдается толща, до 50 *м* мощностью, серых глин с несколькими сгруппированными в пачки прослоями песчаников с обедненными палеонтологическими остатками. Подстилающая их свита выражена равномерным тонким переслаиванием глин и песчаников с растительным детритусом, общей мощностью до 240 *м*. И, наконец, нижняя часть среднего сармата представлена криптомактровыми глинами с отдельными прослоями доломитизированных мергелей, общей мощностью до 350 *м*. Криптомактровые слои прослеживаются и в более северной полосе, идущей через верховья р. Лапиан-хеви к долине р. Эрцо и далее к северо-западу. Верхняя толща в таком же составе прослеживается еще в районе сел. Гомбори — сел. Гарани. К северу же и северо-западу в соответствующем стратиграфическом положении развиты отложения прибрежно-морских фаций конгломератов и в подчиненном значении рифовых мшанко-спирорбисовых известняков, связанных образованиями переходного типа с южным комплексом. В юго-западной части этого района, от Норис-цхали в сторону Мцхета, наблюдается замещение фации криптомактровых слоев оолитовыми известняками и далее к западу, в Горийско-Сурамской полосе, переход их в песчано-глинистые образования с прослоями ракушников, содержащих типичную среднесарматскую фауну.

Отложения нижнего сармата в этом обширном районе наблюдаются вдоль пониженной части южного склона хр. Ялно, где они представлены внизу песчано-глинистыми, более мелководными отложениями, включающими прослои ракушников, и более глубоководной глинистой толщей

с *Syndesmya reflexa* Eich w. в верхней части. Аналогичное же развитие они имеют в Ормоянской синклинали, слагая ее ядро. В районе сел. Мамкоди в нижнем сармате появляются оолитовые известняки, опять исчезающие в районе Мцхета и Горийско-Сурамской полосе. В направлении с востока на запад мощность нижнесарматских отложений убывает от 450 *м* в районе хр. Ялно до 40 *м* в крайних западных участках. В северо-западной морской полосе нижний сармат прослеживается по рр. Свимониант-хеви и Цирдалис-хеви, где он представлен темносерыми синдесмиевыми глинами; в Душетском районе наблюдаются более мелководные песчано-глинистые образования сармата; еще далее к северо-западу, в районе р. Большой Лиахвы, развиты прибрежные накопления, включающие прослои конгломератов и ракушников с обильной фауной. В последнем районе верхние горизонты нижнего сармата представлены уже континентальными накоплениями конгломератов и суглинков, сопровождавшими первый этап регрессии Сарматского бассейна.

Мэотический ярус. Мэотическое время характеризуется на всей территории Восточной Грузии господством континентального режима, захватившим и крайние восточные участки Южной Кахетии в самом конце верхнего сармата или с начала мэотиса. Установившиеся в мэотисе условия повсеместного накопления конгломератов и суглинков продолжались непрерывно и в плиоцене, закончившись в некотором промежутке предакчагыльского времени, когда весь район претерпел первые для него постмиоценовые тектонические нарушения, связанные с роданской орогенической фазой H. Stille (в трактовке Н. Б. Вассоевича, *178*). Вследствие этого нет возможности хотя бы ориентировочно наметить верхнюю границу мэотических отложений, и весь комплекс этих образований рассматривается в большинстве случаев под общим разделом — мио-плиоцена *(171, 445, 451, 699, 728, 729* и др.*)*. Нижняя граница, в свою очередь, носит весьма условный характер.

К мио-плиоцену, включающему и мэотические отложения, в районе Южной Кахетии относится ширакская толща *(445, 451, 530, 668, 807, 808, 812, 813)*, подразделяемая по литологическим особенностям на два отдела. В верхнем из них преобладают конгломераты; нижний, наоборот, представлен преимущественно глинами и песчаниками. Общая мощность ширакской толщи доходит до 1 700 *м*, а слагающие ее породы содержат изредка исключительно наземные и пресноводные формы моллюсков: *Helix*, *Melanopsis*, *Planorbis* и др. Эквивалентом ее нижней части является, повидимому, и верхний комплекс эльдарской свиты, выделяемой в восточных участках района *(808)*.

В полосе южного склона Кахетинского хребта аналогом ширакской толщи является мощная серия конгломератов с прослоями суглинков, слагающая хр. Циви, Сагурамо-Ялно, Сабадури и другие площади. Мощность этой серии доходит здесь до 1 500 *м*, если проводить ее нижнюю границу выше подстилающей однородной толщи суглинков, более низкие горизонты которой, несомненно, относятся к верхнему сармату. В составе конгломератов преобладают гальки и валуны различных известняков и песчаников. Значительно реже наблюдаются ананурские роговики и, еще реже, гальки гранита, порфирита и других пород.

Эта же толща протягивается и далее к северо-западу в Душетский район, где она выделяется В. П. Ренгартеном под названием душетской свиты *(699)*, объединяющей толщу до 2 000 *м*. Аналоги ее отмечаются также и в районе Мцхета и Горийско-Сурамской полосе, где мощность всей толщи уменьшается до 450 *м* и ниже *(631)*. В прослоях суглин-

ков этой серии повсеместно содержатся единичные *Helix*, *Cyclostoma*, *Ericia* и др.

Такое колоссальное накопление континентальных осадков могло происходить в условиях существования у подножия Кавказских гор обширной депрессии (Vortiefe), постепенно прогибавшейся в течение второй половины сармата и всего мэотиса.

Полезные ископаемые

Среди полезных ископаемых во всей полосе миоценовых отложений Восточной Грузии на первом месте стоит нефть. В районе обширной площади Южной Кахетии нефтепроявления отмечаются во всех горизонтах миоцена (*22*, *91*, *257*, *306*, *360*, *445*, *451*, *452*, *530*, *668*, *724*, *730*, *807*, *808*, *812*, *813*), а в результате развития разведочных и отчасти эксплоатационных работ трестом Грузнефть промышленные скопления нефти установлены в отложениях ширакской толщи (верхнего и среднего сармата), вскрытых бурением. К западу обильные нефтепроявления наблюдаются в полосе селений Гомбори — Жаты южного склона Кахетинского хребта на выходах среднего сармата и отчасти континентальной толщи (*373*, *728*) и в более южной полосе, идущей через селения Хашми — Сацхениси, где они связаны и со всеми более низкими горизонтами миоцена (*174*, *729*).

Во всех случаях нефть находится во вторичном залегании, поступая вдоль трещин интенсивных тектонических разломов из более низких горизонтов.

В нижнем сармате района Джавы, в среднем сармате и континентальной толще суглинков верхнего сармата южного склона Кахетинского хребта и междуречья рр. Иоры, Арагвы и Куры и в верхнем сармате Южной Кахетии отмечаются тонкие не имеющие промышленного значения прослои или линзы каменного угля (*168*, *445*, *728*, *729* и др.).

В водных растворах горько-соленых озер, приуроченных к выходам нижних горизонтов миоцена, содержится в изобилии глауберова соль, выварка которой издавна производится в районе Мухровани. Такого же генезиса глауберова соль образует и залежи на площадях, занятых солончаками, из которых отмечается как наиболее эффективный солончак Патара-Гареджели, примерно в 15 *км* от ст. Сагареджо (*174*, *445*).

Широкое развитие имеют строительные материалы, среди которых выделяются различные разности песчаников среднего и нижнего сармата и особенно оолитовые известняки среднего сармата. Последние являются основным сырьем для обжига извести, производство которой в последнее время начато в районе ст. Иора, на левом берегу одноименной реки.

Миоцен Западного Закавказья

В настоящий обзор входит рассмотрение миоценовых отложений по обе стороны Рионской долины до побережий Черного моря на западе с включением Сурамского водораздельного плато на востоке. Более восточная область распространения миоцена связывается с бассейном р. Куры и естественно отделяется от миоценовой области Западного Закавказья.

Описываемая область обнимает Черноморское побережье в Абхазии, восточнее — Мингрелию, Имеретию, Лечхум и Рачу до границы с Юго-Осетией; в совокупности это составляет зону южного склона Главного

Кавказского хребта. Совершенно явно вся эта область связывается с распространением миоцена на Сурамском плато (Дзирульский кристаллический массив) и непрерывно соединяется с полосой миоцена северных предгорий Аджаро-Имеретинского хребта, которая простирается западнее до Гурии.

Хотя географически и удобно разделить миоценовые области южного склона Кавказского хребта, Сурамского водораздела и северного склона Аджаро-Имеретинского хребта, однако все Западное Закавказье представляет одну общую область развития миоцена. Ниже это подтверждается основным тектоническим построением Западного Закавказья.

Обзор стратиграфии миоцена излагается в направлении от Абхазии через Западную Грузию к Сурамскому водоразделу и далее на запад до Гурии в порядке восходящей последовательности ярусов и горизонтов миоцена.

Стратиграфическое изучение миоцена в Западном Закавказье принадлежит относительно недавнему времени. В большинстве всех старых исследований (Э. Фавр, Э. Фурнье) и геологов Кавказского горного управления С. Е. Симоновича, А. И. Сорокина, Л. Ф. Бацевича весь миоцен Западного Закавказья обозначался как сармат, к которому ошибочно присоединялись местами и олигоценовые осадки. Фаунистические данные в это время указывались весьма недостаточные и неправильные. Н. И. Андрусов предположительно указывал, что в миоцене Западного Закавказья содержатся и среднемиоценовые слои. Впервые в 1912 г. В. В. Богачев установил в Чиатурском районе чокракский горизонт, а также спаниодонтовые и фоладовые слои. В 1923—1928 гг. в Западной Грузии Б. Ф. Мефферт установлены чокракский, караганский, конкский горизонты и сармат в разных частях Мингрелии, Имеретии, Лечхума, Рачи, Сурамского водораздела и северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта. В 1925 г. среднемиоценовые и сарматские слои констатированы в Раче И. В. Качарава, и эти же осадки в Верхней Раче и частью в Юго-Осетии установлены в 1930—1931 гг. И. Г. Кузнецовым. В Гурии, кроме прежних недостаточных данных Р. Нота, Е. В. Круга, С. Н. Михайловского, детальное исследование миоцена выполнено в 1927—1929 гг. С. И. Ильиным. В Абхазии чокракские и мэотические слои впервые установлены в 1902—1905 гг. исследованиями Г. П. Михайловского и К. Сенинского (в Самурзакани). В 1930—1933 гг. все горизонты миоцена в Абхазии от р. Ингур до Сухуми детально изучены С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным и в Сухумском районе в 1929—1930 гг. А. Л. Козловым. Соответствующие литературные ссылки ниже приводятся.

Нижний миоцен. Данные о наличии нижнемиоценовых слоев в Западном Закавказье очень недостаточны и отрывочны. Они пока констатированы в немногих пунктах южного склона Кавказского хребта. На большей части пространства Западного Закавказья установлено отсутствие слоев нижнего миоцена вследствие налегания чокракского горизонта на более древние осадки.

В Самурзакани между рр. Ингуром и Окуми исследованиями С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)* над майкопской свитой олигоцена констатированы слои тарханского горизонта. Они представлены тонкослоистыми серыми песчанистыми глинами с прослоями мергелей и песчаников. Фауна этих слоев выражена формами *Teredina* (?) sp., *Neaera* sp., *Syndesmya* sp., *Leda fragilis* Chemn., *Cryptodon sinuosus* Don., *Nassa restitutiana* Font., *Spirialis* sp., рыбными и растительными остатками. Первые две формы дают некоторое основание к выделению нижне-

миоценовых слоев. Мощность этого (условно тарханского) горизонта составляет на правобережье р. Ингур более 100 *м*, а к северо-западу, к р. Галидзге, она уменьшается до незначительной.

Восточнее, во всей Западной Грузии, при повсеместном налегании чокрака на олигоцен нижнемиоценовые слои отсутствуют. Только в верховьях р. Квирилы на левобережье от Сачхери к востоку, по данным И. Г. Кузнецова, присутствуют песчано-глинистые слои, переслаивающиеся с майкопскими глинами мощностью в несколько десятков метров. В них констатирована довольно обильная фауна, еще не вполне обработанная, но содержащая формы *Pecten denudatus* Bг., указывающие на верхи нижнего миоцена. Покрывается этот тарханский горизонт в бассейне р. Квирилы чокракскими и выше караганскими слоями.

Восточнее Сурамского перевала, по исследованиям последних годов, нижний миоцен имеет значительное развитие. Не касаясь этой области долины р. Куры, можно кратко отметить, что за Сурамским перевалом, к югу от Сталиниси (Хашури), у подножья Триалетского хребта, Б. Ф. Мефферт в 1930 г. констатировал (по определениям А. Г. Эберзина) в песчаниках, несогласно налегающих на олигоцен, кардиды типа *Prosodacna* или *Limnocardium*, крупные формы *Dreissensia* и представители *Melanopsis*; здесь же были встречены и экземпляры *Oncophora* sp. Предположение Б. Ф. Мефферта о принадлежности этих слоев к олигоцену (в работе по Боржомо-Бакурьянскому району) следует изменить, учитывая, что онкофоровые слои, впервые установленные В. В. Богачевым в бассейне р. Куры, имеют значительное развитие на левобережье р. Куры восточнее Гори. Наиболее вероятна принадлежность этих слоев к нижнему миоцену.

Нахождение слоев нижнего миоцена в Абхазии, в Верхней Раче и у Сурамского перевала свидетельствует о вероятном региональном развитии нижнемиоценовых осадков в Западном Закавказье. Отношение их к олигоцену недостаточно выяснено, покрываются они отложениями чокракской трансгрессии, перекрывающими нижний миоцен на всей остальной площади Западного Закавказья.

Чокракский горизонт. Чокрак развит во всей области миоцена Западного Закавказья, выражаясь различными фациями, и обнаруживает повсеместную трансгрессию. На Черноморском побережье чокрак в глинистой фации несколько не доходит до р. Бзыби и имеет развитие в районе Гудауты. Также обнаружен чокрак по берегу моря у Нового Афона *(403)* и в Сухумском районе восточнее Сухуми по р. Келасури и еще более по р. Маджарке. Чокрак выражен глинами, песчаниками и конгломератами, в которых А. Л. Козловым указывается *(403)* фауна: *Corbula gibba* Ol., *Leda* cf. *fragilis* Chemn., *Ervilia praepodolica* Andr., *Chama* cf. *minima* Toula, *Cardium* cf. *multicostatum* Brocchi, *Modiola* sp. ind., *Nassa dujardini* Desh., *N. restitutiana* Font., *Cerithium cattleyae* Bayly, *C.* sp., *Serpula gregalis* Eichw. В верхах чокрака присутствуют глины. Около Нового Афона в чокракских глинах содержится фауна *Cerithium scabrum* Ol., *C.* cf. *orientale* Andr., *Trochus* sp., *Hydrobia* sp., *Cardium* sp.

Далее, в Южной Абхазии на протяжении от р. Келасури (Сухумский район) до р. Галидзги позднейшие исследования (1932) выполнены С. И. Ильиным и А. Г. Эберзиным *(345)*, по данным которых чокрак имеет значительное развитие в Южной Абхазии при повсеместной отчетливой трансгрессии этого горизонта. К юго-востоку от р. Маджарки чокрак в глинистой фации присутствует на склонах Герзаульского хребта.

По р. Геджир из-под мэотических конгломератов выступают песчанистые глины с прослоями зеленоватых глин и частью мергелей и песчаников, в которых встречаются обломки *Cardium* sp.; в основании этих слоев пески с *Spirialis*. Фация чокрака преимущественно глинистая. В ур. Джемпазра вблизи верхней границы майкопской свиты наблюдаются песчанистые глины, над которыми залегают глинистые пески и плотные известковистые песчаники с *Corbula gibba* Ol., *Buccinum obliquum* Eichw., *Cerithium* sp. Чокракские слои с базальным конгломератом обычно перекрывают майкопскую свиту.

В районе р. Кодор чокрак полностью перекрыт трансгрессивными осадками мэотиса. Между рр. Кодор и Цхенис-цхали распространение чокрака неясно. От р. Цхенис-цхали до р. Галидзги наблюдается непрерывная полоса чокрака в песчано-глинистой фации. На р. Галидзге чокрак впервые констатирован исследованиями К. Сенинского *(741)* в районе с. Ткварчели, где в известняках найдены формы — *Chama* sp., *Cerithium cattleyae* Baily, *Trochus tschokrakensis* Andr., *Nassa restitutiana* Font., *Pecten gloria-maris* Dub., *Mytilus* sp.

Между рр. Галидзгой и Ингуром исследованиями С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)* констатированы чокракские слои, выраженные глинами, мергелями, детритусовыми ракушниками и прослоями песчаников. Фаунистически чокрак охарактеризован следующими формами: *Leda prendeli* Andr., *L. fragilis* Chemn., *Syndesmya alba* Wood., *Spaniodontella intermedia* Andr., *Ervilia trigonula* Sok., *E. praepodolica* Andr., *Mactra* sp., *Tellina socolovi* Bajar., *Tapes* sp., *Cardium multicostatum* Brocchi, *C. vindobonense* Partsch, *Lucina* cf. *dentata* Bast., *Corbula gibba* Ol., *Venus* sp., *Donax* sp., *Modiolus* cf. *submarginatus* Lask., *Mytilus* sp., *Spirialis* sp., *Cerithium cattleyae* Baily, *C. orientale* Andr., *C. scabrum* Ol., *Trochus tschokrakensis* Andr., *T. nefas* Kol., *Buccinum* aff. *obliquum* (Hilb.) Schwetz, *Hydrobia* sp., *Helix* sp., *Serpula*, *Bryozoa*, *Foraminifera*, чешуи рыб и др., также растительные остатки и тонкие угольные прослои. В сторону р. Ингур в чокраке получают значительное развитие слои конгломератов из галек меловых известняков, кремней и изверженных пород. Мощность чокрака (вместе с тарханским горизонтом) составляет 400 *м*.

Восточнее, в Мингрелии, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, по северному крылу главной Мингрельской синклинали, от р. Ингур до р. Техури, чокрак представлен в фации серых грубослоистых и часто грубозернистых песчаников значительной мощности. В нижних слоях этой толщи в прослоях мергелей содержатся *Spirialis*. В песчаниках очень скудная фауна из обломков раковин мелких *Gastropoda (Mohrensternia* и др.) и *Spaniodontella* aff. *intermedia* Andr.

После синклинального заворота на левобережье р. Техури полоса чокрака в фации песчаников прослеживается по южному крылу главной Мингрельской синклинали через Диди-Чхони, Гурдземи, Ушольта до долины р. Хопи. Западнее, по северному склону антиклинального кряжа Урта, чокрак выражен (район Абастумани) глинистыми и мергелистыми породами с обилием *Spirialis*. На крутом южном крыле той же антиклинали (рр. Мунчия, Хопи, район Цизети) присутствуют эти же мергелистые спириалисовые слои. Мергели с *Spirialis* констатированы также к западу от Ахал-Сенаки по р. Циви *(557)*.

На площади всей Мингрелии чокракско-спириалисовые слои всюду залегают на олигоценовых отложениях. Восточнее, между рр. Техури, Абаши и Цхенис-цхали, чокрак представлен песчаниками, залегаю-

щими на олигоцене и покрываемыми слоями караганского горизонта.

Восточнее Мингрелии распространение чокрака приурочено к громадной Лечхумо-Рачинской синклинали, простирающейся на значительном протяжении южного склона Кавказского хребта. В западной части этой синклинали, в Лечхуме, чокрак начинается базальными конгломератами мощностью 6 *м*, выше которых следует толща (50—60 *м*) слоистых серых песчаников, местами с прослоями глин и конгломератов. В песчаниках фауна *Cardium* cf. *multicostatum* Brocchi, *C. andrussovi* Sok., *Arca turonica* Lam. Чокракские слои Лечхума описаны в работе Б. Ф. Мефферта *(559)*. Восточнее, в Раче, чокракские отложения установлены Б. Ф. Меффертом *(559)* в области среднего течения р. Рион. На правобережье р. Риони чокрак представлен раковистыми известняками, заключающими зерна и гальки юрских и меловых пород. В фауне этих чокракских слоев можно отметить *Cerithium cattleyae* Baily, *Rissoa* sp. и *Ostracoda*. Чокрак трансгрессивно перекрывает олигоцен и местами налегает на верхнемеловые известняки.

На левобережье р. Рион детритусовые известняки чокрака, мощностью 30—40 *м*, образуют в районе Квемо-Шаври антиклиналь и южное крыло синклинали, простирающееся от Нижней Гвардиа через Баджи, Гадиши, Патара-Они, Швари, Неманеви до Хончиори (южное крыло Рачинской синклинали).

Фауна чокракских известняков этой области содержит следующие формы: *Cerithium cattleyae* Baily, *C.* cf. *rubiginosum* Eichw., *C. scabrum* Olivi, *Turritella* sp., *Trochus tschokrakensis* Andr., *T. angulatus* Eichw., *Pleurotoma* sp., *Bittium reticulatum* da Costa var., *Mohrensternia inflata* Andr., *Mohrensternia* sp., *Hydrobia* sp., *Spaniodontella* cf. *intermedia* Andr., *Cardium vindobonense* Partsch, *C. andrusovi* Sok., *C. multicostatum* Brocchi, *Ervilia praepodolica* Andr., *Corbula gibba* Olivi, *Venus* cf. *marginata* Hoern., *Tapes* cf. *tauricus* Andr., *Chama* sp., *Lucina* sp., *Arca turonica* Lam., *Serpula* sp., *Ostracoda*. В частности, *Ostracoda* являются характерными для известняковой фации чокрака в Западной Грузии. Местами в Раче в верхних слоях чокрака присутствуют в виде рифовых образований мшанковые известняки.

Восточнее в Раче, в синклинали Ахал-сопели — Квемо-крихи, в среднемиоценовой толще (между олигоценом и нижним сарматом), чокрак пока не выделен.

В Верхней Раче, по данным И. Г. Кузнецова, чокрак в песчано-глинистой фации констатирован полосой у крупного тектонического нарушения — вдоль обрыва от Браводзали к Баджи-хеви и восточнее. В известняковых прослоях в этой чокракской толще отмечается фауна, аналогичная вышеупомянутой в Средней Раче. Еще восточнее чокрак переходит в область Юго-Осетии, где были встречены все горизонты среднего миоцена.

Антиклинальные поднятия (юры и мела) Окриби и восточнее, в области верхнего течения р. Квирилы, отделяют миоцен Лечхумо-Рачинской синклинали от более южной области развития миоцена, которая непосредственно соединяется с миоценовой областью Рионско-Дзирульской подзоны (плато Сурамского водораздела).

Южнее Кутаиси, на р. Чешури, трансгрессивно на спонголитовых породах олигоцена залегают белые раковистые известняки чокрака (мощностью 30 *м*), непрерывно выше переходящие в известковистые песчаники

караганского горизонта с *Spaniodontella pulchella* Baily. По данным Б. Ф. Мефферта *(563)*, в этих чокракских известняках содержится фауна *Pecten gloria-maris* Dub. de Montp., *Rissoa* и в отдельных слоях *Ostracoda*. Восточнее чокракские известняки простираются через Симонети и Дзеври (встречается *Cardium multicostatum* Brocchi) к Чхари (встречается *Cerithium cattleyae* Baily). Еще восточнее, по обеим сторонам долины р. Дзуси, чокракские известняки мощностью 20—25 *м* развиты непрерывно. Они содержат всюду *Pecten gloria-maris* Dub. de Montp., *Cerithium cattleyae* Baily и *Ostracoda*; в отдельных слоях известняки оолитовые. В основании этих известняков залегают пески (мощностью до 5 *м*), с прослоями гальки, местами с незначительным конгломератом в основании. Эти слои являются базальными чокракской трансгрессии. В районе Сазано чокракские слои залегают на туронских известняках, и южнее ракушники чокрака налегают непосредственно на граниты Дзирульского массива.

Восточнее, в бассейне рр. Будми и Квирилы, чокракские известняки залегают на всех равнинных водоразделах, спорадически подстилаясь песками малой мощности и залегая на верхнемеловых известняках и южнее всюду на гранитах и кристаллических породах. В Чиатурском районе чокракские слои залегают на верхнемеловых и олигоценовых (рудоносных) отложениях; мощность чокрака не более 10—15 *м*. Пески в основании чокрака присутствуют не повсеместно. По данным В. В. Богачева, в этих песках указывается *(111, 122a)* фауна *Pecten* sp. *(flavus* Dub. de Montp.), *Lima inflata* Chemn., *Cardium multicostatum* Brocchi, *Ervilia trigonula* Sok. и в вышележащих белых известняках *Pecten malvinae* Dub. de Montp. и *Cerithium cattleyae* Baily. С перерывами вследствие денудации чокрак распространяется на левобережье верхнего течения р. Квирилы с некоторыми фациальными изменениями (появляются конгломераты).

Южнее Чиатурского района, в бассейнах рр. Квирилы и Дзирулы, чокракские слои в виде денудационных останцев залегают на равнинном плато Сурамского водораздела, покрывая гранитогнейсовые породы Дзирульского кристаллического массива. В районах Сурамской железнодорожной линии (станции Зестафони, Шорапань, Дзирула) крайне сокращается (до 1—2 *м* и менее) мощность чокрака, представленного с исчезновением раковистых известняков слоями песков и мергелей, в которых встречаются только мелкие *Spaniodontella intermedia* Andr. Местами песчаники и ракушники с крупными *Spaniodontella pulchella* Baily караганского горизонта непосредственно налегают на древние породы (граниты и гнейсы, лейас и байос). Это, впрочем, не указывает на общую трансгрессию караганских слоев и отмечает только выступы суши при региональной чокракской трансгрессии.

На правобережье р. Дзирулы, в районах Сагвине, Цева и Шроша, чокракские слои в основании караганского горизонта сокращаются до ничтожной мощности (0,5 *м* с конгломератом в основании) или вовсе отсутствуют. Далее, в районе Сурамской железнодорожной линии, к югу и к западу от ущелий рр. Дзирулы и Чхеримелы, чокрак выражен незначительной мощности песками и песчаниками с базальным конгломератом, в котором присутствуют гальки гранитов Дзирульского массива. Толща песков у Кроли-Гарихеви, залегающая на верхнемеловых известняках, очевидно, принадлежит чокраку. В Харагоульском районе чокрак представлен песками (до 10—15 *м* мощности) с конгломератовыми прослоями, выше которых следуют песчаники караганского горизонта. Эти

чокракские слои залегают на известняках верхнего мела и в районе Парцхнали, Хидара, Вардзиа повторены надвигами.

Далее до Сурамского перевала чокрак в фации песков и конгломератов (с гранитной галькой) выступает в основании узкой полосы миоцена вдоль главного надвига северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта. В моноклинальном залегании, уходя под этот надвиг, слои чокрака фиксированы в районах Парцхнали, Вани, Мсхлити, Легвани, Маргелиси, Сербаиси, Квеби, Деиси, Чдили и Уваре (по данным Б. Ф. Мефферта). Всюду они трансгрессивно налегают на отложения нижнего и верхнего мела. В районе Зваре в песчанистой фации чокрака констатированы (Б. Ф. Мефферт) прослои ракушников с *Ostracoda*, *Pecten malvinae* Dub. de Montp. и *Cerithium cattleyae* Baily. Эти чокракские песчаные слои проходят по северному склону кряжа, пересекаемого Сурамским туннелем, и имеют обширное развитие в окрестностях города Сурами. Залегающие на верхнемеловых известняках пески Сурама, в верхах которых присутствуют спонголитовые песчаники (скалы Сурамской крепости), повидимому принадлежат к чокраку, но в нижней части этой мощной толщи они, может быть, отвечают верхам нижнего миоцена (коцахурский горизонт кварцевых песчаников, по Л. Ш. Давиташвили, в окрестностях Гори и Уплис-цихе).

Возвращаясь к северным склонам Аджаро-Имеретинского хребта, можно отметить повсеместное распространение чокракских слоев на всем левобережье р. Квирилы к югу от Шорапани и Зестафони. Чокрак, при мощности в 10—15 *м*, выражается песчаниками и слоями известняков с *Ostracoda*. Данные о распространении чокрака в этой области приведены в работе и на карте Б. Ф. Мефферта *(563)*. В сложных тектонических условиях этой периферии Аджаро-Имеретинского хребта чокракские слои налегают на олигоцен. К западу от Багдадского района чокракские ракушники с *Ostracoda*, накрываемые песчаниками караганского горизонта, присутствуют по обеим сторонам р. Перета.

Западнее, на левобережье р. Квини-цхали, около Инашаури, чокрак присутствует в надвинутом тектоническом сегменте *(563)*, налегая на известняки верхнего мела в совершенно иной фации. Здесь в туфо-песчаниках, сходных с палеогеновыми породами флишевой серии Аджаро-Имеретинского хребта, встречены формы *Pecten malvinae* Dub. de Montp., *Leda fragilis* Chemn., *Cerithium cattleyae* Baily и др. Эти выходы указывают на краевую зону среднемиоценовых осадков, налегающих на палеоген названного хребта.

Далее на запад, по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта, миоценовые осадки отсутствуют вплоть до Гурии, где они проявляются по склонам долины р. Супсы. В Гурии осадки чокрака, по данным исследований С. И. Ильина *(336)*, выражены свитой серых мергелей с прослоями оолитовых известняков, конгломератов, песчаников и песков. В низах чокрака присутствуют *Spirialis*. В некоторых слоях — обилие растительных остатков, представленных, по определениям И. В. Палибина, формами *Pinus neptuni* Ung., *Myrica banksiaefolia* Ung., *M. hakaefolia* Ung., *Sequoia Sternbergii* Heer, *Castanea atavia* Ung., *Orcodaphne* sp.

В фауне чокрака Гурии констатированы *(336) Ervilia praepodolica* Andr., *E. trigonula* Sok., *Mactra* cf. *basteroti* Mayer, *M.* cf. *quasideltoides* Bog., *Cardium subhispidum* Hilb., *C.* pl. sp., *Tapes tauricus* Andr., *T. secundus* Bog., *Mytilus* sp. ind., *Modiola* cf. *letochae* Hoern., *Syndesmya alba* Wood var. *scytica* Sok., *Donax tschokrakensis* Andr.,

Corbula gibba Olivi, *Cerithium scabrum* Olivi, *C. cattleyae* Baily, *C. basteroti* M. de Serr., *C. nodosoplicatum* Hoern., *Bittium* cf. *reticulatum* da Costa, *Nassa restitutiana* Font., *Buccinum (Niotha) schocnni* R. Hoern. et M. Auing., *Trochus tschokrakensis* Andr., *Tr.* cf. *affinis* Eichw., *Scalaria* sp., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Mohrensternia inflata* Andr., *Spirialis* sp., *Hydrobia* sp., *Acicularia miocenica* Andr., *Bryozoa*, *Foraminifera*, рыбные остатки. Трансгрессия чокрака в Гурии выражается налеганием этих слоев на олигоцен и фораминиферовую свиту верхнего эоцена.

Общий обзор распространения чокрака в Западном Закавказье показывает региональную трансгрессию этого горизонта с большими фациальными изменениями, выше указанными. Особенно следует отметить трансгрессию в области Дзирульского кристаллического массива. В этой области все Сурамское водораздельное плато образовано абразией при чокракской трансгрессии. Тектонически этот абрадированный выступ кристаллического субстрата, покрытый миоценом, уходит под надвиг палеогеновой серии Аджаро-Имеретинского хребта.

Караганский горизонт. Во всем Западном Закавказье слои караганского горизонта непрерывно сменяют чокракские осадки. В Абхазии, по исследованиям А. Л. Козлова *(403)* в Сухумском районе, в глинистой фации выше чокрака затруднительно выделить караганские слои из-за отсутствия фауны. В Южной Абхазии, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(345)*, караганский горизонт фиксирован в бассейне р. Мокви, где он выражен песчано-глинистыми осадками с *Spaniodontella*.

В Самурзакани, от р. Галидзги до р. Ингур, по исследованиям С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)*, караганские слои выражены свитой (до 300 *м* мощности) песков и глин с прослоями плитчатых мергелей с редкими *Spaniodontella* sp., кроме того в этих слоях встречены *Sandbergeria* sp., *Rissoa* sp., *Spirorbis* sp., *Pectinariopsis* sp. и растительные остатки.

В Северной Мингрелии от р. Ингур до р. Техури караганский горизонт выражен мощной свитой тонкослоистых глинистых песчаников и глин с прослоями ракушников, в которых присутствуют, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, *Spaniodontella pulchella* Baily и мелкие *Gastropoda*.

В этих слоях (район Джгали) встречены рифовые выступы мшанковых известняков. В Южной Мингрелии, на обоих склонах антиклинального кряжа Урта, далее в районе Ахал-Сенаки — Накала-хеви и восточнее до р. Цхенис-цхали, всюду развита тонкослоистая песчано-глинистая свита караганского горизонта с крупными *Spaniodontella* в отдельных слоях.

В Лечхуме, по исследованиям Б. Ф. Мефферта *(559)*, осадки караганского горизонта занимают среднюю часть Лечхумской синклинали. С мощностью 150—200 *м* караганские слои, выраженные песчаниками и глинами с прослоями тонких ракушников, содержат преобладающую форму *Spaniodontella pulchella* Baily, а также более редко *Spaniodontella gentilis* Eichw. и *Mohrensternia* cf. *turricula* Eichw.

Восточнее, в Раче, по данным Б. Ф. Мефферта *(559)*, слоистые серые песчаники и глины караганского горизонта развиты над чокракскими известняками на обеих сторонах долины среднего течения р. Рион. Фауна *Spaniodontella* присутствует обычно только в ракушечных прослоях. Распространение спаниодонтелловых слоев показано на карте Рачи Б. Ф. Мефферта *(559)*. В Верхней Раче (район Они) на левобережье

р. Рион по тектоническим условиям караганские слои отсутствуют. Далее, восточнее Баджихеви в Юго-Осетии, эти слои указываются И. Г. Кузнецовым. Южнее, на всем пространстве Сурамского плато (Дзирульский кристаллический массив), караганские слои, представленные слоистыми песчаниками и ракушниками, присутствуют на равнинных водоразделах. По условиям денудации мощность их изменчива.

Южнее Кутаиси песчаники с *Spaniodontella* развиты по всему правобережью р. Квирилы и восточнее на водоразделах рр. Дзусы, Буджи, Квирилы и Дзирулы. В этой области они подстилаются чокракскими слоями незначительной мощности. С горизонтальным залеганием песчаники, изобилующие раковинами *Spaniodontella*, продолжаются на левобережье рр. Дзирулы и Чхеримелы *(563)*. В районе Варзиа и Хыдара они с пологим южным падением перекрываются надвигами. Восточнее караганские слои небольшой мощности сопровождают чокракские в полосе миоцена от Парцхнали до Зваре, уходящей под надвиг по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта.

В западном направлении вдоль северных склонов Аджаро-Имеретинского хребта караганский горизонт, всюду хорошо охарактеризованный фауной *Spaniodontella pulchella* Baily и *Rissoa*, простирается от района Зестафони до р. Квини-цхали, где и перекрывается надвигами *(563)*.

Далее на запад, по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта вплоть до Гурии, миоцен, как уже упомянуто, отсутствует. В Гурии, по исследованиям С. И. Ильина *(336)*, караганские слои стратиграфически присутствуют, но фаунистически не обозначены.

Конкский горизонт. По данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(345)*, в Абхазии слои конкского горизонта залегают трансгрессивно и, начинаясь базальным конгломератом, выражены слоистыми слюдистыми глинами с прослоями мергелей. В фауне их присутствуют *Venus* cf. *konkensis* Sok., *Lucina dentata* Bast., *Syndesmya* sp. Конкские слои констатированы в западной части Герзаульского хребта. Западнее р. Мокви слои конкского горизонта выступают из-под трансгрессии среднего сармата. В Южной Абхазии, между рр. Галидзгой и Ингуром, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344)*, конкские слои перекрыты трансгрессией мэотиса; восточнее р. Окуми они выражены в глинистой фации. Мощность конкского горизонта достигает 150 *м*. В нижней части обычно многочисленны *Pholas* sp. (фоладовые слои), типичная конкская фауна присутствует в верхней части этого горизонта. В этой фауне (правобережье р. Ингур) содержатся формы *Mactra basteroti* Mayer var. *konkensis* Lask., *Venus konkensis* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *Lucina dentata* Bast., *Corbula gibba* Olivi, *C. michalskii* Sok., *Syndesmya alba* Wood var. *scythica* Sok., *Modiolus* sp., *Spaniodontella* sp., *Cardium* cf. *praeplicatum* Hilb., *C. vindobonense* Partsch., *Tapes* sp., *Pholas* cf. *ustjurtensis* Eichw., *Trochus* cf. *affinis* (Eichw.) Lask., *Cylychnina melitopolitana* Sok., *Bulla* sp., *Turritella atamanica* Bog., *Bittium reticulatum* da Costa var. *konkensis* Sok., *Cerithium* sp., *Natica* ex gr. *helicina* Brocchi, *Buccinum dujardini* Desh., *Chenopus* sp., *Ringicula buccinea* Brocchi var., *Mohrensternia inflata* Andr., *Pisidium* (?) sp., *Pyrgulina* (?) *roxolanica* Sok., мелкие *Gastropoda*, *Spirialis* sp., *Spirorbis* sp., *Foraminifera*, *Bryozoa*.

В Мингрелии в тонкослоистой песчано-глинистой толще, подстилающей нижний сармат, конкский горизонт пока фаунистически не выделен.

В Лечхуме слои конкского горизонта констатированы *(559)* в нескольких пунктах и представлены песчанистыми породами с прослоями

ракушников и с фауной *Ervilia trigonula* Sok., *Pholas (Barnea) hommairei* d'Orb., *Ph. (Barnea) pseudoustjurtensis* Bog. В миоценовых отложениях Рачи конкские слои не выделены.

В более южной области развития миоцена по правобережью нижнего течения р. Квирилы, в значительной мере закрытому древними аллювиальными накоплениями, конкские слои не установлены.

На плато Дзирульского кристаллического массива (Сурамский водораздел) сохранившиеся на водоразделах среднемиоценовые осадки ограничиваются чокракскими и караганскими слоями. Над последними в Чиатурском районе В. В. Богачевым констатированы *(111)* фоладовые песчаники конкского горизонта (его нижней части) с формами *Pholas (Barnea) hommairei* d'Orb., *Ph. (Barnea) raricostatus* Sinz., *Ph. ustjurtensis* Eichw.

По северной окраине Аджаро-Имеретинского хребта, по данным Б. Ф. Мефферта *(563)*, фоладовые слои присутствуют всюду в Багдадском, Свирском и Зестафонском районах, также и восточнее по Сурамской линии в районах Вани, Мсхлити, Легвани, Вахани, Деиси, Чдили. В этой полосе миоцена, уходящей под надвиг Аджаро-Имеретинского хребта, чокрак выражен песками с прослоями конгломерата (с гранитной галькой) мощностью 5—7 *м*, выше 10—15 *м* пески и рыхлые песчаники с редкими *Spaniodontella* и мелкими *Pholas* sp. Осадки конкского горизонта (песчаники) достигают 30 *м* мощности и характеризуются преимущественно фоладами (редко *Ervilia* cf. *trigonula* Sok.).

В Гурии *(336)* конкские (как и караганские) слои не выделены среди глинистой фации; возможно, что они перекрыты позднейшими трансгрессиями. Во всей Западной Грузии на протяжении среднего миоцена не наблюдается каких-либо перерывов.

Сарматский ярус. Нижний сармат. В Абхазии западнее Сухуми (район Эшери), по данным А. Л. Козлова *(403)*, нижний сармат представлен конгломератами, песчаниками и глинами, залегающими трансгрессивно на майкопских отложениях. Фауна — *Ervilia podolica* var. *dissita* Eichw., *Cardium* ex gr. *vindobonense* Lask., *C.* cf. *lithopodolicum* Dub., *Modiola* cf. *volhynica* Eichw., *Tapes* cf. *gregaria* Partsch, *Buccinum duplicatum* Sow., *Bulla* sp., *Trochus* sp. ind.

По р. Келасури сармат перекрыт *(403)* при налегании понта на средний миоцен. Около Мархаули нижний сармат залегает *(345)* трансгрессивно на майкопской свите. Между рр. Келасури и Галидзгой, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(345)*, нижний сармат представлен серыми песчанистыми глинами с песчано-галечными прослоями и в верхних слоях с тонкими прослоями мергелей и известняков (и с линзами спирорбисово-мшанкового известняка). В фауне присутствуют *Syndesmya reflexa* Eichw., *Ervilia* sp., *Tapes vitaliana* d'Orb., *Cardium* pl. sp., *Buccinum* sp., *Modiola* sp., *Bryozoa*, *Foraminifera*, *Spirorbis* и растительные остатки. От р. Галидзги до р. Ингур осадки нижнего сармата достигают мощности 450 *м*, среди них встречаются утесы и большие глыбы верхнемеловых известняков. На правобережье р. Ингур в фации нижнего сармата присутствуют мощные рыхлые песчаники, конгломераты и песчаные глины. В фауне содержатся следующие формы *(344)*: *Ervilia orientalis* d'Orb. var. *podolica* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Modiolus sarmates* Gat., *M. naviculoides* Koles., *Tapes vitaliana* d'Orb., *T. tricuspis* Eichw., *T. modestus* Dub. de Montp., *Cardium lithopodolicum* Dub. de Montp., *C.* cf. *ruthenium* (Hilb.) Lask., *C. doenginki* Sinz., *C.* ex gr. *gracile* (Dub.)

Pusch., *C. praeplicatum* Hilb., *C. ustjurtense* Barb., *Donax dentiger* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Hydrobia* cf. *pseudocaspia* Sinz., *Bulla lajonkaireana* Bast., *B.* cf. *melitopolitana* Sok., *Barbotella* sp., *Buccinum* sp., *Cerithium mitrale* Eichw., *Bryozoa*, *Elphidium* sp., *Spirorbis*, *Serpula* и др.

В Мингрелии, по работам Б. Ф. Мефферта *(557)*, констатированы только нижнесарматские отложения, представленные преимущественно в глинистой фации с песчанистыми прослоями. От р. Ингур до р. Техури сармат с мощностью 300—400 *м* по северному крылу главной Мингрельской синклинали дислоцирован с крутыми падениями. В фауне наблюдаются только нижнесарматские формы: *Cardium plicatum* Eichw. *C. protractum* Eichw., *C. lithopodolicum* Dub. de Montp., *Ervilia podolica* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch, *Donax dentiger* Eichw., *Modiola volhynica* Eichw., *M.* cf. *marginata* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., мшанки, *Serpula* и *Spirorbis*.

Сармат перекрывается условно мэотическими конгломератами. Средний сармат пока не констатирован. В Южной Мингрелии глинистая фация сармата при плохой обнаженности, вероятно, имеется, но фаунистически плохо обозначена. Определенных данных о трансгрессии сармата в Мингрелии не имеется.

В области Лечхума, по данным Б. Ф. Мефферта *(559)*, нижний сармат присутствует у Лечхумского надвига, между Цагери и Орбели. При видимой мощности 300 *м* нижний сармат согласно залегает на среднемиоценовых отложениях и представлен слоистыми песчаниками, глинами, прослоями ракушника и редкими слоями конгломератов. Фауна характеризуется формами *Cardium plicatum* Eichw., *C. protractum* Eichw., *C. lithopodolicum* Dub. de Montp., *Donax dentiger* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch, *Modiola marginata* Eichw. Другим районом нижнего сармата в Лечхуме является замкнутая синклиналь Санорчи — Наспери, где в нижних слоях, залегающих на конкском горизонте, встречается *Mactra eichwaldi* Lask.

В Раче, по исследованиям Б. Ф. Мефферта *(559)*, также установлены только нижнесарматские осадки в песчано-глинистой фации в трех районах: на правобережье р. Рион в районах Жошка, Тола, Хванчкара, Бостона, где эта полоса сармата перекрывается надвигами с севера, южнее замкнутая синклиналь Никорцминда — Джвариси, где по верху сармата залегает базальтовый покров, и район Гори — Химши также на левобережье р. Рион. Фауна в большинстве однотипная: *Mactra eichwaldi* Lask., *Cardium plicatum* Eichw., *C. protractum* Eichw., *C. lithopodolicum* Dub. de Montp., *Ervilia* sp., *Modiola marginata* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch, *Donax dentiger* Eichw., *Bulla lajonkaireana* Bast., *Trochus* sp., *Hydrobia* sp. и пр. Восточнее Верхней Рачи, в Юго-Осетии, по сведениям И. Г. Кузнецова, известны сарматские осадки.

Южнее, на плато Дзирульского кристаллического массива, сарматские осадки отсутствуют по условиям денудации. Для некоторых мест Чиатурского района имеются указания А. Г. Бетехтина о присутствии выше фоладовых слоев песчаников с раковинами *Donax* и *Tapes*.

По северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта от района Бэвани на западе до района Вардзиа-Кицхи (южнее Шорапани) на востоке, а также на правобережье р. Квирилы отложения нижнего сармата имеют обширное распространение в песчано-глинистой фации. В районах Обча, Дими, Свири и Квалити в низах сармата имеется *(563)* местный

горизонт строительных песчаников с массовыми крупными *Donax* sp. Выше в фауне присутствуют обычные нижнесарматские формы. В области долины р. Квирилы залегание нижнего сармата почти горизонтальное, значительные дислокации наблюдаются севернее и южнее в области флексур и надвигов (двухсторонних) на Рионско-Дзирульскую подзону.

Восточнее, по Сурамской железнодорожной линии, в полосе миоцена вдоль надвига Аджаро-Имеретинского хребта нижний сармат отрывочно присутствует, по данным Б. Ф. Мефферта, в районах Вани, Мсхлити, Вахани, Деиси над слоями конкского горизонта.

В юго-западной части Западного Закавказья, в Гурии, по данным С. И. Ильина *(336)*, нижний сармат, представленный в нижней части глинами и в верхней —песчанистыми породами, фаунистически охарактеризован плохо, покрываясь криптомактровыми слоями. Трансгрессия нижнего сармата, явственная в Абхазии, вовсе не проявляется во всей Западной Грузии.

Средний сармат. В Абхазии в основании среднего сармата присутствуют криптомактровые слои. По данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(344, 345)*, глины с *Cryptomactra pes-anseris* K. May. на р. Маджарке залегают вблизи фораминиферовых слоев эоцена, местами же залегают на майкопских отложениях, а все промежуточные горизонты миоцена отсутствуют, что указывает на местную трансгрессию горизонта с *Cryptomactra*.

На р. Мокви криптомактровые слои перекрыты трансгрессивно вышележащими конгломератами среднего сармата. Между рр. Галидзгой и Ингуром криптомактровые слои предполагаются среди глин в основании среднего сармата.

В Мингрелии, Лечхуме, Раче и Имеретии средний сармат не известен и стратиграфически, вероятно, отсутствует; южнее Зестафони криптомактровые песчаники указывались Б. Ф. Меффертом *(563)*, впрочем, по недостаточным фаунистическим данным. В Гурии криптомактровый горизонт представлен глинами, трансгрессивно налегающими на чокрак и содержащими фауну *Cryptomactra pes-anseris* K. May., *Nassa akburunensis* Andr., *Trochus* sp. ind., *Pectinariopsis* sp. *(336)*.

Вышележащая свита среднего сармата имеет весьма значительное развитие в Абхазии и показывает явную трансгрессию по всей Абхазии. Средний сармат восточнее Сухуми налегает на майкоп и в ущелье р.Кодор на меловые известняки. Фациально он выражен мощными конгломератами с подчиненными слоями песчанистых глин. В гальках конгломератов присутствуют юрские породы, граниты и меловые известняки. Между рр. Галидзгой и Ингуром в среднем сармате констатирована следующая фауна *(344)*: *Cardium bajarunasi* Koles., *C. fittoni* d'Orb., *C.* cf. *plicatofittoni* Sinz., *Donax* cf. *dentiger* Eichw., *Mactra vitaliana* d'Orb., *Tapes gregaria* Partsch, *T. vitaliana* d'Orb., *Solen* cf. *subfragilis* M. Hoern., *Modiolus naviculoides* Koles., *Buccinum duplicatum* Sow., *B. duplicatum* Sow. var. *longuinqua* Koles., *B. duplicatum* Sow. var. *aminosa* Koles., *B. dissitum* Dub. de Montp, *Barbotella* sp., *Bulla melitopolitana* Sok.. *B. pupa* Eichw., *B. lajonkaireana* Bast., *Trochus* ex gr. *podolicus* (Dub. de Montp.) Pusch., *T. sulcatopodolicus* Koles., *Hydrobia pseudocaspia* Sinz.

На правобережье р. Ингур слои конгломератов в среднем сармате увеличиваются, достигая в отдельных пластах мощности 20—30 *м*; при этом в них преобладает галька меловых известняков.

На основании этих данных и трансгрессии конгломератов среднего сармата в Южной Абхазии возможно допустить, что мощные известняковые конгломераты, указываемые Б. Ф. Меффертом *(557)* в Северной Мингрелии как условно мэотические, принадлежат предположительно к среднему сармату. Вообще средний сармат, как упомянуто, в Западной Грузии отсутствует и появляется, по данным С. И. Ильина *(336)*, с криптомактровым горизонтом в основании только в Гурии.

Верхний сармат. Верхнесарматские осадки, выраженные песчанистыми глинами с песчано-галечными прослоями, с фауной *Mactra bulgarica* Toula, *Mactra* sp., имеют очень ограниченное развитие в Абхазии, что, повидимому, зависит от значительного развития мэотической трансгрессии *(344)*. То же имеет место и в Гурии *(336)*. В остальной части Западного Закавказья верхний сармат отсутствует.

Мэотический ярус. Нижний мэотис. Начало мэотиса отвечает обширной региональной трансгрессии в Абхазии и Гурии, которой предшествовала значительная орогеническая фаза (аттическая фаза в Западной Европе). В Абхазии мэотис появляется, по данным С. И. Ильина и А. Г. Эберзина *(345)*, в верховьях р. Пшап из-под понтических осадков. Между рр. Кодором и Галидзгой присутствует полоса мэотических осадков, представленных всеми тремя отделами этого яруса в фации серых песчанистых глин с толщами конгломератов, обычно из известняковых пород мела. В указанной области западнее р. Галидзги в нижнем мэотисе встречена следующая фауна *(345)*: *Dosinia meotica* Andr., *Venerupis abichi* Andr., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* Andr., *Mohrensternia* sp., *M. subinflata* Andr., *Hydrobia* pl. sp., *Cerithium* sp., *Spirorbis* sp., *Ostracoda*.

На р. Галидзге (Квезани) мэотис представлен известняковыми конгломератами, песками и песчаными глинами с ракушниками. В глинах встречаются *(344) Syndesmya tellinoides* Sinz., *Hydrobia* sp., в песках и ракушниках — *Cardium mithridatis* Andr., *Dosinia meotica* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* Andr., *Unio* sp., *Venerupis abichi* Andr., *Cerithium disjunctoides* Sinz., *C. novorossicum* Sinz., *C.* cf. *bosphoranum* Andr., *Mohrensternia subinflata* Andr., *Nassa retovskii* Andr., *Trochus meoticus* Andr., *Spirorbis*, *Ostracoda*, рыбные и растительные остатки. Наибольшей мощности (до 400 *м*) мэотис достигает в нижнем отделе.

Средний мэотис. Глины и пески с фауной *(344) Congeria panticapaea* Andr., *C.* cf. *tournoueri* Andr., *Cardium mithridatis* Andr., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Neritina* sp., *Mohrensternia subinflata* Andr., *Hydrobia* pl. sp., *Pyrgula* sp., *Spirorbis* sp. и растительные остатки.

Верхний мэотис. Глины с прослоями песков с фауной *Congeria* aff. *novorossica* Sinz., *C. navicula* Andr., *Mactra* sp., *Neritodonta simulans* Andr., *Melanopsis* sp., *Hydrobia* sp.

Общая мощность мэотиса в Южной Абхазии достигает 450 *м*. Кроме морских осадков мэотиса, в бассейне р. Галидзги констатированы *(345)* мэотические континентальные образования (40—50 *м*), выраженные малиново-красными глинами и конгломератами с брекчиями меловых известняков. Местами эти континентальные накопления мэотиса налегают на меловые и юрские отложения. Мэотические известняковые конгломераты на р. Галидзге продолжаются и восточнее, однако трудно утверждать, что мощные (до 300 *м*) известняковые конгломераты по северной периферии Мингрелии, условно принятые Б. Ф. Меффертом *(557)* за мэотические, отвечают таковым, имея в виду, что на правобережье р. Ингур

присутствуют известняковые конгломераты среднесарматской трансгрессии. Эти известняковые конгломераты в Северной Мингрелии развиты над нижним сарматом от р. Ингур до р. Хопи в условиях значительных дислокаций.

В Южной Мингрелии на северном склоне кряжа Урта, повидимому, присутствуют более глубоководные осадки мэотиса в виде глин с *Scrobicularia* и другими формами.

Мэотические осадки, по исследованиям С. И. Ильина, развиты в Гурии по правобережью р. Супсы, где в песчано-глинистой фации, залегающей трансгрессивно, С. И. Ильиным констатированы *(336) Syndesmya tellinoides* Sinz., *Congeria novorossica* Sinz., *Modiola volhynica* Eichw. var. *minor* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Cardium mithridatis* Andr., *Cerithium* sp., *Neritina* sp. ind., *Hydrobia* cf. *trochus* Andr., *Mohrensternia* cf. *inflata* Andr., *Planorbis* sp. и чешуи рыб. В остатках флоры, по И. В. Палибину, указываются *Sequoia Sternbergii* Heer, *Acer trilobata* Sternb., *Sapindus falciformis* A. Br., *Phragmites oeningensis* Heer. Мэотическая трансгрессия отчетливо устанавливается в Гурии, равно как и предмэотическая орогеническая фаза.

В остальной части Западного Закавказья мэотические осадки явно отсутствуют, и, повидимому, восточнее Абхазии и Гурии и некоторой части Мингрелии мэотическое море не имело вовсе распространения.

Палеогеографическое развитие миоцена в Западном Закавказье показывает при наличии в некоторых местах верхних горизонтов нижнего миоцена региональную чокракскую трансгрессию, действием которой был абрадирован до состояния равнинного плато весь Сурамский водораздел (Дзирульский кристаллический массив). Современные остатки миоценовых отложений на этом плато представлены чокракскими и караганскими слоями. Учитывая выходы среднего миоцена у Сурами и далее в районе Гори, мы не можем сомневаться в непрерывном распространении среднемиоценового бассейна от Черноморской котловины в область Восточного Закавказья.

Далее в миоцене Абхазии и Гурии наблюдается ряд перерывов и трансгрессий, распространившихся только в этой части Западного Закавказья. Таковы трансгрессии перед отложениями конкского горизонта, нижнего сармата и более значительная трансгрессия перед средним сарматом. Восточнее Абхазии и Гурии эти трансгрессии не распространялись, и во всей Западной Грузии не обнаружено перерывов от низов среднего миоцена до нижнего сармата. Региональной является мэотическая трансгрессия, распространившаяся только в причерноморской области Западного Закавказья и отсутствующая восточнее.

Значительными орогеническими фазами в миоцене Западного Закавказья являются предчокракская (штирийская) и предмэотическая (аттическая). С ними связаны крупные проявления орогенезиса, достигшие максимума в течение последующей предкиммерийской фазы.

Вулканические проявления выразились интрузиями в нижнемиоценовое время и эффузивами (в Гурии) в течение плиоцена.

Основные формы тектоники миоцена Западного Закавказья определяются надвиганием складок южного склона Кавказского хребта к югу на Рионско-Дзирульскую подзону и встречным перебросом и надвигом складок от Аджаро-Имеретинского хребта к северу на ту же подзону.

Гидрогеологические условия в областях развития миоценовых осадков выражаются некоторой водоносностью песчанистых слоев в зависимости от местных условий.

Полезные ископаемые

Полезные ископаемые в пределах развития миоцена Западного Закавказья преимущественно заключаются в нефтепроявлениях, среди которых наибольшее значение принадлежит гурийским. По данным С. И. Ильина *(336)*, первичная нефтеносность связана с чокракско-спириалисовыми слоями, в мэотических и вышеследующих плиоценовых осадках нефть присутствует во вторичном залегании. Незначительные нефтепроявления по северной периферии Аджаро-Имеретинского хребта по Сурамской линии вдоль крупного надвига в районах Парцхнали и Вахани связаны с караганскими слоями. Предположительно миоцену, накрытому надвигом палеогена, подчинены, по Б. Ф. Мефферту *(563)*, выходы нефти на р. Ханис-цхали в Багдадском районе. В остальных частях Западного Закавказья явных нефтепроявлений в миоценовых отложениях не констатировано.

Плиоценовые отложения

Плиоцен Восточного Закавказья

Плиоценовые отложения Восточного Закавказья распространены непрерывной полосой, которая прослеживается вдоль предгорий южного склона Главного Кавказского хребта от Апшеронского полуострова на востоке до окрестностей Душети на западе. Изучение данной полосы в основном было тесно связано с исследованиями развитых здесь нефтяных месторождений и потому, главным образом, сосредоточивалось в разобщенных один от другого Бакинском и Кахетинском нефтеносных районах. Поэтому, если стратиграфия плиоцена названных районов (в особенности первого из них) изучена к настоящему времени уже достаточно подробно, то обширное пространство между ними под тем же углом зрения освещено еще далеко не так детально. Поскольку основы стратиграфии восточнозакавказского плиоцена были заложены именно в Бакинском районе, классические разрезы которого послужили материалом для выделения эталонных горизонтов рассматриваемого комплекса, дальнейшее описание этих отложений придется всегда вести в направлении с востока на запад. Главнейшими же этапами в истории изучения бакинского плиоцена послужили: 1) выделение апшеронского яруса как самостоятельного стратиграфического горизонта (Шегрен, 1891), в настоящее время принятого за верхний член плиоцена[1], 2) открытие понтических пластов сначала в Шемахинском районе (Н. И. Андрусов, 1895), а затем на Апшеронском полуострове (Д. В. Голубятников и И. М. Губкин, 1913) и тем самым установление по подошве понта нижней границы плиоцена, 3) открытие (Н. И. Андрусов, 1901, Д. В. Голубятников, 1904) и впоследствии (Н. И. Андрусов, 1912) выяснение истинного стратиграфического положения акчагыльских слоев, что в результате позволило определить точный объем плиоцена[2], и, наконец, 4) выделение континентальной толщи «продуктивного яруса» (Д. В. Голубятников, 1914)

---

[1] Следует заметить, что открытие на Северном Кавказе моренных отложений (эпохи гюнц?) в эквивалентах апшеронского яруса ставит вопрос о перенесении этого яруса в четвертичную систему *(Ред.)*.

[2] Поскольку до этого акчагыльские слои считались более древними, чем понтические, и по возрасту сопоставлялись с мэотическими.

в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта [1], залегающего между понтом и акчагылом. Нижнему из этих четырех основных подразделений (понтическому ярусу) принято приписывать значение нижнего плиоцена, оба верхних (апшеронский и акчагыльский ярусы) сопоставляются сейчас с верхним плиоценом, в таком случае продуктивная толща в нормальном разрезе отложений Апшеронского полуострова займет положение среднего плиоцена. Последовательное описание перечисленных свит будет вестись для каждой из них в отдельности.

Понтический ярус (Pt). Основные принципы для подразделения бакинского понта были даны Н. И. Андрусовым *(24)*, который в применении к шемахинским разрезам (гряда Наргяваги-кая и Сундинское плато) установил в этом комплексе по палеонтологическому признаку следующие три отдела.

Pt_1 Нижний «с фауной одесского типа — мелкими прозодакнами, близкими к *Prosodacna littoralis* Eichw., с *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *Parvivenus widhalmi* Sinz.».

Pt_2 Средний, «характеризующийся присутствием типичной *Paradacna abichi* Andrus. и дидакн типа камышбурунских фалёнов, тут же различные меланопсисы и неритины».

Pt_3 Верхний «с крупными дидакнами *(Didacna pirsagatica* Andrus. и др.) и прозодакнами *(Prosodacna schemachinica* Andrus.). Характерно также присутствие *Congeria subcarinata* Desh. и видов *Ninnia*. Этот горизонт принято называть бабаджанским, по имени караван-сарая Бабаджан [2], около которого Н. И. Андрусовым была собрана одна из наиболее типичных фаун данного горизонта, а именно: *Dreissensia meissarensis* Andrus., *D. anisoconcha* Andrus., *D. onychoides* Andrus., *D. sphenoides* Andrus., *D.* aff. *angusta* Rouss., *Didacna depereti* Andrus., *D. laskarevi* Andrus., *D. pirsagatica* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Prosodacna schirvanica* Andrus. et var. *major*, *P. ampelakiensis* Andrus. var. *schirvanica* Andrus., *Cardium negativum* Andrus., *Melanopsis loerentheyi* Andrus., *M. dianaeformis* Andrus., *M. mirraeformis* Andrus., *Zagrabica spiridionis* Andrus., *Ninnia subcarinata* Andrus.

Явные эквиваленты нижнего понта на Апшеронском полуострове не были встречены. Однако наблюдаемый здесь, правда в единичных случаях *(278*, стр. 423), «непрерывный переход понтических слоев в верхние горизонты» миоцена заставляет иногда подозревать возможность присутствия в апшеронском разрезе аналогов не только среднего и верхнего отделов шемахинского понта, но и его нижнего горизонта. В общих же чертах этот разрез может быть разбит лишь на два отдела:

Pt_{1-2} Нижний, местами частично замещающий нижний понт, но в основной своей части соответствующий уже среднему отделению понтического яруса и начинающийся толщей «темносерых сланцеватых глин с ржавобурыми глинистыми прослойками. Встречены десяти-девятиребристые кардиды, которые по внешнему виду напоминают *Cardium abichi* R. Hoern., но отличаются от последнего характером ребер» *(278*, стр. 411).

---

[1] Ранее делившегося тем же исследователем *(261)* на «немые» и «пресноводные» слои, а затем получившего название «продуктивной толщи», которое с тех пор крепко укоренилось в литературе, несмотря на предложение Н. И. Андрусова *(33)* сохранить для данных слоев старое наименование «балаханская серия», употреблявшееся в несколько ином стратиграфическом значении еще Шёгреном *(1001)*. Это предложение Н. И. Андрусова не получило поддержки, так как к тому времени «балаханской свитой» уже называлась в промысловой практике, а затем и в литературе *(822)*, лишь известная часть всей продуктивной толщи.

[2] В западной части Апшеронского полуострова, у западной рамки Коунского планшета.

Выше следуют серые, частью пепельно-серые или синевато-серые полосчатые глины с *Ostracoda*, мелкими многоребристыми килеватыми *Cardidae* и редкими *Valenciennesia* sp.

Pt_3 Верхний, сложенный, главным образом, бурыми и оливково-бурыми глинами, иногда с незначительными прослоями мергеля и детритусового известняка. Около сел. Джорат И. М. Губкиным (op. cit., стр. 410) здесь были найдены типичные представители бабаджанской фауны (*Didacna laskarevi* Andrus., *D. pirsagatica* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Prosodacna schirvanica* Andrus., *Melanopsis loerentheyi* Andrus. и пр.), в совокупности указывающие на верхнепонтический возраст этих слоев.

Нормальная мощность апшеронского понта редко превышает 150—250 *м*. Далее к западу, в пределах Восточного Кабристана, эта мощность увеличивается до 400 *м* и более. Одновременно там более ясно выражено отсутствие в разрезе нижнего отдела понтического яруса. Равным образом наблюдаются существенные изменения в составе охарактеризованной выше толщи в связи с появлением в ее нижних и верхних слоях сравнительно мощных пластов известняка-ракушника. Например, для окрестностей Боян-ата можно дать следующий схематический разрез восточнокабристанского понта:

$Pt_2$1. Нижняя пачка бурых неслоистых, частью ракушниковых глин с прослоями плотного детритусового известняка или более рыхлого известняка-ракушника, иногда с галькой. Фауна заключает в себе элементы типа камышбурунских фалёнов, как то: *Didacna* ex. gr. *incerta* Desh., *D.* ex gr. *planicostata* Desh., *D.* ex gr. *sulcatina* Desh., *D.* ex gr. *subcrassatellata* Andrus., *D.* ex gr. *subcarinata* Desh., *Monodacna* aff. *subdentata* Desh., *Prosodacna semisulcata* Rouss., наряду с доминирующими местами формами бабаджанского облика (*Congeria subcarinata* Desh., *Didacna* cf. *schemachinica* Andrus., *Prosodacna schirvanica* Andrus., *P. ampelakiensis* Andrus. var. *schirvanica* Andrus.) около 100—120 *м*

2. Мощная толща синевато-серых глин, в низах которой обычно выделяется пачка светлосерых слоистых глин с прослоями белого вулканического пепла. Из окаменелостей наиболее характерны многочисленные *Valenciennesia* sp., *Paradacna abichi* R. Hoern и мелкие дидакны из группы *D. incerta* Desh. . . . . около 200—300 »

Pt_3 Верхняя пачка глин с прослоями детритусового известняка или известняка-ракушника. Последние, как правило, характеризуются фауной, почти тождественной с собранной у Бабаджана. Лишь в виде исключения здесь встречаются еще одна-две формы, скорее свойственные фалёнам Камышбуруна. Видимая мощность . . . . . до 50 »

Таким образом по составу фауны и стратиграфическому положению горизонт Pt_3 Восточного Кабристан аможет быть, безусловно, сопоставлен с верхним отделом шемахинского понта. Наличие многочисленных *Valenciennesia* и *Paradacna abichi* в глинах Pt_2 свиты «2» позволяет выделить эту вторую сверху толщу из объема бабаджанского горизонта. Постелью глинам с *Valenciennesia* служит снова пачка известняков, фауна которой обнаруживает некоторые общие признаки с фауной верхних известняков. Однако полного тождества между той и другой фаунами не наблюдается. Именно в нижнем горизонте известняков не известны *Didacna laskarevi* Andrus., *D. depereti* Andrus., *Monodacna babadjanica* Andrus., *Cardium negativum* Andrus., которые, иначе говоря, можно рассматривать как руководящие формы для верхнего или собственно бабаджанского горизонта [1]. Равным образом примесь кардид типа камышбурунских

[1] Остальные «бабаджанские» кардиды, очевидно, пользуются более широким вертикальным распространением.

фалёнов в верхнем горизонте известняков имеет подчиненное значение, тогда как в нижнем — преобладающее, наряду с увеличением числа их видов. Стратиграфическое положение нижнего горизонта известняков под глинами с *Valenciennesia* и полное отсутствие в нем форм нижнепонтического (одесского) типа заставляют с уверенностью относить этот горизонт еще к среднему отделу шемахинского понта.

Доказанные отложения нижнего понта наблюдаются западнее, в окрестностях сел. Маразы *(24*, стр. 198—201*)* и около Шемахи *(203*, стр. 39*)*. Они выражены то глинами, то чередованием глин и песчаников и характеризуются представителями приведенного выше списка фауны. Одновременно здесь наблюдается значительное развитие известняков бабаджанского горизонта, сплошная толща которых в обрывах Сунядинского плато достигает мощности 300 *м* [1]. Их соотношения с остальной толщей понтического яруса отчетливо раскрываются в разрезе Хинастинского ущелья около Шемахи *(24*, стр. 195; *203*, стр. 39*)*:

Pt_1 1. Грязно-бурые неоднородные глины, участками в виде брекчии, типа брекчии размыва, или с линзовидными скоплениями грубого песчаного материала . . . . . 70 *м*

2. Грязно-бурые неслоистые слабопесчаные глины с незначительными прослойками песчаника с фауной *Dreissensia simplex* Barb., *Zagrabica* sp., *Lithoglyphus* sp. . . . . 20 »

Pt_2 Глины с *Cardium abichi* R. Hoern., *Dreissensia lutrae* Andrus. и *Valenciennesia* sp., покрывающиеся глинистыми песками и затем песчаниками. Мощность не определена.

Pt_3 Толща известняков-ракушников *(Dreissensia*, *Prosodacna*, *Didacna pirsagatica* Andrus., *Monodacna)*, разделенная двумя глинистыми пачками. В глинах собраны *Dreissensia rostriformis* Desh., *Didacna laskarevi* Andrus., *D. pirsagatica* (?) Andrus., *D. schemachinica* Andrus., *Melanopsis dianaeformis* Andrus. . . . . около 250 »

Следующие на запад-северо-запад выходы понтических пластов (известняки-ракушники, иногда вместе с глинами) были обнаружены *(203)* в разрезе р. Гердаман-чай и затем *(69*, *203)* у слияния рр. Геок-чай и Вандам-чай. Фауна этих слоев скорее всего указывает на их верхнепонтический возраст. Далее к западу морские эквиваленты понтического яруса в Восточном Закавказье более неизвестны. О возможности же их замещения там континентальными фациями будет сказано ниже.

Даже в тех случаях, когда в основании описанной серии присутствуют осадки нижнего понта, последние, например в разрезе Хинастинского ущелья, нередко содержат в подошве брекчию размыва и сопрягаются с различными горизонтами нижележащих слоев. Еще более резко подобные признаки трансгрессивного залегания наблюдаются там (Восточный Кабристан), где в эпоху всего нижнего понта имел место перерыв в отложении и где нормальная последовательность понтических пластов начиналась лишь со средних их горизонтов. В этих случаях названные горизонты заключают в своем составе явные элементы размыва подстилающих слоев в виде мощных конгломератов или крупных глыб (преимущественно пород миоценового возраста), обрушившихся в трансгредирующее понтическое море и погребенных в его осадках. В Северо-Западном Кабристане такой перерыв продолжался и в среднепонтическое время, после чего на размытую поверхность более древних образований (до верхнего мела включительно) здесь непосредственно легли известняки бабаджанского возраста. Сопоставляя эти данные, приходится сделать

[1] Данные З. А. Мишуниной

вывод, что понтическая трансгрессия распространялась неравномерно, постепенно захватывая рассмотренную область Восточного Закавказья своими все более и более высокими горизонтами. Надо думать, что в основном эта трансгрессия развивалась все же в направлении к уже сформированному тогда Главному хребту. Ее северная граница намечается вдоль южного склона Дибрарского кряжа и далее на северо-северо-запад через высоты к северу от Шемахи до Вандамской низменности. На востоке указанный контур резко огибал юго-восточную оконечность Дибрарского кряжа и затем следовал на северо-запад вдоль северного склона последнего [1], чтобы отсюда подняться на северо-восточный склон горы Шах-даг. Таким образом весь Апшеронский полуостров, за исключением его крайней северо-западной части, был охвачен понтическим морем.

Несомненные, хотя и не повсеместные признаки углового несогласия в Шемахино-Кабристанском районе между понтом и верхами миоцена свидетельствуют, что до отложения понтических осадков обычно происходили серьезные тектонические движения, особенно резко проявлявшиеся в тех районах, где допонтический перерыв отличался наибольшей длительностью. Как следствие тектоника понтических слоев здесь часто далеко не отражает строения перекрытых ими отложений.

На Апшеронском полуострове отмеченные сейчас для Кабристана и Шемахинского района явные следы перерыва и углового несогласия выражены менее отчетливо, а местами, как об этом говорилось выше, отсутствуют, и наблюдается непрерывный переход миоценовых пород в понтические. Если это действительно так, то тогда в применении к некоторым участкам Апшеронского полуострова придется говорить о непрерывной преемственности миоценового бассейна понтическим и тем самым подтвердить высказанную мысль о развитии упоминавшегося перерыва в отложении именно за счет выпадения отдельных горизонтов только понтического яруса. Естественно, что в условиях отсутствия перерыва или незначительной его продолжительности, как это имело место на Апшеронском полуострове, угловые несогласия между миоценом и понтом не могли проявиться столь же резко, как в некоторых из предыдущих случаев. Равным образом допонтические движения на Апшеронском полуострове, в отличие от области, более близкой к Главному хребту, выражены значительно слабее по сравнению с последующими складкообразовательными процессами.

В качестве полезных ископаемых понта Бакинского района заслуживают упоминания лишь единичные находки отдельных пластов нефтяного песка мощностью до 3 *м* (Боян-ата, *192*, стр. 15). Кроме того, в Северо-Западном Кабристане с понтическими пластами часто связываются выходы пресной воды. Там же мощные известняки верхнего понта иногда употребляются местными жителями как строительный материал.

Продуктивная толща (Prd). Наблюдавшееся к концу понтического века общее обмеление морского бассейна [2] сменилось затем повсеместным для Восточного Закавказья континентальным режимом, в течение которого в Бакинском районе происходило накопление мощной толщи дельтовых пресноводных или наземных осадков, в практике апшеронских геологов получившей название «продуктивной».

---

[1] В данном случае имеются в виду отложения понта, выраженные в глинистой фации и обнаруженные в Кубинском районе *(305, 575)*.

[2] Когда отлагались бабаджанские известняки с толстостворчатыми моллюсками, характерными для сублиторальных фаций.

Если весь Апшеронский полуостров, за исключением его северо-западной части, был покрыт осадками этой толщи[1], то далее на запад область ее развития значительно отодвигается к югу по сравнению с северной границей понта. Здесь продуктивная толща в основном уже не распространяется за пределы Центрального Кабристана. Отсюда на северо-запад ее северная граница прослеживается вдоль северного подножья Ленгебизского кряжа (к югу от Шемахи) и затем выходит на р. Гердаман-чай несколько ниже крайнего выхода понтических пластов. Непосредственно далее на запад-северо-запад отложения продуктивной толщи перекрываются более молодыми трансгрессиями. Лишь к западу от р. Алазани, на близком стратиграфическом горизонте, снова появляются аналогичные континентальные накопления, известные под названием ширакской свиты. Надо полагать, как об этом будет сказано ниже, что они хотя бы частично представляют собой продуктивную толщу Бакинского района.

Равным образом к юго-западу и северо-западу от Апшеронского полуострова несомненные аналоги продуктивной толщи проявляются в Сальянской степи и в Кубинском районе.

В указанных пределах своего распространения продуктивная толща испытывает столь частые и значительные изменения разреза, что нет возможности дать хотя бы грубое ее подразделение на какие-либо постоянные горизонты стратиграфического значения. Поэтому для того или иного района приходится давать чисто местные ее расчленения на ряд свит, преследуя в данных случаях цели скорее практического характера[2]. Все подобные схемы деления продуктивной толщи основаны исключительно на литологических признаках, поскольку осадки этой серии, как правило, или вовсе лишены окаменелостей, или содержат, правда в виде редких находок, такие нехарактерные формы, как пресноводные *(Unio, Planorbis)* или наземные моллюски *(Helix)*. Метод же литологический в условиях быстрого изменения фаций, свойственного вообще континентальным осадкам, естественно, не может служить базой для стратиграфических сопоставлений.

Описание различных фаций продуктивной толщи удобнее начать с Кубинского района, где в интервале между понтическими и акчагыльскими слоями обнаружена мощная (1000—1500 *м*) свита немых пород, выраженных то галечниками (70, стр. 80), то чередованием песчанистых красно-бурых и серо-бурых глин с редкими прослоями песчаников и песков *(305, 575)*. С остальной областью развития продуктивной толщи Восточного Закавказья этот район непосредственно не связывается.

Далее на юго-восток теми разрезами, по которым была впервые установлена и детально изучена продуктивная толща, послужили классические обнажения Апшеронского полуострова. В применении к последнему, точнее — к его центральной или промысловой части, существуют два основных варианта расчленения продуктивной толщи: один, составленный Н. И. Ушейкиным *(822, 824)* и М. В. Абрамовичем *(14)* для Балаханского и Сураханского районов, обычно применяемый в практике промысловых геологов, и второй Д. В. Голубятниковым *(247, 264)* для Аташкинского и Хурдаланского районов. Авторы этих схем предусматривают деление продуктивной толщи на три отдела, вкладывая, однако,

[1] На востоке лишь перекрытыми более молодыми отложениями.

[2] И называя их то по географическим пунктам, то выделяя их под буквенными или цифровыми индексами.

в соответствующие понятия «среднего» и «верхнего» отделов несколько различный объем и стратиграфическое значение [1]. Нижний же отдел по обоим вариантам является более или менее синхроничным. Именно в некоторых случаях он начинается горизонтом грубых песков, иногда с галькой, именуемым по промысловой терминологии подкирмакинской свитой. В других, более частых случаях этот горизонт отсутствует, и в основании нижнего отдела залегает следующая вверх свита — кирмакинская (s. str.), представленная чередованием мелкозернистых песков и глин [2]. Над ней снова следуют грубые пески с галькой (надкирмакинская песчаная свита), которые, в свою очередь, сменяются преимущественно глинистой пачкой. Кровля этой, или, как ее называют, надкирмакинской, глинистой свиты принимается за кровлю нижнего отдела [3]. Мощность последнего для Центрального Апшерона колеблется в широких пределах — от 200 до 400 *м*. Описанная серия служит постелью для весьма постоянного горизонта грубых песков и конгломератов, получившего в промысловой практике довольно неудачное название «свиты первого, или верхнего перерыва»[4]. Остальная часть продуктивной толщи характеризуется постепенным замещением песчаных пород глинистыми. Так, если нижние ее горизонты (балаханская свита) представлены почти сплошными песками, а далее кверху (сабунчинская свита) наблюдается чередование мощных песчаных пакетов с не менее мощными пачками глин, то в верхах разреза (сураханская свита), наряду с сохранением отдельных пластов песка, доминирующее значение приобретает уже глинистый раздел [5]. Общая мощность всей продуктивной толщи Апшеронского полуострова местами достигает 1400 *м*. Отличительной ее особенностью служат тесные переходы между глинистыми и песчаными породами, частое переслаивание одних с другими и крайнее непостоянство в деталях разреза, обусловленное линзовидным выклиниванием одних пластов за счет появления новых. Общая же окраска пород выдержана в серых и бурых тонах.

В направлении на юго-запад от центральной части Апшерона обращают на себя внимание существенные изменения в описанном сейчас разрезе. Именно, уже в Путинском районе *(260, 820)* происходит значительное обогащение глинами всего видимого разреза мощностью до 1 000 *м*. Еще далее на юго-запад (Отман-бозы-даг, *197)*, в условиях аналогичного преобладания глинистого раздела над песчаным, наблюдается появление грубозернистого песчаного материала в аналогах верхних горизонтов центрально-апшеронского разреза, которые там как раз отличались от более нижних горизонтов отсутствием грубого зерна. Одновременно для Юго-Западного Апшерона следует скорее предполагать замещение грубозернистых пачек в нижних и средних горизонтах продуктивной толщи более однородными осадками, чем искусственно относить подобное их отсутствие за счет произвольного сопоставления этих горизонтов с верхними свитами центрально-апшеронского разреза. С указанных точек зрения

[1] Более подробно об этом см. *(195)*, стр. 17—19.

[2] Оба упомянутых горизонта по схеме Д. В. Голубятникова укладываются в объем его IX свиты или кирмакинской свиты (s. lato) по промысловой номенклатуре.

[3] Обе надкирмакинские свиты объединяются Д. В. Голубятниковым в свиту VIII.

[4] Д. В. Голубятников выделяет его как нижнюю часть свиты VII и относит к низам «среднего отдела» своего разреза. По промысловой схеме понятие «среднего отдела» отвечает лишь этому горизонту.

[5] Подобное постепенное изменение состава продуктивной толщи в сторону обогащения ее глинами положено Д. В. Голубятниковым в основу для подразделения этой части аташкинского разреза на шесть свит (от VI до I).

отман-бозыдагская местная фация продуктивной толщи служит переходом к следующим на запад и северо-запад разрезам Кабристана.

Здесь, в Центральном Кабристане, продуктивная толща выражена попрежнему мощной (свыше 1200 *м*) серией из неравномерно чередующихся песчаных и глинистых прослоев. Если на юге (Солахай, Клыч, *317*, *612)* соотношения между песчаным и глинистым разделами являются почти равными, то уже в районе Чеил-дага *(614*, стр. 14*)* процентное количество песков (35%)[1] заметно сокращается, в точности соответствуя аналогичной степени «песчанистости» отман-бозыдагского и путинского разрезов *(197*, стр. 20; *260*, стр. 5). К северу отсюда в составе верхних горизонтов продуктивной толщи начинает постепенно добавляться грубый материал, включительно до появления на линии Донгуз-дык — Кыр-кишлак *(191*, *192)* в верхах продуктивной толщи мощной (75—200 *м*) пачки щебневидных или галечниковых конгломератов, переслоенных суглинками.

Остроугольные очертания донгуздыкского щебня, составленного сплошь из продуктов разрушения местных пород, показывают, что соответствующие накопления донгуздыкской фации продуктивной толщи образовались по типу делювиальных выносов[2]. Наоборот, окатанный характер галечников Кыр-кишлака, содержащих значительную примесь валунов, чуждых данной местности, свидетельствует о довольно значительном переносе, который испытал этот материал. Аналогичные галечники кое-где *(*Большие Сияки, Маяш, *191*, *194)* выполняют случайные впадины древнего рельефа и в более северной части Кабристана. Как в том, так и в этих случаях их скорее всего можно сопоставлять с конусом выноса одного (или нескольких?) горных потоков, спускавшихся с Главного хребта в направлении к Кыр-кишлаку. Более мелкая галька сносилась дальше на юго-восток и обусловила ту примесь грубого зерна в верхней части продуктивной толщи Отман-бозы-дага, которая отличает этот разрез от смежных на восток и запад путинской и чеилдагской фаций.

Разделяя взгляды В. П. Батурина *(70)* об образовании продуктивной толщи Бакинского района в основном за счет дельтовых накоплений Палеоволги и Палеокуры[3], можно думать, что бóльшая песчанистость центрально-апшеронского и южнокабристанского разрезов по сравнению с расположенными между ними путинской и чеилдагской фациями обязана большей близости первых к главному направлению названных речных артерий, как это видно из соответствующих палеогеографических карт В. П. Батурина (op. cit., табл. 4, 5). Несомненно, что ближе к подножью Главного хребта к подобным преимущественно дельтовым отложениям постепенно начинали примешиваться собственно континентальные выносы, в типичном своем проявлении выраженные вдоль северной границы распространения продуктивной толщи (Кыр-кишлак, Донгуздык). Далее на запад, вдоль Ленгебизского кряжа *(203)*, эти континентальные фации представлены чередованием мощных (до 10—12 *м*) крупно- и среднезернистых несортированных рыхлых песчаников[4] с грязно-

---

[1] Для Аташкинского района, по Д. В. Голубятникову, соответствующая цифра составляет 57% *(247*, стр. 165).

[2] Одним из характерных признаков этой наземной фации служат крупные плитки («щепы») белого волокнистого гипса, секущие суглинки.

[3] Концепция В. П. Батурина не является общепризнанной *(Ред.)*.

[4] Вследствие своей неоднородной плотности они выветриваются весьма своеобразными круглыми формами — признак, типичный для сходных фаций и в более молодых (например апшеронских) отложениях.

бурыми и темносерыми неоднородными глинами. В последних кое-где встречаются обломки *Helix*. Общая мощность данной свиты «ленгебизских песчаников», как ее назвал в свое время Н. И. Андрусов *(26*, стр. 156*)*, достигает порядка около 1500 *м*. На северо-запад отсюда описанная свита без перерыва протягивается до р. Гердаман-чай *(203)*, где она приобретает характер почти сплошной толщи красновато-бурых суглинков, пересеченных «щепами» грязнобелого волокнистого гипса. Выше по течению в составе этой суглинистой свиты появляются мощные пласты крупногалечникового конгломерата, аналогичные соответствующим конгломератам Кыр-кишлака и в обоих случаях залегающие вблизи северной границы распространения продуктивной толщи.

Сказанным можно закончить описание продуктивной толщи Бакинского района, поскольку на значительном протяжении к северо-западу от р. Гердаман-чай развиты уже более молодые отложения. В качестве мелкой детали следует еще отметить находки вулканических пеплов как в последнем разрезе, так и в ряде других пунктов (Чеил-даг, Кыркишлак, Отман-бозы-даг), в совокупности указывающие на продолжавшуюся вулканическую деятельность и в течение века продуктивной толщи.

Соотношения осадков продуктивной толщи с понтическими пластами бывают различные. Именно в одних, более редких случаях *(*Джорат, *278*, стр. 409, 412*)*, между ними наблюдается непрерывный переход, соответствующий условиям, когда отлагались, повидимому, стратиграфически самые нижние горизонты «продуктивного» комплекса. В других случаях на том же Апшеронском полуострове, очевидно за счет отсутствия отложения этих горизонтов, происходил размыв понта, указанием на что здесь служит присутствие брекчии размыва и обломков понтической фауны в основании продуктивной толщи *(276*, стр. 304, 305*)*. Подобные явления еще более резко выражены в Кабристане, где видно, как в направлении от Чеил-дага на север из разреза продуктивной толщи постепенно выпадают все более и более верхние ее горизонты, и даже констатируется налегание на глубоко размытую постель стратиграфически самых верхних слоев кабристанского разреза. Естественно, что в результате удлиняющегося периода послепонтического перерыва процессы денудации постепенно увеличивали свою эффективность, поэтому вдоль северной границы распространения продуктивной толщи понтические слои являются почти нацело смытыми. К северу от нее в течение всего века продуктивной толщи, за единичными местными исключениями, происходили только явления размыва и сноса без отложения осадков. Сопоставляя время образования продуктивной толщи в полном объеме с подобным понт-акчагыльским периодом перерыва, можно допустить, что окончание отложения осадков продуктивной толщи на всей площади ее распространения не всюду было одновременным. Под таким углом зрения легко сопоставить известные факты, когда местами продуктивная толща непрерывно и согласно сменяется акчагыльскими слоями *(*Донгуздык, *191*, стр. 11*)*, с теми более редкими случаями, когда между ними предполагается несогласие *(*Магомедлы, *252*, стр. 2*)*. Учитывая последнее обстоятельство, равно как и вероятные признаки углового несогласия между продуктивной толщей[1] и понтом, приходится допустить, что в течение всего указанного понт-акчагыльского перерыва не прекращались тектонические движения, начало которых совпало с выдвиганием дна предыдущего понтического

[1] Там, где ее разрез представлен не полностью.

бассейна на дневную поверхность. В этих подвижках можно видеть завершающиеся проявления тех «мелких фаз мио-плиоценового времени», всю совокупность которых А. П. Герасимов *(232*, стр. 348*)* объединил под названием восточнокавказских.

В отношении к Апшеронскому полуострову и Центральному Кабристану продуктивная толща служит основным нефтеносным комплексом, с которым сейчас связана почти вся добыча нефтяных месторождений Бакинского района, как об этом более подробно будет сказано при соответствующем описании последних. Имеющиеся здесь богатейшие залежи нефти, как правило, приурочены к песчаным пластам, местами достигающим на Апшеронском полуострове суммарной мощности в несколько сотен метров.

Ширакская свита (Sch). К северо-западу от р. Алазани, в районе Ширакской степи, из-под акчагыльских слоев снова выступают мощные (до 2500 *м*) континентальные накопления, впервые объединенные А. В. Ульяновым *(811)* под термином ширакской свиты[1]. Постелью им служат то фаунистически охарактеризованные пласты верхнего сармата, то пресноводная толща пестрых глин, названная тем же исследователем *(813)* эльдарской свитой и, повидимому, отвечающая хотя бы своими верхними горизонтами отложениям мэотического яруса. Учитывая также, что в последнее время принято подчеркивать непрерывный переход ширакской свиты как в те, так и в другие из нижележащих слоев, надо думать, что нижняя граница этой свиты не всегда располагается на одинаковом стратиграфическом уровне. В отношении условий ее перехода к акчагыльским отложениям установлено, что в северо-западной части рассматриваемого района акчагыл налегает на ширакскую свиту трансгрессивно и с угловым несогласием. Наоборот, на юго-востоке подобные контакты или проявляют себя менее отчетливо, или даже при картировании не всегда могут быть изображены как несогласные. С этой точки зрения намечается некоторая аналогия с соответствующими контактами между продуктивной толщей Бакинского района и акчагылом, которые в Шираках, т. е. на северо-западе, местами могли принять характер резко выраженного несогласия, если допустить, что в этом направлении акчагыльские слои трансгредировали своими все более и более верхними горизонтами. В таком случае, не отрицая возможности, что местами ширакская толща охватывает своими нижними горизонтами эквиваленты мэотических пластов, приходится в основном считать эту свиту синхроничной не только вышележащим понтическим, но и продуктивным отложениям Бакинского района, так как иначе пришлось бы сделать менее правдоподобный вывод о том, что в сходных условиях у подножья Главного хребта из нормального разреза Ширакского района выпали аналоги целого стратиграфического комплекса. Подобное расширение стратиграфического объема продуктивной континентальной толщи за счет постепенного добавления сначала эквивалентов понтического яруса, а затем частично и мэотиса, скорее всего могло происходить на протяжении между р. Геокчай и Шираками, где эти отложения перекрыты более молодыми осадками и потому на поверхность не выходят. Далее на северо-запад от Ширакской степи аналоги ширакской свиты переходят в верхнюю часть серии конгломератов и суглинков хр. Элеби, где они уже полностью замещают своими нижними горизонтами не только весь мэотис, но и верхний сармат

[1] Некоторые исследователи *(122, 449)* сейчас применяют для нее новое название—мирзаанская свита.

(171, стр. 8—9*)*. Эти континентальные образования были встречены и в окрестностях Душети. Здесь они так же, как и в предыдущем случае, повидимому, связаны постепенным переходом с полуконтинентальной фацией сарматского яруса и были выделены В. П. Ренгартеном *(699*, стр. 34*)* под названием душетской свиты. Мощность последней достигает 2000 *м*.

В юго-восточной области своего распространения *(22, 445, 530, 668, 807)* ширакская свита подразделяется по литологическим признакам на два отдела: нижний, мощностью до 1700—1800 *м*, представленный чередованием глин, песков и разнозернистых песчаников, и верхний, в составе которого принимают участие мощные пакеты галечникового конгломерата, переслоенные глинами и песчаниками. Мощность его варьирует в пределах от 500 до 1000 *м*. Как в том, так и в другом горизонте кое-где встречаются прослойки вулканического пепла. Стратиграфическое значение этих отделов является, повидимому, весьма ограниченным. Далее к западу *(*хр. Тетри—Удабно-сери, *445*, стр. 9*)* конгломераты присутствуют и в нижних горизонтах толщи. Наоборот, к юго-западу *(*Такля, *809*, стр. 9*)* вся ширакская свита, возможно, переходит в фацию, тождественную «нижнему отделу».

Фауна ширакских слоев содержит различные наземные *(Helix, Cyclostoma)* и пресноводные *(Planorbis, Melanopsis* и др.*)* формы, среди последних иногда попадается *Unio* ex gr. *flabellatus* Goldf. Недавно в нижних горизонтах толщ найдены также остатки крупных позвоночных *(Hipparion, Dinotherium)* [1].

В восточной части Южнокахетинского района описанная свита является одним из основных постоянно нефтеносных горизонтов. Нефтеносными породами здесь служат пески, песчаники и конгломераты, суммарная мощность которых местами (Мирзааны) достигает 200 *м*.

Акчагыльский ярус (Ak). Область распространения континентальных отложений продуктивной и ширакской свит к началу акчагыльского периода полностью перекрывается морскими осадками. Наступание Акчагыльского моря в основном, очевидно, происходило в направлении на северо-запад, постепенно приобретая характер трансгрессивного захвата суши. Наоборот, на юго-востоке в начальной своей стадии этот процесс, повидимому, еще не сопровождался отчетливыми признаками размыва или, иначе говоря, протекал в условиях спокойной ингрессии.

На востоке, во всяком случае вдоль южного склона восточной оконечности Дибрарского кряжа, береговая линия акчагыльского моря несколько отступает к югу по сравнению с соответствующим контуром понтической трансгрессии. На меридиане Шемахи области развития тех и других отложений приблизительно совпадают, а далее на запад-северо-запад северная граница акчагыла, прослеженная вдоль южных предгорий Главного хребта, постепенно заходит за площадь распространения морского понта. Одновременно у подножья Главного хребта к составу акчагыльских слоев начинают примешиваться выносы континентального происхождения, включительно до полного замещения морских осадков континентальными у северо-западной окраины восточнозакавказского залива Акчагыльского моря. В соответствии с изложенным изменение

[1] Присутствие их совместно с *U. flabellatus* Н. А. Кудрявцев *(449)* считает одним из доводов в пользу понижения верхней границы ширакской свиты ниже стратиграфического объема продуктивной толщи, — вывод, который можно оспаривать на основании изложенных общих соображений палеогеографического порядка.

фаций акчагыльских осадков происходило как в сторону основного движения данной трансгрессии, так и в направлении к Главному хребту, куда эти морские отложения постепенно распространялись своими более высокими горизонтами и откуда, в свою очередь, могли сноситься в Акчагыльский бассейн временные накопления континентального типа.

Минуя описание акчагыльских слоев на северо-восточном склоне Дибрарского кряжа *(575)*, выраженных чередованием серых и бурых сильно песчаных глин с тремя-четырьмя прослоями детритусового известняка и достигающих там общей мощности 250—300 *м*, можно начать рассмотрение различных фаций восточнозакавказского акчагыла с характеристики соответствующих отложений Апшеронского полуострова *(197, 247, 249, 264)*. В основании последних иногда залегают желто-бурые или серые песчаные глины, которые условно выделяются из объема нижележащей продуктивной толщи лишь по присутствию в них кое-где *Clessinia* и *Ostracoda*. Выше во всех разрезах следует характерная пачка светло-серых тонкоплитчатых рыбных глинистых сланцев с прослойками вулканического пепла и обильной фауной *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *C. nikitini* Andrus., *Mactra* ex gr. *subcaspia-karabugasica* Andrus., *M. inostranzewi* Andrus. и пр. Эта пачка обычно покрывается свитой темносерых, реже бурых, неслоистых известковистых глин с мелкими *Dreissensia*, *Clessinia*, *Micromelania*, *Limnaea* и *Ostracoda*, в кровле которой залегает постоянный для Апшеронского полуострова пласт черной с жирным блеском неизвестковистой глины мощностью до 2 *м*. Общая мощность апшеронского акчагыла хотя и колеблется в широких пределах [1], но в среднем обнаруживает постепенное возрастание в западном направлении от 20—35 *м* (Кала, Сураханы, *196, 263)* до 100 *м* (Отман-бозыдаг, *197)*. В соответствии с этим еще большей цифрой (до 225 *м*) оценивается нормальная мощность акчагыльских пластов в Кабристане, где одновременно наблюдается в них заметная примесь песчаного материала.

По отношению к кабристанским разрезам особого внимания заслуживают те случаи, когда акчагыл распространяется за пределы развития продуктивной толщи. Там, в основании акчагыльских слоев *(190*, стр. 67*)* сначала еще может быть выделена достаточно мощная (до 100 *м*) глинистая толща, правда, уже лишенная тех тонкопелитовых осадков (сланцев), которые являются столь характерными для более внутренней части Акчагыльского бассейна. Венчается же эта толща мощным (до 25 *м*) известняком-ракушником. Далее в северном направлении из разреза акчагыльских слоев постепенно выпадают упомянутые нижние горизонты, включительно до непосредственного налегания известняков-ракушников, иногда с галькой, на размытую поверхность самых разнообразных свит более древних геологических образований [2].

Аналогичные соотношения наблюдаются и в Шемахинском районе *(203)*, где на юге акчагыльские слои согласно лежат на продуктивной толще и выражены чередованием глин и глинистых сланцев с прослоями рыхлого крупнозернистого, местами детритусового песчаника, а на севере обычно замещаются известняками-ракушниками, трансгрессивно залегающими на размытой постели. В следующем разрезе р. Гердаман-чай, еще

[1] Иногда даже в связи с местными задержками в отложении осадков сокращаясь до нуля.

[2] Подобное резко несогласное налегание акчагыла в основном обусловлено тем, что соответствующая трансгрессия происходила в условиях рельефа, подготовленного в предыдущий век продуктивной толщи, когда здесь был лишь снос без отложения осадков.

в условиях сопряжения с продуктивной толщей, низы акчагыла приобретают характер неоднородных, частью ракушниковых глин, включающих многочисленную окатанную гальку и валуны. Далее на запад-северо-запад, вдоль южного борта Нухинско-Вандамской низменности *(203)*, уже за пределами продуктивной толщи, вся толща акчагыла представлена перемежаемостью осадков морских (пески и глинистые пески с *Mactra* ex gr. *subcaspia* Andrus. и пр.) и континентальных (мощные галечниковые конгломераты, разнозернистые пески и песчаники, суглинки и неоднородные глины с *Helix* и *Clessinia*). В связи с существенной примесью континентальных накоплений здесь значительно увеличивается и мощность акчагыла, достигая 1000—1500 *м*. Подобный характер отложений данной полосы, очевидно, указывает на ее близость к северной границе Акчагыльского бассейна. По мере удаления отсюда к югу, например, в Аджиноурской степи *(203)*, наряду с сохранением еще мощных конгломератов [1], в составе акчагыла появляются тонкослоистые глинистые разности с одновременным развитием разнообразной морской фауны.

Далее на запад-северо-запад акчагыльские слои отчетливо вскрываются в разрезах Южной Кахетии, где они были прослежены в указанном направлении через весь Ширакский район до Караязской степи и окрестностей сел. Сартачалы *(445, 530, 668, 807)*. В южной части этой обширной области они обычно начинаются пачкой почти сплошного конгломерата изменчивой мощности (от 9 до 160 *м*). Не отрицая наличия в ней продуктов размыва местных пород, можно думать, что в основном она образовалась за счет конгломератов сноса, хотя бы и отложившихся в условиях водного режима [2]. Отдельные прослои глин в этой пачке часто бывают переполнены растительными остатками. Выше следует толща глин, песков и песчаников с прослоями вулканического пепла, в низах местами еще содержащая примесь грубого материала вместе с занесенными сюда наземными моллюсками *(Helix)* и лишь затем обычно охарактеризованная уже богатой фауной морского облика, список которой приводится Н. А. Кудрявцевым *(445*, стр. 6—7*)* в следующем виде: *Mactra subcaspia* Andrus., *M. karabugasica* Andrus., *M. ossoskovi* Andrus., *M. imago* Andrus., *Avimactra aviculoides* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *C. kumuchicum* Andrus., *C. novakowskii* Andrus., *C. sulacense* Andrus., *Potamides caspius* Andrus. В верхних горизонтах эта толща иногда снова обогащается грубым материалом с одновременным появлением элементов наземной фауны и флоры. Общая мощность описанной фации колеблется в пределах от 650 до 900 *м*.

По направлению к северу, как пишет Н. А. Кудрявцев (op. cit., стр. 7), в осадках акчагыльского яруса появляется все большее и большее количество конгломератов, хорошо слоистые глины замещаются неслоистыми суглинками, и вдоль северного края Ширакского плато весь акчагыл уже полностью замещается огромной толщей конгломератов, песчаников и суглинков континентального происхождения, верхние горизонты которой, повидимому, охватывают и эквиваленты апшеронского яруса. Мощность

[1] Отложившихся, может быть, уже в условиях водного режима.

[2] В подтверждение этого можно сослаться на работу З. Л. Майминой *(530*, стр. 6*)*; из этой работы видно, что несколько севернее области типичного распространения подобного конгломерата, там, где аналогичные грубообломочные накопления ложатся на конгломераты верхнего отдела ширакской свиты, они ничем не отличаются от последних, и провести границу между ними представляется крайне затруднительным. «Редко же находимая фауна в песчаных глинах представлена пресноводными и наземными раковинами *Helix* и *Melanopsis* и встречается как в акчагыле, так и в ширакской толще» (op. cit., стр. 5).

ее более 1000 *м*. Из окаменелостей встречаются почти исключительно наземные *(Helix, Cyclostoma)* и пресноводные *(Planorbis, Lymnaeus)* формы наряду с иногда обильными растительными остатками. Та же толща акчагыло-апшеронских грубообломочных образований переходит отсюда на северо-восточный склон Кахетинского хребта, где она после работ И. Э. Карстенса *(373, 375)* известна под названием серии «алазанских конгломератов и суглинков».

Таким образом даже по отношению к акчагыльским отложениям южной части Ширакского района можно говорить о значительной примеси песчаного материала по сравнению с соответствующими осадками Апшеронского полуострова, отвечающими более внутренней части Акчагыльского бассейна. В подобной же глинисто-песчаной (прибрежной) фации выражены акчагыльские слои и вдоль южного борта Куринской депрессии, где, например в Нафталане *(785)*, они слагаются чередованием песков (в верхах грубозернистых) и глин. Видимая мощность их составляет более 250 *м*. К разнообразной и богатой фауне морского акчагыла здесь иногда примешиваются пресноводные формы *(Unio)*.

Апшеронский ярус (Ap). К началу последующего апшеронского века контуры морского бассейна в Восточном Закавказье заметно сокращаются в связи с наступившей регрессией нижнеапшеронского моря. Ко второй половине апшеронского века снова начинается расширение области отложения осадков, в основном, правда, уже за счет накопления мощных аллювиальных мантий у подножья Главного хребта. Тем самым лишь в более внутренней зоне акчагыло-апшеронского бассейна отложение осадков на рубеже указанных периодов могло происходить вполне непрерывно. Подобного типа непрерывная преемственность разреза наблюдается на Апшеронском полуострове, где в общих чертах вся толща апшеронских слоев может быть разбита *(196, 197, 247, 249)* на следующие три отдела:

Ap_1 Нижний, преимущественно глинистый, в основании которого выделяется горизонт темносерых глин с мелкими *Dreissensia*, *Cardium* (форма с 5—7 ребрами), *Limnaea velutina* Desh., *Ostracoda* и местами *Apscheronia raricostata* Sjoegr., которая в других случаях доминирует в более высоких горизонтах этого отдела [1]. В низах продолжают встречаться прослои черной глины, выше некоторые разности глин становятся бурыми и сильно песчаными, иногда замещаясь даже глинистыми песками. На всем протяжении попадаются прослойки вулканического пепла. Мощность колеблется в широких пределах . . от 165 до 380 *м*

Ap_2 Средний, в составе которого существенное значение приобретают мощные пачки косослоистых песков, детритусовых песчаников и известняков-ракушников, нередко с галькой или переходящих в конгломераты. Одновременно в фауне преобладает *Apscheronia propinqua* Eichw. и сопутствующие ей формы *Ap. calvescens* Andrus., *Ap. eurydesma* Andrus. и получают развитие монодакны *(Monodacna* ex gr. *bacuana* Andrus., *M. caucasica* Andrus., *M. sjoegreni* Andrus.), из числа которых лишь одна *M. sjoegreni* Andrus. как форма, пользующаяся широким вертикальным распространением, встречалась и раньше. В верхних горизонтах появляются и местами доминируют дидакны из группы *Didacna intermedia* Eichw. Мощность от 170 до 325 *м* и более.

Ap_3 Верхний, литологически сходный с предыдущим (темнобурые глины и пески с мощными известняками-ракушниками). Однако в фауне уже преобладают плоские монодакны (из группы *Monodacna bacuana* Andrus.) за счет постепенного исчезновения *Apscheronia propinqua* Eichw. и *Didacna* ex gr. *intermedia* Eichw. Попрежнему сохраняется *Monodacna sjoegreni* Andrus. Видимая мощность . . . . . до 180 *м*

[1] Д. В. Голубятников *(247, 249, 264)* выделяет этот горизонт из объема нижнего апшерона в качестве самостоятельных «глин с *Limnaea*».

Общая мощность описанного разреза составляет не менее 500—600 *м*.

В основу этого подразделения, предложенного еще Д. В. Голубятниковым *(249)*, положен принцип палеонтологический. Поскольку, однако, комплекс фауны, характерный для нижнего апшерона *(Apscheronia raricostata*, лимнеи и пр.*)*, появляется иногда и в соответствующих ему фациях среднего отдела, необходимо допускать возможность, что подмеченное изменение фауны, хотя бы в применении к нижним и средним горизонтам разреза, не всегда должно иметь решающее стратиграфическое значение. Подтверждение этому можно видеть в разрезе хр. Малого Харами, для которого В. Е. Руженцевым *(718, 719)* дается даже иное деление апшеронского яруса именно на основании преобладания *Apscheronia raricostata* в средних горизонтах толщи, а *Didacna intermedia* — в верхних. Там же, в Хараминском районе и местами в Центральном Кабристане *(484а, 506, 840)* фауна нижнеапшеронских глин характеризуется особым развитием дрейссенсий (из группы *Dreissensia rostriformis* D e s h.) за счет исчезновения других ее представителей, что дало повод некоторым исследователям выделить данную толщу под названием «дрейссенсиевых слоев». В свою очередь в низах среднего апшерона здесь в изобилии встречается *Corbicula fluminalis* M ü h l., присутствие которой указывает на признаки опреснения соответствующего бассейна. Возрастает и мощность всего апшерона — свыше 1200 *м*.

От хр. Харами апшеронские отложения прослеживаются на северо-запад через южный склон Ленгебизской гряды в юго-западную часть Шемахинского района *(203)*, где в их верхних горизонтах постепенно начинает появляться примесь грубого материала континентального происхождения. Подобное изменение состава апшеронской толщи отчетливо сказывается в разрезе р. Гердаман-чай. Здесь вся верхняя ее часть, мощностью около 2000 *м*, выражена неоднородными суглинками (с наземной фауной) и грубозернистыми песчаниками, чередующимися с мощными пакетами крупногалечниковых конгломератов. Книзу эта толща постепенно переходит в переслаивание разнозернистых песчаников с синевато-серыми и бурыми глинами, охарактеризованными кое-где обычной фауной апшеронского типа *(Apscheronia propinqua* E i c h w., *Monodacna* ex gr. *baeuana* A n d r u s.*)*, которая ближе к подошве замещается одними *Dreissensia* и *Ostracoda*. Одновременно в основании разреза появляются глины с галькой, указывающие на отсутствие здесь постепенной смены осадков на границе с акчагылом. Общая мощность апшерона р. Гердаман-чай достигает около 3500 *м*.

Описанная континентальная толща в верхах апшерона прослеживается и далее на запад-северо-запад до р. Аджигон-чай *(203)*, слагая на этом протяжении синклинально построенное плоскогорье. На севере она ложится прямо и с резким угловым несогласием на размытую поверхность акчагыльских пластов, что свидетельствует о существовавших здесь тектонических движениях в тот период, когда вдоль южного края указанного плоскогорья еще продолжали отлагаться более нижние горизонты апшеронского разреза. Последние, в отличие от гердаманчайского разреза, выражены там чередованием не только морских или прибрежных, но и континентальных (пресноводных и наземных) осадков. Именно здесь встречены мощные (до 10 *м*) разнозернистые песчаники, подчиненные то глинам с морской фауной *(Apscheronia propinqua* E i c h w., *Didacna* ex gr. *intermedia* E i c h w., *Monodacna sjoegreni* A n d r u s. и пр.*)*, то серым суглинкам с *Corbicula*, *Unio (Anodonta?)*, *Limnaea*, *Helix*.

Некоторые песчаники переполнены створками *Unio (Anodonta?)* и *Corbicula*, в других отмечено совместное нахождение *Corbicula* и *Monodacna* ex gr. *bacuana* Andrus.; в третьих найдены одни *Helix* [1]. Мощность этих нижних горизонтов видимого разреза апшеронского яруса в разрезе р. Аджигон-чай составляет 1200 *м*.

Крайним северо-западным пунктом распространения заведомо апшеронских отложений служит юго-восточная часть Ширакской степи *(445, 530)*, где в окрестностях города Кала-дараси были встречены глины с прослоями песчаника, выше по разрезу сменяющиеся суглинками с прослоями конгломерата. Нижние горизонты этой толщи содержат *Adacna incipiens* Andrus. и *Dreissensia carinato-curvata* Sinz. наряду с *Corbicula* и *Unio*; в верхах попадаются одни *Helix* и обильные растительные остатки. Видимая мощность свиты определена в 570 *м*. Далее к северу и северо-западу аналоги апшеронских отложений, повидимому, входят в состав уже упоминавшейся мощной серии исключительно континентальных накоплений, нижние горизонты которой по возрасту относятся к акчагылу.

В восточной части Апшеронского полуострова (Сураханы, Кала) с акчагыльскими и нижнеапшеронскими пластами связываются (в скважинах) интенсивные выделения горючего газа и притоки так называемой «белой» нефти (уд. вес 0,77—0,78), содержащей до 64% газолина. Для строительных целей в Шираках местами применяются вулканические пеплы акчагыла.

Плиоцен Западного Закавказья

Плиоцен Западного Закавказья представлен полным стратиграфическим разрезом, начиная от понтического яруса и кончая пластами Чауды. Однако образования плиоценового возраста занимают сравнительно небольшую площадь и в своем распространении ограничены неширокой причерноморской полосой, захватывающей ряд прибрежных районов и пунктов Абхазии, Грузии (Мингрелия, Имеретия и Гурия) и Аджаристана. Естественными границами этой полосы являются Черное море с запада и отроги высокогорных хребтов Большого и Малого Кавказа на востоке.

Степень изученности плиоценовых отложений отдельных местностей Западного Закавказья весьма различна, но все же в результате ряда работ Н. И. Андрусова *(24, 25, 34)* и других исследователей *(340, 341, 344, 592, 593)* выясняется нижеследующий порядок напластований:

Плиоцен	Верхний	Пласты Чауды Гурийские слои
	Средний	Куяльницкий ярус Киммерийский ярус
	Нижний	Понтический ярус

Участвующие в процессах складкообразования упомянутых выше районов причерноморской полосы Закавказья плиоценовые отложения более или менее дислоцированы. Преимущественно они окаймляют антиклинальные поднятия, выполняя собой погружения, местами же

[1] Помимо частых находок *Helix*, другим признаком континентального (наземного) происхождения некоторых песчаников служат плитки белого волокнистого гипса, аналогичные тем «щепам» гипса, которые столь характерны, например, для донгуздыкской (заведомо наземной) фации продуктивной толщи Бакинского района.

(Абхазия) они образуют вдоль Главного Кавказского хребта моноклиналь с падением в сторону Черного моря. В связи с тектоникой и фациальными особенностями этих отложений рассмотрение их удобнее расположить по отдельным районам, географически распределяющимся на 1) Северную Абхазию, 2) Южную Абхазию, 3) Мингрелию, 4) Имеретию, 5) Гурию и 6) Аджаристан.

До начала настоящего столетия плиоценовые отложения в этой области не были известны. Впервые наличие их установлено исследованиями В. Н. Вебера *(204, 205)* в районе рр. Галидзги и Мокви (Абхазия) в 1899—1900 гг.

Литологически они представлены конгломератами, песчаниками, мергелями и глинами с фауной двустворчатых и гастропод: *Congeria*, *Cardium*, *Neritina*, *Melanopsis*, *Paludina*, *Hydrobia*, *Planorbis (205*, стр. 307*)*. Изучение этой фауны, предпринятое Г. П. Михайловским, позволило ему установить ряд горизонтов, соответствующих понтическим и рудным (киммерийским) слоям *(593*, стр. 163*)*. При этом им же было высказано предположение о существовании и более молодых, чем рудные слои, отложений, соответствующих «пескам Куяльника».

Поездка Г. П. Михайловского на р. Галидзгу *(592)* подтвердила предположение о наличии куяльницких отложений в Абхазии. У сел. Поквеши, на левом берегу р. Галидзги, выше ржавых глин с рудными окаменелостями *(Cardium* из группы *C. acardo* D e s h. и др.*)* следует голубоватая глина с *Cardium vulgare* S i n z. и другими формами, тождественными или близкими с видами, встречающимися в куяльницких слоях окрестностей Одессы.

Кроме того, этот же автор указывает на присутствие понтических отложений по р. Галидзге — валенциеннезиевых глин с *Cardium abichi* R. H o e r n. у Беслахубы и песчаников с *Dreissensia rimestiensis* (?) F o n t. у сел. Акваске, а также на «пласты со множеством килеватых палюдин» у Моквинского монастыря *(592)*.

Последующими работами К. Сенинского в Абхазии *(741)* глины с понтической фауной были найдены в ряде других пунктов (Губи, Ишкеты, Бачир, Тхино), указывающих на широкое распространение понтических осадков в районе рр. Галидзги и Мокви. Из плиоценовых отложений этого района им описывается ряд новых видов двустворчатых и гастропод.

К. Сенинский впервые отмечает своеобразный характер отложений (называемых им моквинскими), развитых на левом берегу р. Дуаба у Моквинского монастыря. Здесь наряду с многочисленными своеобразными формами моллюсков встречаются *Monodacna maxima* A n d r u s., *Didacna crassatellata* D e s h. и другие характерные виды «рудных пластов». Это дает ему основание считать моквинские пласты опресненной фацией рудных *(741*, стр. 35*)*.

Открытие хорошо фаунистически охарактеризованных плиоценовых отложений в Абхазии и изучение их фауны сыграли весьма важную роль в уточнении стратиграфии южнорусского плиоцена и послужили толчком для установления киммерийского и куяльницкого ярусов. Первый был установлен Н. И. Андрусовым в 1907 г. *(32*, стр. 107*)*.

Куяльницкий ярус был предложен Г. П. Михайловским в 1909 г. для пластов Куяльницкого лимана около Одессы и для слоев с куяльницкими формами, открытыми им по р. Галидзге, которые он рассматривает как нижний отдел этого яруса [1]. Одновременно он касается также и пластов Дуаба,

[1] М и х а й л о в с к и й Г. П., Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии. Уч. записки Юрьевск. универс., стр. 1—64, Юрьев, 1909.

отмечая, что либо они одновременны «рудным пластам» (киммерийскому ярусу), либо несколько древнее последних. В своей стратиграфической таблице он ставит их в основание «сухумского яруса», устанавливаемого им для рудных пластов. Последнее наименование, как синоним ранее установленного киммерийского, в литературе не привилось.

В 1908 г. Абхазию посещает Н. И. Андрусов. Приводимые им данные в значительной степени восполняют и уточняют наблюдения предыдущих исследователей. Детальное изучение обнажений, описанных ранее Г. П. Михайловским и К. Сенинским, и пересмотр фауны в коллекциях последнего позволяют отметить в плиоцене Абхазии следующие особенности. Разнообразно развитые понтические отложения вполне соответствуют «понтическим отложениям Керчи и Тамани». Палеонтологически они представляют несколько фаций. Более чистые глины нередко содержат фауну валенциеннезиевой фации (*Paradacna abichi* R. Hoern. и пр.), и эта фация, повидимому, проходит с малыми фаунистическими изменениями через всю толщу понтического яруса. Весьма хорошо развита фация слоев с *Congeria subrhomboidea* Andrus., повидимому, занимающая низы яруса, фаунистически весьма близкая к горизонту с *Congeria subrhomboidea* Керчи и Тамани и подобно последнему содержащая некоторые элементы одесской фауны. Пласты Ишкет (Губи) по присутствию *Didacna incerta* Desh. var *fragilis* Andrus. напоминают камышбурунские песчаники (IV) [1]. Пласты Моквинского обнажения по своей фауне (*Didacna paucicostata* Desh. etc.) скорее приближаются к верхним фалёнам (II).

В отношении киммерийских отложений («рудных пластов» Поквеши) Н. И. Андрусов устанавливает неправильность некоторых определений К. Сенинского и Г. П. Михайловского и приводит исправленные списки фауны (*24*, стр. 213). Подробные перечни конхилиофауны сообщаются им для пластов Дуаба (*24*, стр. 214—216). При анализе фауны им отмечаются формы, встречающиеся в Славонии и Румынии: *Melania abchasica* Sen., *Vivipara dezmaniana* Brus., *Tylopoma pilari* Neum., *Planorbis orachovacensis* Pavlovic. Далее он указывает на близость дуабских *Melania* к полинезийским и на оригинальный характер неритинид и конгерий (*24*, стр. 216—217) и рассматривает пласты Дуаба «как особую, вероятно прибрежную фацию киммерийского яруса» (*24*, стр. 217). Исчерпывающий анализ фауны и полная характеристика «пластов Дуаба» позволяют укрепиться в геологической литературе последнему наименованию.

Для куяльницких отложений района Поквеши Н. И. Андрусов дает также исправленный и дополненный перечень фауны (*24*, стр. 221). Присутствие киммерийских форм (*Didacna multistriata* Rouss. var.) указывает, по мнению Н. И. Андрусова, на тесную связь киммерийского и куяльницкого ярусов (*24*, стр. 222).

В Северной Абхазии присутствие киммерийских и понтических отложений было установлено работами сотрудников К. И. Богдановича в районе Гагры — Гудауты. Указанные отложения представлены здесь конгломератами с *Didacna crassatellata* Desh. и глинами с *Paradacna abichi* R. Hoern. (*370*, стр. 56).

Наличие понтических, киммерийских и чаудинских отложений констатировано Н. М. Кипиани в Гурии, в бассейне р. Нотанеби (*380*,

[1] Римские цифры в скобках указывают горизонты камышбурунского профиля (*24*, стр. 176—177).

стр. 654—655*)*. В Мингрелии отложения понтического и киммерийского ярусов были описаны этим же автором в 1925 г. *(966)* в районе Хопи и Абастумани.

В том же году выходит в свет работа акад. А. П. Павлова по стратиграфии неогеновых отложений *(632)*. В ней без достаточных оснований слои Дуаба ставятся стратиграфически выше киммерийского яруса *(632*, стратиграфическая таблица*)*. Эта точка зрения не встретила поддержки в литературе, а позднейшими исследованиями Н. Б. Вассоевича, А. Г. Эберзина и С. И. Ильина *(188, 341)* было подтверждено мнение Н. И. Андрусова, рассматривавшего пласты Дуаба как фацию киммерийского яруса.

Работами С. И. Ильина *(336, 339—342)* и отчасти С. Н. Михайловского *(595)* было установлено широкое распространение плиоценовых отложений в Гурийском нефтеносном районе. С. И. Ильину принадлежит открытие гурийских слоев — нового стратиграфического горизонта, лежащего между куяльницкими и чаудинскими слоями *(341)*. Гурийские слои, первоначально названные этим автором надербазетской (Саджваро) свитой *(336, 340)*, не имеют пока аналогов в верхнем плиоцене Черноморского бассейна. Фаунистически они охарактеризованы новыми видами кардид, описанными В. Э. Ливенталем *(512)*. Некоторые новые виды двухстворчатых и гастропод из среднего и верхнего плиоцена Гурии и Абхазии описываются Л. Ш. Давиташвили *(291)*.

Присутствие понтических отложений в окрестностях Сухуми устанавливают работы М. С. Швецова *(861*, стр. 21*)* и А. Л. Козлова *(403)*. Последний впервые указывает на выход чаудинских пластов севернее Сухуми.

Для плиоцена Мингрелии новые данные по киммерийским и понтическим отложениям приводятся Б. Ф. Меффертом *(557*, стр. 39*)*.

Весьма важные материалы по распространению и стратиграфии плиоценовых осадков были получены А. Г. Эберзиным и С. И. Ильиным при исследовании третичных отложений Абхазии *(343, 344)*.

Северная Абхазия

Рассматриваемый район охватывает полосу верхнетретичных отложений от Гагр до Гудаут. Плиоценовые отложения этого района являются наименее изученными, и самые краткие сведения о них приводятся И. М. Карком в годовом (за 1911 г.) отчете Геологического комитета *(370*, стр. 56, 57*)*. Этим автором отмечается за Новыми Гаграми (к югу от них) появление конгломератов, аналогичных конгломератам Пицунды. В районе мыс Пицунда — р. Черная плиоценовые слои, подстилаемые средне- и нижнесарматскими породами, выражены мощной (в сотни метров) толщей конгломератов, представленных крупной галькой и валунами изверженных пород, известняков и песчаников в известково-глинистом цементе. Конгломераты чередуются с песчаными прослоями, а к востоку среди них появляются глины и обнаруживается переход в глины по простиранию. Глины серого цвета, очень тонкие, известковистые, залегают мощными слоями. В конгломерате встречены: *Cardium gurievi* Desh., *C. crassatelatum* Desh., *Congeria*, *Dreissensia*. Эта фауна ближе всего подходит к «рудным слоям» (киммерийский ярус). В глинах, чередующихся с конгломератами, фауна более обильна: *Cardium planum* Desh., *C. alatoplanum* Andrus., *C. abichi* R. Hoern., *Dreissensia theodori* Andrus., *D. rostriformis* Desh., *Congeria subcarinata* Desh., *Neritina* sp., *Melanopsis* sp., *Vivipara* sp., *Valenciennesia annulata* Rouss.

И. М. Карк рассматривает всю толщу как «аналог слоям как понтическим, так и рудным» *(370*, стр. 57*)*. Н. И. Андрусов по этому поводу справедливо отмечает, что такое заключение «надо отнести к недостаточной подробности исследования» *(25*, стр. 8*)*. Отложения плиоцена за р. Черной простираются до Гудаут, за Гудаутами они представлены конгломератами, покрывающими сарматские глины.

По материалам полевых наблюдений (1933) А. Г. Эберзина, можно сделать еще следующие дополнения.

В прибрежной полосе между рр. Бзыбью и Белой плиоценовые отложения имеют значительное распространение. Наибольшую площадь занимают понтические осадки, наблюдаемые на всем протяжении этой полосы, исключая участок в районе сел. Лдзаава—Рьябш, сложенный более древними мэотическими породами. В восточной части полосы, начиная от р. Джиджуар и вплоть до левого берега р. Белой, понтические слои представлены толщей синевато-серых известковистых конкреционного сложения глин в несколько сот метров мощности. Наличие горизонта с *Congeria subrhomboidea* Andrus. позволяет выделить оба отдела понтического яруса: нижний, более мощный, с *Congeria digitifera* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Valenciennesia* sp., и верхний, небольшой мощности, выраженный также в фации валенциеннезиевых глин, где помимо двух последних форм отмечены крупные *Dreissensia rostriformis* Desh. и *Didacna*. В западной же части, подымаясь на высоту 295 *м* над уровнем моря, в районе селений Обцхва — Мюссыра, понтические слои выражены мощной свитой серых конгломератов из галек осадочных и изверженных пород в песчано-известковом цементе, до 1350 *м* мощности. Глинистые прослои, наблюдающиеся к востоку, быстро выклиниваются и делаются очень редкими или исчезают. Снова количество глинистых прослоев возрастает около р. Бзыби, но они не имеют здесь такого развития, как у р. Белой. Кроме указанных пунктов, понтические глины с *Paradacna abichi* R. Hoern. отмечены С. И. Ильиным в синклинали севернее Гудаут. Повсюду понтические отложения согласно следуют за мэотическими и, повидимому, также согласно перекрываются киммерийскими осадками. Последние к западу от р. Белой (за р. Джиджуар) слагают небольшую синклиналь, открытую к Черному морю, и не подымаются выше 162,5 *м* над уровнем моря. Они представлены свитой буроватых конгломератов и серых глин с прослоями песков с фауной *Stenodacna angusticostata* Rouss., *Didacna multistriata* Rouss. и т. д. В нижней части, кроме некоторых из этих форм, встречены *Limnocardium moquicum* Schw., *Congeria*, *Neritaea*. Мощность киммерийских слоев 105—110 *м*. Кроме того, небольшое пятно киммерийских отложений отмечено С. И. Ильиным на левом берегу р. Бзыби, около сел. Цыджиква.

Южная Абхазия[1]

Область, выделяемая под этим названием, охватывает причерноморскую полосу третичных образований к югу от сел. Псырцихи (Нового Афона) вплоть до правого берега р. Ингур. Плиоценовые отложения распространены в указанной полосе от окрестностей Сухуми на севере до Гали на юге. Разрез плиоценовых пород охватывает понтический, киммерийский и куяльницкий ярусы и пласты Чауды, а также аналоги последних. Соотношения всех этих горизонтов могут быть представлены в следующем виде.

[1] Составлено по материалам исследований третичных отложений Абхазии в 1931—1932 гг., производившихся А. Г. Эберзиным совместно с С. И. Ильиным.

Схема стратиграфии плиоцена Южной Абхазии

Ярусы и горизонты			Фации	Состав фауны
Современные образования			Аллювиальные отложения и делювий склонов	
Плиоцен	Верхний	Пласты Чауды	Пески, песчаные глины, конгломераты	*Dreissensia polymorpha* Pall., *Didacna baeri-crassa* A. Pavl., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus., *Ninnia* n. sp., *Micromelania* sp.
		Перерыв. Чаудинская трансгрессия.		
	Средний	Куяльницкий ярус	Песчаники, пески, песчаные глины	*Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pakveschica* Sen., *Didacnomya vulgaris* Sinz., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus., *Vivipara mandarinica* Sen.
		Перерыв ?		
		Киммерийский ярус	Песчаные глины, пески, песчаники, ракушники, конгломераты	*Dreissensia abchasica* Sen., *Dr. theodori* Andrus,, *Congeria caucasica* Sen., *Didacna crassatella* Desh., *Prosodacna longiuscula* Sen. идр.
		Орогеническая фаза. Киммерийская трансгрессия.		
	Нижний	Понтический ярус, Босфорский подъярус	Пески и песчаные глины	*Dreissensia anisoconcha* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh. var *minor* Andrus., *Didacna* cf. *ovata* Desh. *D.*, *sulcatina* Desh., *D.* ex gr. *planicostata* Desh., *Plagiodacna carinata* Desh., *Prosodacna* sp.
		Понтический ярус, Новороссийский подъярус	Песчаные глины, пески, песчаники, ракушники	*Congeria subrhomboidea* Andrus., *C.* cf. *galisgensis* Andrus., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *D. simplex* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Prosodacna* ex gr. *littoralis* Eichw., *Valenciennesia* sp.
		Размыв. Понтическая трансгрессия.		
Мэотический ярус				

Понтический ярус. В окрестностях Сухуми, севернее его, понтические слои представлены известковистыми глинами с *Congeria digitifera* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern. и др., а также конгломератами. Последние получают необычайное развитие к югу от Сухуми. В районе селений Келасури—Боговешта они достигают 1000 *м* мощности. Подымаясь на высоту более 350 *м* над уровнем моря, они трансгрессивно перекрывают все нижележащие осадки неогена, в районе сел. Мерхаулы понтические слои налегают непосредственно на майкопские глины. Литологически конгломераты представлены плотными разностями, с гальками разнообразных пород в грубом известково-песчаном цементе. Им подчинены прослои грубозернистых песков, песчаников, мергелей и глин. Фауна обычно встречается в глинистых прослоях и по своему составу (*Congeria novorossica* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Barb.) относится к новороссийскому подъярусу. По мере следования на восток и юго-восток мощность и число глинистых прослоев увеличиваются. Кроме того, на дневную поверхность выходят и более молодые горизонты понта (босфорский подъярус), развитые к востоку от сел. Гульрипш. Отложения этого подъяруса представлены свитой чередующихся мелкогалечных конгломератов с гальками разнообразных пород и серыми глинами с фауной различных оттенков: *Didacna depressa* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D. planicostata* Desh.

Наибольшей ширины (до 5 *км*) полоса понтических отложений достигает на водоразделе рр. Келасури — Маджарка. Начиная от левого берега последней, понтические слои отходят на юг, и из-под них появляются различные горизонты миоцена вплоть до мэотиса. Приближаясь к р. Кодор, полоса понта значительно суживается вследствие трансгрессивного перекрытия осадками киммерийского яруса. На левом берегу р. Кодор понт почти нацело перекрыт трансгрессией последнего и выступает в виде отдельных пятен. Здесь обнажаются песчаные породы с фауной новороссийского подъяруса (район Джаерди). Снова из-под трансгрессии киммерийских слоев полоса понтических отложений вскрывается лишь западнее сел. Чилов. Начиная от последнего пункта, сильно дислоцированные, обычно стоящие на головах понтические глины и пески протягиваются непрерывной полосой на значительном расстоянии вплоть до р. Галидзги. Фаунистически они охарактеризованы *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Monodacna* aff. *pseudocatillus* Barb. — формами нижнепонтического возраста. Небольшой останец понта наблюдается также и севернее этой полосы, у оз. Папанцхур на правом берегу р. Галидзги. К югу от этой полосы, в районе селений Макви — Джал, глины и пески с верхнепонтической фауной (*Didacna sulcatina* Desh. и др.) образуют небольшое антиклинальное поднятие. На левобережье р. Галидзги понтические отложения на продолжении северной полосы слагают синклиналь между селениями Акваске и Ткварчели. Снова они появляются ближе к морю по р. Галидзге у сел. Беслахубы. Здесь глины с *Paradacna abichi* R. Hoern. и *Valenciennesia* содержат в верхних горизонтах *Congeria subrhomboidea* Andrus. Горизонт с *Congeria subrhomboidea* Andrus. наблюдается также и далее на восток на левом берегу р. Окварешн. После значительного перерыва нижнепонтические пески и глины появляются в наиболее восточном пункте распространения понтических пород — районе сел. Бедия. В верхах их, помимо обычной фауны новороссийского подъяруса, отмечаются *Congeria subrhomboidea* Andrus. Выше глин этого подъяруса в глинах и песках встречаются *Didacna incerta* Desh. var. *fragilis* Andrus., *Congeria subcarinata* Desh.

(typica) и др., возможно принадлежащие уже к верхнему отделу понта. Мощность понтических пород на левобережье р. Галидзги и в районе сел. Бедия значительно меньшая, чем в районе р. Маджарки, и не превышает 300 *м*. Залегание пород понтического яруса сравнительно спокойное, с углами падения до 20°. Лишь в полосе селений Чилов и Эшкеты (Северное) понтические слои сильно дислоцированы (до 90°). Фаунистически понтические образования охарактеризованы, помимо часто встречающихся, но еще не изученных растительных остатков, следующими видами моллюсков: *Congeria galisgensis* Andrus., *C. subcarinata* Desh. (typ.), *C. subcarinata* Desh. var., *C. subrhomboidea* Andrus., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. simplex* Barb., *Dr. areata* Sen., *Dr. escarina* Andrus., *Dr.* ex gr. *rimestiensis* Font., *Dr.* cf. *meissarensis* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh. var. cf. *minor* Andrus., *Dr.* cf. *anisoconcha* Andrus., *Dr.* aff. *angusta* Rouss., *Dr.* cf. *angusta* Rouss. var. *minor* Andrus., *Dr.* aff. *simplex* Barb., *Chartoconcha bayerni* R. Hoern., *Didacna incerta* Desh. var. *fragilis* Andrus., *D.* aff. *verrucosicostata* Sen., *D.* cf. *ovata* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D. subcarinata* Desh., *Kaladacna steindachneri* Brus., *Limnocardium* aff. *subsyrmiense* Andrus., *L. squamulosa* Desh. var. *minor* Andrus., *Monodacna* aff. *subdentata* Desh., *M. pseudocatillus* Barb., *Phyllicardium planum* Desh., *Plagiodacna carinata* Desh., *Prosodacna* sp. ex gr. *littoralis* Eichw., *Pr. fischeri* Andrus., *Pr.* ex gr. *cobalcescui* Font., *Pr.* ex gr. *rumana* Font., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Unio* sp., *Anodonta* sp., *Valenciennesia* sp., *Micromelania* sp., *Zagrabica* aff. *spiridionis* Andrus., *Hydrobia* pl. sp., *Melanopsis* cf. *acicularis* Fer., *Vivipara* cf. *achatinoides* Desh., *Bythinia cyclostoma* Rouss., *Neritina* pl. sp., *Melania* (?) sp., *Planorbis* sp., *Valvata* sp., *Lithoglyphus* sp., *Ostracoda*.

Наличие богатой фауны моллюсков позволяет установить присутствие в Абхазии обоих отделов понтического яруса. Нижний — новороссийский подъярус с преобладанием форм типа одесского известняка: *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Dr. simplex* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna* ex. gr. *littoralis* Eichw. и др. В верхней его части обычно обособлен горизонт с *Congeria subrhomboidea* Andrus. Вышележащий босфорский подъярус представлен неполно. Совершенно отсутствует горизонт I камышбурунского профиля *(24*, стр. 176*)*, горизонт II выражен не повсюду одинаково отчетливо *(Didacna* aff. *sulcatina* Desh.*)* и в ряде мест отсутствует. Возможно, что он, как и вышележащий горизонт I, смыт трансгрессией киммерийского яруса. Горизонты III с *Didacna subcarinata* Desh. и IV с *Didacna incerta* Desh. var. *fragilis* Andrus. хорошо выдерживаются в районе. В фации валенциеннезиевых глин, общей, по Н. И. Андрусову, для обоих отделов *(24*, стр. 192*)*, были найдены *Paradacna abichi* R. Hoern., *Limnocardium* cf. *subsyrmiense* Andrus., *Valenciennesia* sp.

Киммерийский ярус. К югу от Сухуми породы этого яруса появляются в районе сел. Гульрипш. Здесь в основании мелкогалечных конгломератов, в сильно песчаных глинах встречаются *Arcicardium* cf. *kubanicum* Andrus., *Paradacna* cf. *stratonis* Andrus. и др. На восток от этого пункта киммерийские осадки захватывают все более и более значительную площадь. В районе сел. Боговешта в песчано-глинистой свите, с подчиненными прослоями серых и буроватых конгломератов, встречается сравнительно богатая фауна *Dreissensia iniquivalvis* Desh., *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern.,

Kaladacna escheri Schwetz, *Limnocardium squamulosum* Desh. и др. В районе сел. Верхнее Пшанское мощность и число прослоев конгломератов увеличиваются. Местами конгломераты окрашены в характерный вишнево-красный цвет. Приближаясь к р. Кодор, песчано-глинистые прослои выклиниваются, и замещающие их конгломераты возрастают в мощности. На левом берегу р. Кодор, перекрыв целиком понт и залегая непосредственно на мэотисе, киммерийские осадки представлены почти исключительно конгломератами, имеющими более 300 *м* мощности. В этом участке они занимают весьма значительную площадь и протягиваются до р. Галидзги. Ширина конгломератовой полосы местами достигает 8—10 *км*. Состав и плотность конгломератов весьма разнообразны. Слагающие их гальки состоят из разных, преимущественно темноцветных (юрских) пород, но встречаются гальки и известняковые. Часто встречаются подчиненные прослои микроконгломератов, песков, реже песчаных глин. Фауна редкая и плохой сохранности (р. Цхени-цкари). Цвета обычно сероватые и бурые, весьма часто встречается интенсивная охряно-красная окраска.

На всем протяжении от сел. Гульрипш до р. Галидзги киммерийские отложения залегают моноклинально, имея угол падения до 20° по периферии; они выполаживаются, приближаясь к Черному морю. Лишь в районе селений Мокви — Джал эта моноклиналь осложняется поднятием понтических пород. Здесь в южном крыле синклинали, слагаемой киммерийскими отложениями, в районе слияния рр. Дуаба и Мокви, появляются пласты со своеобразной фауной моллюсков, в основном описанной К. Сенинским *(741)*. Пласты Дуаба не имеют широкого горизонтального распространения: ни на р. Цхени-цкари, в 4 *км* к западу от типичного их разреза по р. Дуабу, ни в 6 *км* на восток от него на р. Галидзге «дуабской фауны» не найдено. В общих чертах они представлены песчано-глинистой толщей мощностью более 30 *м* с тонкими прослоями конгломератов из изверженных и темноцветных галек с обильной фауной двустворчатых и гастропод *(Congeria caucasica* Sen., *C. abchasica* Sen., *C. turgidopsis* Andrus., *Arcicardium planacardo* Andrus., *Melanopsis* pl. sp., *Neritonyx unguiculatus* Sen., *Brusinaella petasata* Sen. и др.). Восточнее р. Мокви и до р. Галидзги, как это уже отмечено, киммерийские осадки представлены в конгломератовой фации. На левом берегу р. Галидзги продолжение этой полосы в северной своей части смыто, и киммерийские слои вскрываются р. Галидзгой значительно южнее, у сел. Поквеши. В этом пункте они представлены преимущественно песчаными глинами. В основании их у границы с понтическим ярусом встречаются *Prosodacna* sp., *Pr.* cf. *macrodon* Desh., *Phyllicardium planum* Desh., *Ph. alatoplanum* Andrus. var., *Didacna* cf. *subcrassatellata* Andrus., *Didacnomya corbuloides* Desh. var. *major*, Andr., *Limnocardium* aff. *squamulosum* Desh., *Dreissensia rostriformis* Desh. var. *akmanaica* Andrus. Последние 4—5 видов свойственны низам киммерийского яруса на Керченском и Таманском полуостровах, характеризуя его нижний отдел, выделяемый в последнее время *(188*, стр. 6*)* под названием азовского горизонта. Выше, в средних горизонтах киммерийской свиты, соответствующих среднему отделу этого яруса, встречаются *Dreissensia abchasica* Sen., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. theodori* Andrus., *Arcicardium planacardo* Andrus., *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern., *Phyllicardium alatoplanum* Andrus., *Vivipara cassareto* Rouss., *Melania* sp. и др. В самых верхних горизонтах встречаются формы, указывающие, возможно, на верхний отдел киммерийского яруса («надрудный» s. str. горизонт): *Dreissensia rostriformis* Desh. var.,

Dr. cf. *angusta* Rouss., *Monodacna* aff. *maxima* Andrus., *Prosodacna* aff. *semisulcata* Rouss. и др. (*343*, стр. 4).

На пространстве р. Галидзга — р. Охуми киммерийские осадки представлены в виде серых конгломератов с гальками меловых пород, микроконгломератов, песчаников и песков с редкими и плохо сохранившимися раковинами: *Monodacna* cf. *sokolovi* Andrus., *Prosodacna* cf. *longiuscula* Sen., *Didacna* sp., *Dreissensia* sp. Эти породы обнажаются по левому берегу р. Хаджи, затем в районе селений Ре́ка, Сахахубло, Эшкеты. Кроме того, они в виде останцев слагают возвышенность к северу от Эшкет, а у сел. Сачино залегают на высоте около 330 *м* над уровнем моря. Местами в районе р. Оходжи и сел. Царча приобретают значение глины с хорошо сохранившейся фауной. Восточнее р. Охуми рч. Коротба прорезает толщу желтовато-серых и коричневатых (железистых) песков с линзами известковистых песчаников, тонкими слоями конгломератов и с подчиненными прослоями песчаных и местами пластичных глин с растительными остатками. Мощность всей толщи не менее 35 *м*. Фауна встречена в среднем и нижнем горизонтах (*Dreissensia* sp., *Monodacna* sp., *Prosodacna longiuscula* Sen., *Pr.* ex gr. *cobalcescui* Font., *Chartoconcha* aff. *bayerni* R. Hoern. и др.). На всем протяжении на запад от р. Коротбы до р. Охуми киммерийские слои перекрыты верхнеплиоценовыми конгломератами. Узкая полоса их вскрывается самой р. Коротбой и протягивается на юго-восток от последней вплоть до левого берега р. Эрис-цхали (в 2,5 *км* к северо-востоку от шоссе Очемчири — Гали).

Далее на юго-восток киммерийские отложения перекрываются на значительном расстоянии верхнеплиоценовыми конгломератами. Самым восточным пунктом их распространения является выход в балке в 1,5 *км* западнее горы Сатанджио. Здесь они представлены желтоватыми песками и глинами, заключающими прослои бурого железняка и растительные остатки и лежащими несогласно на мэотических отложениях. Киммерийские слои перекрываются бурыми конгломератами верхнего плиоцена. Фаунистически киммерийские отложения Абхазии охарактеризованы следующими формами: *Dreissensia abchasica* Sen., *Dr. angusta* Rouss., *Dr.* cf. *retovskii* Andrus., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr.* cf. *weberi* Sen., *Dr. theodori* Andrus., *Dreissensiomya aperta* Desh., *Arcicardium planacardo* Andrus., *A.* cf. *kubanicum* Andrus., *Chartoconcha bayerni* R. Hoern., *Didacna crassatellata* Desh., *D. multistriata* Rouss., *D. panticapaea* R. Hoern., *Kaladacna escheri* (C. Mag.) Schwetz, *Limnocardium subsyrmiense* Andrus., *Monodacna* aff. *lebedinzevi* Andrus., *M. donacoides* Andrus., *M. zlatarskii* Andrus., *M. commilitans* David., *M.* aff. *maxima* Andrus., *Phyllicardium planum* Desh., *Ph. alatoplanum* Andrus (typ.), *Ph. alatoplanum* Andrus. var., *Plagiodacna carinata* Desh., *Pl. modiolaris* Rouss., *Prosodacna macrodon* Desh. var. *trigona* Ebers., *Pr. semisulcata* Rouss. var., *Pr.* ex gr. *cobalcescui* Font., *Vivipara* cf. *cassareto* Rouss., *V.* cf. *dezmaniana* (Brus.) Sen., *Lythinia* sp., *Melanopsis* sp., *Melania* n. sp., *Planorbis* sp., *Zagrabica* sp. Помимо некоторых из них, в пластах Дуаба встречаются *Congeria caucasica* Sen., *C. abchasica* Sen., *C. mirabilis* Sen., *C. turgidopsis* Andrus., *Dreissensia cyclorhampha* Andrus., *Dr.* cf. *angusta* Rouss., *Dr. semilunaris* Sen., *Dr. obliqua* Sen., *Chartoconcha* cf. *bayerni* R. Hoern., *Arcicardium planacardo* Andrus., *Prosodacna longiuscula* Sen., *Pr. cobalcescui* Font. var., *Melanopsis nobilis* Sen., *M. acuminata* Sen., *M. hybostoma* Neum., *M. graciosa* Sen., *M. spinigera* Sen., *Lyrcea* cf.

cylindrica Stol., *Vivipara dezmaniana* Brus., *Tylopoma pilari* Sabba, *Neritaea colchica* Andrus., *Neritonyx unguiculatus* Sen., *Brusinaella petasata* Sen., *Pyrgula* cf. *bicincta* Loer., *Melania andrusovi* Sen., *M. abchasica* Sen., *Planorbis orahovacensis* Pavlovič, *Micromelania picta* Sen. Отложения киммерийского яруса обнаруживают явственно выраженный трансгрессивный характер залегания и, перекрывая в ряде пунктов осадки понта, ложатся на различные горизонты мэотиса, а у сел. Эшкеты (южное) непосредственно на нижний сармат. Общая мощность киммерийских слоев около 300 *м*. Залегание пород спокойное, с углами падения обычно в пределах 5—10°. Местами наблюдаются пологие небольшие складки.

Куяльницкий ярус. Из всех плиоценовых образований Абхазии куяльницкие отложения имеют наименьшую площадь распространения. Наиболее западным пунктом, где они встречены, является район сел. Меркули. При спуске от церкви к р. Мокви обнажаются сероватые и желтоватые глинистые пески небольшой видимой мощности, очень полого падающие на юг. В них найдены *Dreissensia* cf. *weberi* Sen., *Monodacna* cf. *subriegeli* Sinz., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus. и др.

Типично развиты куяльницкие слои в классическом обнажении на левом берегу р. Галидзги, в районе сел. Поквеши. Они выражены синевато-серыми песчаными глинами с многочисленными раковинами; в основании глин наблюдается много глинистых катышей и мергелистых стяжений, концентрирующихся около мелких раковин, или их обломков *(188*, стр. 27*)*. Местами, в Поквешинском обрыве, куяльницкие пласты выражены также и мелкозернистыми желтыми песками с подчиненными прослоями песчаных или известковых песчаников. В песках встречается изредка окатанная галька *(343*, стр. 5*)*. В них, а также в глинах встречаются *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pokweschica* Sen., *Dr. weberi* Sen., *Dr. rostriformis* Desh. var *distincta* May. *Chartoconcha* sp. nov., *Didacna multistriata* Rouss. var. *crassa* Andrus., *Didacnomya vulgaris* Sinz. var. *sukhumica* Andrus., *Limnocardium* sp. ex gr. *L. subsyrmiense* Andrus., *Limnocardium* sp. nov., *Monodacna* aff. *lebedinzevi* Andrus., *M.* aff. *donacoides* Andrus., *M.* ex gr. *maxima* Andrus., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus. var., *Pr.* ex gr. *cobalcescui* Font., *Pr.* ex gr. *semisulcata* Rouss., *Vivipara mandarinica* Sen., *Zagrabica* pl. sp., *Lithoglyphus* ex gr. *rumanus* Sabba, *Planorbis* sp., *Bythinia* sp., *Hydrobia* sp., *Micromelania* sp., *Neritina* sp.

Восточнее р. Галидзги неширокая полоса куяльницких отложений вскрывается в районе селений Ре́ка и Бедия, где в буроватых глинистых песках встречаются *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pakweschica* Sen., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus. и др. Возможно, что уже к куяльницкому ярусу относятся также и верхние горизонты песчаной свиты на р. Коротбе, в которых встречаются плохо сохранившиеся *Monodacna* cf. *subriegeli* Sinz. Повсюду куяльник лежит выше киммерийских отложений и несогласно перекрывается бурыми конгломератами. Во всех остальных местностях Абхазии куяльницких отложений не обнаружено. Залегание куяльника весьма спокойное и пологое, с углами падения до 8°. Мощность его до 40—50 *м (344)*. Осадки куяльника не заходят выше высоты 110—130 *м* над уровнем моря.

Пласты Чауды. Фаунистически охарактеризованные чаудинские отложения обнажаются на правом берегу р. Гумисты, в полувыемке шоссе в 10 *км* к северу от Сухуми. Они представлены песчанистыми глинами до 2 *м* видимой мощности и лежащими над ними глинистыми

песками до 4 *м* мощности, с фауной *Didacna baeri-crassa* A. P a v l., *Monodacna* sp. ex gr. *subcolorata* A n d r u s., *Dreissensia polymorpha* P a l l. var., *Ninnia* nov. sp. (тождественная с *Ninnia*, встречающейся в чаудинских слоях Гурии) и *Micromelania* sp. Эти пласты покрываются послетретичными галечниками и слабо дислоцированы, имея небольшой уклон на юг *(403)*.

К чаудинским же пластам, повидимому, относятся слабо дислоцированные и несогласно залегающие на понте пески и песчаные глины с прослоями галечников, отмеченные около устья р. Келасури. Они сохранились в виде небольшого останца на высоте около 25 *м* над уровнем моря. В участке Охури — Царча вплоть до гребня Сатанджио приобретает мощное развитие толща бурых конгломератов.

Перекрывая трансгрессивно все горизонты неогена от куяльника до чокракских слоев включительно, конгломераты подымаются на востоке на высоту 235 *м* над уровнем моря. Повидимому, они же слагают небольшие останцы на гребне Сатанджио, с отметкой 160 саж. (341 *м*). Имея значительную (до 80—100 *м*) мощность, конгломераты состоят из темноцветных галек, скрепленных бурым песчаным цементом.

Гальки различной крупности, от 1 до 20 *см* и более в диаметре, из осадочных (темных) и изверженных пород, повидимому, юрского возраста. Гальки меловых пород, хотя и встречаются, но реже. В основании конгломератов часто присутствуют буровато-серые пески мощностью более 2 *м*. Условия залегания вместе с данными о значительной чаудинской трансгрессии в ближайшей области Закавказья — Гурии позволяют считать возраст этих конгломератов провизорно чаудинским.

М и н г р е л и я

Плиоцен этого района сравнительно еще мало изучен. Распространение плиоценовых отложений в Мингрелии весьма незначительно. Выходы тех или иных плиоценовых пород приурочены к периферии невысокого антиклинального поднятия — хр. Урта, к югу от города Зугдиди.

Разрез плиоцена Мингрелии представлен осадками понтического и киммерийского ярусов.

П о н т и ч е с к и й я р у с. Впервые присутствие понтических слоев в районе отмечено в отчете К. И. Богдановича *(131*, стр. 59*)*. В окрестностях сел. Хопи, около монастыря, они представлены слегка пластичными, синеватыми глинами с фауной *Dreissensia areata* S e n., *Dr. simplex* B a r b., *Phyllicardium planum* D e s h., *Plagiodacna carinata* D e s h., *Limnocardium odessae* B a r b., *Cardium abichi* R. H o e r n, *Melanopsis* sp., *Neritina* sp., *Valenciennesia* sp. Глины круто падают на юг *(966)*. Также сильно дислоцированные (с падением на юг под углом 60°) темно-серые песчанистые глины с тонкими раковистыми прослоями наблюдаются в овраге сел. Наджи-хеви. Из фауны здесь отмечены *Dreissensia escarina* A n d r u s., *Dr.* sp. ex gr. *rimestiensis* F o n t., *Monodacna* cf. *pseudocatillus* B a r b., *M.* ex gr. *subdentata* D e s h., *Prosodacna* sp., *Melanopsis* sp. ex gr. *esperi* F e r. *(557*, стр. 39*)* [1]. Фауна сел. Наджи-хеви, а также и сел. Хопи указывает на нижнепонтический возраст пород (новороссийский подъярус).

Находка у сел. Хопи характерных видов *Phyllicardium planum* D e s h. и *Plagiodacna carinata* D e s h., наиболее распространенных в верхних

[1] Определения А. Г. Эберзина.

горизонтах понта, позволяет предположительно допустить возможность присутствия босфорского подъяруса в Мингрелии. По северную сторону хребта, в районе Абастумани, выше слияния рр. Хопи и Чанис-цхали, понтические глины с фауной падают на северо-восток *(966)*. Мощность понтических отложений южного склона хр. Урта не менее 300 *м*.

Киммерийский ярус. В районе монастыря Хопи, на южной стороне хр. Урта, выше понтических глин наблюдаются ржавые тонкозернистые песчаники с прослоями слоистых песков с *Arcicardium acardo* Desh., *Phyllicardium alatoplanum* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh., *Pr. longiuscula* Sen., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Melanopsis nobilis* Sen., *M. spinigera* Sen., *Vivipara* sp., *Neritina* sp., *Hydrobia* sp. и др.

Выше этих песчаников залегают также дислоцированные конгломераты *(966)*, относящиеся, возможно, еще к киммерийскому ярусу.

К образованиям того же возраста Б. Ф. Мефферт *(557*, стр. 47*)* провизорно относит порфиритовые конгломераты северной периферии Мингрелии.

Имеретия

Присутствие плиоцена в этой части Грузии констатировано в 1931 г. работами Б. Ф. Мефферта. Согласно данным, любезно им предоставленным, устанавливается следующее. В районе Нигоити и Гоми (на меридиане Самтреди) к долине р. Рион подходят только эоценовые породы и меловые известняки (у сел. Саджевахо). Восточнее Гоми и до Амаглеба из-под крупных тектонических надвигов выступает толща песков, дислоцированных под углом 30—50° с падением на юг, мощностью примерно не менее 150—200 *м*.

Среди песков в раковистых прослоях в районе Цихес-Сулари найдены следующие формы: *Congeria* cf. *novorossica* Sinz., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr.* ex gr. *rimestiensis* Font., *Monodacna* ex gr. *pseudocatillus* Barb., *Prosodacna* sp., *Micromelania* sp., *Hydrobia* cf. *novorossica* Sinz. и др., определяющие нижнепонтический возраст этой свиты.

Выше толщи песков, согласно с ними, залегают мощные пачки конгломератов, преимущественно из галек эоценовых пород (флиш и туфы). Эти конгломераты, мощностью не менее 150 *м*, провизорно относятся Б. Ф. Меффертом также к понту.

На всем своем протяжении указанные породы перекрываются крупными надвигами Аджаро-Имеретинского хребта. Восточнее Амаглеба морских плиоценовых отложений не встречено.

Гурия

Разрез плиоценовых отложений Гурии является наиболее полным для всего Западного Закавказья.

Он охватывает понтический, киммерийский и куяльницкий ярусы, гурийские слои и пласты Чауды.

Наиболее детально изучены плиоценовые осадки в Гурийском нефтеносном районе, ограниченном с севера железнодорожной линией от ст. Ланчхути до ст. Супса и рекой Нотанеби с южной стороны *(336, 339—342, 595)*.

Значительно менее изучен плиоцен к югу от р. Нотанеби (*380*). Взаимоотношения всех этих свит иллюстрируются следующей схемой *(340*, стр. 466—467*)*.

Схема стратиграфии плиоцена Гурийского нефтеносного района

	Ярусы и горизонты	Фации	Состав фауны
	Постплиоцен	Песчано-галечниковые отложения	*Venus gallina* L., *Donax* sp.
Плиоцен — Верхний	Постплиоценовая трансгрессия		
		Перерыв	
	Пласты Чауды и переходный горизонт	Песчаные глины, пески, галечниковые конгломераты	*Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. tschaudae* Andrus., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *D. tschaudae Andrus.*, *Micromelania* и др.
	Чаудинская трансгрессия		
		Перерыв	
	Гурийские слои	Песчаные глины, пески, галечниковые конгломераты	Новые виды *Didacna* pl. sp., *Monodacna* sp., *Micromelania* sp. и др.
	Гурийская трансгрессия		
		Перерыв	
Средний	Куяльницкий ярус	Песчано-глинистые осадки	*Didacna multistriata* Rouss. var. *crassa* Andrus., *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pakweschica* Sen., *Dr. weberi* Sen. и др.
	Киммерийский ярус — Киммерийские слои	Песчаные глины, пески, глины с галькой	*Dreissensia theodori* Andrus., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Didachna crassatellata* Desh., *D. multistriata* Rouss., *D. gurievi* Desh., *Stenodacna angusticostata* Rouss. и др.
	Киммерийский ярус — Слои Дуаба	Песчаные глины с галькой, толща песков	*Congeria abchasica* Sen., *C. mirabilis* Sen., *Arcicardium planacardo* Andrus., *Prosodacna* cf. *mirabilis* Teiss., *Amphimelania* sp., *Brusinaella* n. sp., *Lyrcea* pl. sp., *Melanopsis spinigera* Sen., *M. nobilis* Sen., *M. graciosa* Sen. и др.
	Киммерийская трансгрессия—размыв верхнего понта Предкиммерийская орогеническая фаза		
		Перерыв	
Нижний	Верхний понт	Глины с галькой и пески	*Didacna depressa* Desh., *D. incerta* Desh. и др.
	Нижний понт	Глины с прослоями мергелей и песчано-конгломератовая толща	*Congeria digitifera* Andrus., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Valenciennesia* sp., *Congeria novorossica* Sinz., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw.

Понтический ярус выражен своими обоими отделами: нижним — новороссийским подъярусом и верхним — босфорским.

Осадки новороссийского подъяруса в области к северу от р. Нотанеби имеют значительное распространение. Залегая трансгрессивно на отложениях миоцена, они представлены в двух различных фациях — глинистой и песчано-конгломератовой. Смена фаций происходила как по горизонтальному направлению, так и по вертикали. Фаунистически песчано-конгломератовая толща соответствует по своему составу одесскому известняку, а глинистая свита отвечает нижним валенциеннезиевым глинам Керченского и Таманского полуостровов. Литологически песчано-конгломератовая толща представлена конгломератами с редкими прослоями серых известковистых песчаников, песков и серых мергелей. Конгломерат состоит преимущественно из гальки андезитов *(336*, стр. 75*)*, а также мергелей *(595*, стр. 1034*)* и других пород, скрепленных песчано-глинистым, реже известковистым цементом.

Песчано-конгломератовая свита имеет отражение в орографии района, слагая ряд высот на правом и левом берегах р. Супсы *(339*, стр. 114*)*. Местами в ней встречается богатая количественно фауна: *Congeria galisgensis* Andrus., *C. novorossica* Sinz., *C. pseudorostriformis* Sinz., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Dr. areata* Sen., *Didacna novorossica* Barb., *D.* cf. *verrucosicostata* Sen., *Plagiodacna* aff. *carinata* Desh., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Phyllicardium planum* Desh., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Pr. plicato-littoralis* Sinz., *Melanopsis esperi* Fer., *Neritina* pl. sp., *Ninnia* pl. sp., *Lithoglyphus neumayri* Sinz., *Zagrabica* sp., *Micromelania* pl. sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp., *Vivipara* pl. sp. и др. *(341*, стр. 11*)*. Отложения этой серии хорошо развиты на участке сел. Сайрао — Кокати — Гулиани — Дганакури и в других пунктах.

По р. Шутис-цхали, начиная от сел. Гулиани до сел. Булухаури, а также в районе селений Чанчеты, Кела и др. встречаются синевато-серые глины с прослоями песков и с фауной *Congeria digitifera* Andrus., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Cardium* cf. *syrmiense* R. Hoern., *C.* cf. *lenzi* R. Hoern., *Parvivenus widhalmi* Sinz., *Valenciennesia annulata* Rouss., *Planorbis* sp., *Neritina* sp., *Micromelania* sp. и др. Руководящей формой является *Congeria digitifera* Andrus[1]. Кроме того, в глинах отмечены рыбные и растительные остатки *(336*, стр. 76*)*.

Осадки босфорского подъяруса к северу от р. Нотанеби смыты последующими трансгрессиями почти нацело. Лишь на запад от сел. Гулиани они распространены на небольшой площади и представлены глинами с гальками и песками с *Didacna depressa* Desh., *D. incerta* Desh. и др. *(339*, стр. 114*)*. Кроме того, небольшие выходы верхнего понта отмечены у селений Джиханджири, Богилы и в других пунктах *(342*, стр. 2*)*.

К югу от р. Нотанеби слои верхнего понта отмечены около Озургети на левом берегу р. Бенужи. Здесь в темносерых глинах встречаются *Dreissensia rostriformis* Desh., *Didacna planicostata* Desh., *Limnocardium subsquamulosum* Andrus., *Phyllicardium planum* Desh., *Plagiodacna carinata* Desh., *Lyrcea* sp., *Bythinia* sp. *(380*, стр. 64*)*.

Ископаемая флора в хорошей сохранности была найдена в понтических слоях на водоразделе у сел. Ахал-Сакдари. Здесь были отмечены

[1] С. Н. Михайловским этот вид определялся неправильно как *Congeria banatica* R. Hoern. *(595)*.

остатки хвойных пород *Sequoia* sp. , *Podocarpus* sp. с плодами, *Libocedrus salicornioides* Heer и ряда лиственных — различных *Lauraceae*, *Acer*, *Fagus*, *Carya*, *Juglans* и др. *(636*, стр. 11*)*.

В результате крупных орогенических движений в предкиммерийскую фазу понтические слои Гурии были дислоцированы и сложены в асимметричные складки *(339*, стр. 118*)*. Мощность понтических отложений в северной части нефтеносного района (участок Кела — Джулати) от 120 до 160 *м*, в южной (район сел. Ахал-Сакдари) — более 350 *м*.

Киммерийский ярус. Отложения киммерийского яруса, как и понтического, широко распространены в Гурии. К северу от р. Нотанеби киммерийские слои залегают трансгрессивно на различных горизонтах понтического яруса, а также и миоцена.

Наиболее древними горизонтами данного яруса являются, повидимому, пески и глины, заключающие гальки и развитые в районе сел. Гулиани, к западу от него. Они отмечены выше слоев верхнего понта с *Didacna depressa* Desh., *D. incerta* Desh. и др. в синклинали, сложенной понтическими пластами *(340*, стр. 463*)*. Фаунистически, по наличию крупных конгерий и своеобразных гастропод, они приближаются к пластам Дуаба, являющимся особой опресненной прибрежной фацией киммерийского яруса *(24*, стр. 217*)*.

По определениям А. Г. Эберзина *(340*, стр. 466, 467*)*, в районе Гулиани встречаются *Congeria abkhasica* Sen., *C. turgidopsis* Andrus., *Dreissensia* cf. *angusta* Rouss., *Dr. theodori* Andrus., *Arcicardium planacardo* Andrus., *Didacna crassatellata* Desh., *Limnocardium* ex gr. *subsyrmiense* Andrus., *Monodacna donacoides* Andrus., *M. praemaxima* Andrus., *Plagiodacna* cf. *modiolaris* Rouss., *Prosodacna longiuscula* Sen., *Pr.* cf. *cobalcescui* Font., *Pr. renngarteni* Ebers. et Wassoew., *Pr. prionopleura* Andrus., *Pr.* cf. *mirabilis* Teiss., *Pr.* cf. *macrodon* Desh., *Amphimelania* sp., *Bythinia* sp., *Brusinaella* n. sp., *Lyrcea* pl. sp., *Lithoglyphus* sp., *Melanopsis nobilis* Sen., *M.* cf. *acuminata* Sen., *M. graciosa* Sen., *M. spinigera* Sen., *M.* sp. ex gr. Costatae, *M.* aff. *bergeroni* Sabba, *M.* cf. *hybostoma* Neum., *Micromelania picta* Sen., *Pyrgula* sp., *Tylopoma* sp., *T.* cf. *pilari* Brus., *Vivipara* pl. sp.

Кроме этих видов, тождественных или близких к дуабским, были определены следующие киммерийские формы: *Dreissensia iniquivalvis* Desh., *Dr. decipiens* May., *Arcicardium kubanicum* Andrus., *Didacna* cf. *panticapaea* R. Hoern., *Limnocardium* cf. *squamulosum* Desh., *Stenodacna angusticostata* Rouss.

По поводу условий образования слоев с дуабского типа фауной в сел. Гулиани С. И. Ильиным *(339*, стр. 114*)* высказано предположение, что они «связаны с тем мелководьем и опреснением данной части бассейна, которые явились, повидимому, следствием орогенических движений, предшествующих отложению киммерийских слоев».

В остальных пунктах Гурийского нефтеносного района отложения киммерийского яруса представлены преимущественно светлыми синевато-серыми глинами и песками с подчиненными прослоями железистых мергелей, глинистых железняков, раковинных известняков и ракушников.

Фаунистически они представлены следующими формами: *Dreissensia angusta* Rouss., *Dr. decipiens* May., *Dr. iniquivalvis* Desh., *Dr. rostriformis* Desh. var. *vulgaris* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh. var. *gibba* Andrus., *Dr. theodori* Andrus., *Dr. abkhasica* Sen., *Didacna panticapaea* R. Hoern., *D. crassatellata* Desh., *D. gurievi*

Desh., *D. multistriata* Rouss., *Kaladacna escheri* Schwetz, *Limnocardium squamulosum* Desh., *Phyllicardium planum* Desh., *Ph. alatoplanum* Andrus., *Plagiodacna carinata* Desh., *Pl. modiolaris* Rouss., *Prosodacna macrodon* Desh., *Stenodacna angusticostata* Rouss., *Unio* sp., *Vivipara* pl. sp., *Neritina* pl. sp., *Zagrabica* sp., *Melania* sp., *Melanopsis* sp., *Micromelania* sp. и др.

Из растительных остатков в киммерийских слоях р. Кучии (бассейн р. Нотанеби) и в районе Цихис-перди встречаются *Rubiaceae*, *Cinamommum*, *Platanus*, *Magnolia* и *Rhododendron (636*, стр. 11*)*.

В бассейне р. Нотанеби киммерийские образования найдены в районе горы Экадия и на р. Орапо. Здесь в прослое песка, подчиненного глинам, встречаются: *Dreissensia dilatata* Andrus. , *Dr. dilatata* Andrus. var. *major* Davit., *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern., *Prosodacna macrodon* Desh., *Melanopsis spinigera* Sen. и др. *(380*, стр. 654*)*.

Возобновившимися в предгурийское время орогеническими движениями киммерийские слои Гурии значительно дислоцированы. На севере возникает синклиналь, обнажающаяся отдельными участками у Джиханджири и Баглеби. На юге нефтеносного района эти отложения залегают моноклинально, образуя, возможно, ряд складок, скрытых под наносами р. Нотанеби *(339*, стр. 118*)*. Мощность киммерийских отложений Гурии до 250 *м*.

Куяльницкий ярус. Осадки куяльницкого яруса, перекрытые гурийскими и чаудинскими пластами, имеют сравнительно небольшое распространение. К югу от р. Супсы они протягиваются неширокой полосой в районе селений Хварбети, Эцери и Ахал-Сакдари, обнажаясь из-под трансгрессивно лежащих гурийских слоев. Литологически они представлены песчано-глинистыми осадками с хорошо сохранившимися раковинами.

Следуя за киммерийскими отложениями, они соответствуют куяльницким отложениям Одесского района, но отличаются от последних фаунистически. Встречающиеся здесь *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *pakweschica* Sen., *Dr. weberi* Sen., *Vivipara mandarinica* Sen., *Didacna multistriata* Rouss. var *crassa* Andrus., наряду с новыми видами *Didacna*, *Monodacna*, *Limnocardium* и др., тождественны с формами, встречающимися в куяльницком ярусе Абхазии, в свою очередь имеющем общие виды с аналогичными отложениями окрестностей Одессы.

В бассейне р. Нотанеби, к югу от р. Орапо, куяльницкие слои представлены «детритусовой» толщей с *Vivipara mandarinica* Sen. *(380*, стр. 654*)*. В районе сел. Хварбети и Эцери глины с *Didacna multistriata* Rouss. var. *crassa* Andrus. перекрываются песками с многочисленными *Vivipara* pl. sp. и *Dreissensia rostriformis* Desh. var *subgibba* Andrus. Мощность куяльницких отложений Гурии 40—45 *м*. Залегая без видимого углового несогласия на киммерийских, куяльницкие отложения Гурии, по наблюдениям С. И. Ильина (*339*, стр. 115), возможно, отделены от последних некоторым перерывом. Перекрываясь трансгрессивно гурийскими слоями, куяльницкие слои заметно дислоцированы в предгурийское время *(339*, стр. 118*)*.

Гурийские слои. Выше куяльницкого яруса в Гурийском нефтеносном районе следуют своеобразные отложения, недавно выделенные под именем «гурийских» слоев *(340*, стр. 465*)*.

Залегая трансгрессивно на различных горизонтах плиоцена, они занимают в своем распространении значительную площадь. С северной стороны они слагают участок между селениями Джиханджири и Баглеби,

протягиваясь еще далее на восток. Здесь они представлены конгломератами, песками и глинами.

В южной части преобладает глинистая фация. В районе севернее г. Нотанеби гурийские слои прослеживаются от сел. Самхто к сел. Хварбети, налегая сначала на отложения понта, а затем на осадки киммерийского и куяльницкого ярусов (*339*, стр. 115).

Следуя выше куяльницкого яруса и перекрываясь пластами Чауды, гурийские слои отвечают стратиграфически тому перерыву, который наблюдается в причерноморском плиоцене между куяльником и чаудой. «Аналогов этой толщи в других частях Черноморского бассейна пока не встречено: повидимому, в это время произошло сокращение плиоценового бассейна, и граница его проходила внутри современной береговой линии Черного моря за исключением его восточной части» (*340*, стр. 465).

Фаунистически гурийские слои представлены новыми видами дидакн, характерными своими большими притупленными макушками: *Didacna digressa* Liv., *D. deltastriata* Liv., *D. triquetra* Liv., *D. guriana* Liv. (*512*, стр. 23), *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr.* aff. *weberi* Sen., *Dreissensia* sp. (форма, приближающаяся к *Dr. tschaudae* Andrus.), *Micromelania* pl. sp., *Neritina* и др.

Некоторые *Didacna* (*D. guriana* Liv.) связаны постепенными переходами с чаудинскими (*D. tschaudae* Andrus.). Эти формы часто встречаются в «переходном» между гурийскими и чаудинскими слоями горизонте, относимом С. И. Ильиным (*340*, стр. 466) уже к чауде.

Растительные остатки, встречающиеся в гурийских слоях, относятся к *Fagus orientalis* Lipsky, *Alnus*, *Quercus*, *Libocedrus salicornioides* Heer (*636*, стр. 11).

Гурийские слои слабо дислоцированы в результате орогенических явлений в предчаудинское время (*342*, стр. 2).

В Северной Гурии [1], между ст. Ланчхуты и Нигоити, в нижних частях склонов протягивается неширокая полоса песчаных пород, дислоцированных под углом 20—30° и тектонически перекрытых надвигом эоценовых пород. Фауна не найдена, но возраст этой свиты, переходящей на западе (по простиранию) в гурийские слои, определяется этим самым как гурийский. Мощность гурийских слоев около 200 *м*.

Пласты Чауды к северу от р. Нотанеби занимают большую площадь в западной части нефтеносного района и на севере доходят до ст. Джумати. Они представлены в двух палеонтологических фациях. В периферической части, удаленной от Черного моря, чаудинские пласты выражены конгломератами и песчаными глинами с катунами или с галькой и со следующей крупнораковинной фауной: *Dreissensia polymorpha* Pall. (крупные вариации), *Dr. tshaudae* Andrus., *Didacna pseudocrassa* A. Pavl., *D. pseudoprotracta* Liv., *Monodacna* (?) *hellespontica* Andrus., *M. cazccae* Andrus., *Meganinnia schio* David., *M. corrugata* David., *Neritina* pl. sp., *Ninnia* sp., *Micromelania* sp. и др.

Ближе к берегу Черного моря осадки делаются более нежными, и в песчаных глинах и реже песках встречаются *Dreissensia* cf. *caspia* Eichw., *Didacna* ex gr. *baeri — crassa*. A. Pavl., *Monodacna* cf. *subcolorata* Andrus., *Adacna* pl. sp., *Corbicula* sp. и др.

Подобное распределение фауны в зависимости от литологического состава и местонахождения противоречит подразделению пластов Чауды

[1] На основании работ Б. Ф. Мефферта, любезно представившего материал своих исследований.

А. П. Павловым *(632)* на два горизонта (нижний — мелкораковинный и верхний — крупнораковинный) и обусловливается фациальными причинами.

Чаудинские слои Гурии содержат богатую ископаемую флору постплиоценового характера. В районе сел. Якоби встречены *Fagus orientalis* Lipsky, *Prunus divaricata*, *Corylus*, *Staphylea* (*636*, стр. 11), *Buxus (638*, стр. 30*)*. В слоях у Джорджорети найдены остатки хвойных *Taxus* и ряд широколистных пород — тополя *(Populus)*, бука *(Fagus orientalis)*, граба *(Carpinus)* и др.

Флора, встреченная в чаудинских отложениях, резко отличается от ископаемых растительных остатков, встречающихся в нижележащих осадках плиоцена. На смену вечно зеленым породам, среди которых преобладали представители камфарных деревьев (*Cinamommum*), появляются обычные доныне для этих мест листопадные формы *Fagus*, *Alnus*, *Quercus* и *Corylus*. Перечисленные формы являются обычными для чаудинских слоев, богатых растительными остатками. Есть основание допускать, что эти две флоры (до- и послеледниковые) являются показателями тех климатических условий, какие имели здесь место в ледниковое время *(636*, стр. 11*)*.

В районе горы Якоби чаудинские отложения, представленные песками, пропитаны тяжелой окисленной нефтью и являются объектом эксплоатации для добывания битума. Присутствие битума обусловлено проникновением нефти из подстилающих нефтеносных песков спириалисовой свиты, на которых данные осадочные образования залегают трансгрессивно *(339*, стр. 118*)*. Последующими эпейрогеническими процессами чаудинские пласты дислоцированы и местами значительно приподняты над уровнем Черного моря. Восточная граница их распространения отстоит от берега Черного моря на расстоянии около 15 *км*. Мощность пластов Чауды в Гурии не менее 150 *м*.

Вулканогенные фации плиоценового времени известны в северо-восточной части Гурийского нефтеносного района. Изверженные породы занимают здесь большую площадь. Западная их граница проходит от сел. Баглеба к сел. Кела и далее к сел. Гулиани, откуда она поворачивает на восток к сел. Мамати.

По определениям К. Н. Паффенгольца, изверженные породы представляют собой андезито-базальты с вкрапленниками авгита, в некоторых случаях вместе с авгитом присутствуют вкрапленники плагиоклаза, иногда апатита и очень часто рудных минералов (магнетит и реже гематит) в виде мелких зерен *(336*, стр. 359*)*. Эти эффузивы относятся к группе андезито-базальтов. По исследованиям Е. В. Круга, в результате химических анализов, при пересчете на магматическую формулу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, они соответствуют базальтам *(339*, стр. 116*)*. Помимо обширного покрова, на северо-востоке района андезито-базальты во многих местах прорывают породы различного возраста и образуют пластовые и секущие дайки и штоки *(336*, стр. 359*)*.

Излияние их происходило в верхнеплиоценовую эпоху, после отложения осадков киммерийского яруса, который они перекрывают, и до начала чаудинского времени. Пласты Чауды перекрывают шток андезито-базальтов в районе горы Кибула *(339*, стр. 115*)*.

Аджаристан

В пределах этого района плиоценовые образования не были известны до самого последнего времени. Лишь в 1932 г. Б. П. Беликовым в окрестностях сел. Кобулети были найдены остатки раковин, несомненно, плиоце-

нового возраста *(872а)*. Здесь С. С. Кузнецовым записан (сверху вниз) следующий разрез под растительно-почвенным покровом:

а) Пропласток красной полосатой глины
б) Бурая глина . . . . . до 3 *м*
в) То же, с кусками обугленного дерева . . . . . » 1 »
г) Серая огнеупорная глина . . . . . » 5 »
д) Бурая глина . . . . . » 8 »
е) Толща слоистого галечника (галька из кварцита, порфира, андезита) » 20 »
ж) Тонкоглинистая песчаная порода с растительными остатками и фауной.

Микроскопическое изучение породы слоя «ж» показывает, по данным С. С. Кузнецова, что она «представляет очень тонкозернистую, слабо поляризующую массу пелитового облика. В ней разбросаны зерна кварца, пироксена (авгита), анальцима, биотита, крайне редко попадаются рудные зерна (магнетит), листочки хлорита, кусочки зеленоватого стекла, мало плагиоклаза, встретились зерна глауконита». Мощность слоя «ж» и подстилающие его породы установить не удалось. Фауна, определявшаяся А. Г. Эберзиным *(872а)*, представлена не всегда хорошо сохранившимися отпечатками и ядрами моллюсков *Dreissensia theodori* Andrus., *Dr. angusta* Rouss., *Didacna* cf. *panticapaea* R. Hoern., *D.* (?) cf. *crassatellata* Desh., *Prosodacna* cf. *semisulcata* Rouss., *Zagrabica* sp., *Melania* (?) sp., *Melanopsis* sp., мелкими *Gastropoda* типа *Hydrobia* и *Micromelania*, а также нечастыми *Ostracoda*.

Такой состав фауны определяет возраст слоя «ж» как киммерийский. Установить, какому горизонту этого яруса она соответствует, не представилось возможным; предположительно можно допустить, что эта фауна не древнее среднего отдела (рудного горизонта).

* * *

Сопоставляя плиоценовые образования Западного Закавказья, можно отметить следующие особенности.

Понтический ярус. Осадки нижнего отдела в фации типа «одесского известняка» — конгломераты, пески, песчаники — содержат повсюду почти одинаковую фауну *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Dr. escarina* Andrus., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna littoralis* Eichw. и свидетельствуют о приблизительно одинаковых биономических условиях прибрежной полосы нижнепонтического моря, занимавшего значительную часть Западного Закавказья (Имеретинский залив вдавался до меридиана Кутаиси).

Глинистые фации нижнего отдела наблюдаются в Абхазии, Мингрелии и Гурии; в этой фации интересно присутствие в абхазском и гурийском понте *Congeria digitifera* Andrus., известной в понтических слоях Румынии и совершенно не встречающейся в Керченско-Таманской области.

Верхний горизонт нижнего отдела с *Congeria subrhomboidea* Andrus. установлен только в Абхазии.

Верхний отдел понта устанавливается не повсюду. В Имеретии, возможно, ему соответствуют конгломераты, лежащие над нижнепонтическими песками. В Мингрелии его осадки точно не установлены. В Гурии он значительно размыт киммерийской трансгрессией и сохранился небольшими останцами. Сравнительно больше он распространен в Абхазии. В песчанистых фациях верхний отдел выражен горизонтами, по фауне соответствующими горизонтам II—IV камышбурунского профиля.

Схема стратиграфии плио

цена Западного Закавказья

Ярусы и отделы	Северная Абхазия	Южная Абхазия	Мингрелия	Имеретия	Гурия	Аджаристан
Пласты Чауды		Конгломераты, пески и песчаные глины с *Didacna baeri-crassa* A. Pavl., *Monodacna* ex gr. *subcolorata* Andrus. Мощность 80—100 *м*			Конгломераты, пески, песчаные глины с *Didacna tschaudae* Andrus., *D.* ex gr. *baeri-crassa* A. Pavl., *Monodacna* cf. *subcolorata* Andrus. Мощность до 150 *м*	
Гурийские слои		Перерыв				
Куяльницкий ярус		Пески и песчаные глины с *Dreissensia weberi* Sen., *Prosodacna kujalnicensis* Andrus., *Vivipara mandarinica* Sen. Мощность 40—50 *м*			Конгломераты, пески, песчаные глины с новыми видами *Didacna* (*D. digressa* Liv., *D. guriana* Liv. и др.) Мощность до 200 *м*	
					Песчаные глины, пески с *Dreissensia weberi* Sen., *Didacna multistriata* Rouss. var. *crassa* Andrus., *Vivipara mandarinica* Sen. Мощность 40—45 *м*	
Киммерийский ярус	Конгломераты с *Didacna crassatellata* Desh. и др. Мощность точно не установлена	Конгломераты, пески, песчаные глины с *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern. и др. Мощность более 300 *м*	Конгломераты, песчаники, пески с *Arcicardium*, *Phyllicardium alatoplanum* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh. Мощность точно не установлена		Пески, песчаные глины, глины с галькой и с *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* R. Hoern., *Phyllicardium alatoplanum* Andrus., *Prosodacna macrodon* Desh. Мощность до 250 *м*	Песчаные глины с *Dreissensia theodori* Andrus., *Dr. angusta* Rouss., *Didacna* cf. *crassatellata* Desh., *D.* cf. *panticapaea* R. Hoern. Мощность (небольшая) точно не установлена
Понтический ярус: Босфорский подъярус	Конгломераты и глины с *Congeria subcarinata* Desh.	Конгломераты, пески, песчаные глины с *Didacna planicostata* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D.* cf. *ovata* Desh., *D. depressa.* Desh., *Congeria subcarinata* Desh.	Песчаные глины с *Phillicardium* Desh. *Plagiodacna carinata* Desh. и др.	Конгломераты	Глины с галькой и пески с *Didacna incerta* Desh., *D. depressa* Desh.	
Понтический ярус: Новороссийский подъярус	*Paradacna abichi* R. Hoern., *Valenciennesia*	Конгломераты, пески, песчаные глины с *Congera subrhomboidea* Andrus., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Paradacna abichi* R. Hoern., *Prosodacna* cf. *litoralis* Eichw.	Песчаные глины с *Dreissensia escarina* Andrus., *Monodacna* cf. *pseudocatillus* Barb., *Prosodacna* sp. ex gr. *litoralis* Eichw.	Пески с *Dreissensia simpler* Barb., *Monodacna* ex gr. *pseudocatillus* Barb., *Prosodacna* sp. ex gr. *litoralis* Eichw.	Конгломераты, пески, глины с *Congeria digitifera* Andrus., *Dreissensia simplex* Barb., *Dr. tenuissima* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Paradacna abichi* R. Hoern.	

Понтический ярус: Мощность свыше 1000 *м*; Мощность до 1000 *м*; Мощность до 300 *м*; Мощность до 350 *м*; Мощность более 350 *м*

В глинистой фации верхнепонтические слои Абхазии тождественны с верхними валенциеннезиевыми глинами Таманского полуострова и Яныш-Такила (Керченский полуостров).

В Аджаристане понтические осадки неизвестны; возможно, что это объясняется малой исследованностью этого района.

По сравнению с новороссийским подъярусом, осадки которого занимают громадное протяжение, верхнепонтические отложения распространены на значительно меньшей площади, возможно, за счет регрессии верхнепонтического моря.

Киммерийский ярус. В предкиммерийское время в Западном Закавказье орогеническими движениями понтические слои были собраны в складки.

В киммерийский век море имело значительную трансгрессию, перекрывавшую местами не только понтические слои, но и более древние. Осадки этого яруса наблюдаются повсюду, кроме Имеретии, куда море, повидимому, уже не заходило. Фаунистически они представлены так же, как и в Керченско-Таманском районе, но не имеют полезных ископаемых (железных руд), свойственных киммерийским отложениям последнего района. Отличаются они от последних также некоторыми видами моллюсков, развитых в фации пластов Дуаба в Абхазии и Гурии.

Пласты Дуаба являются своеобразной прибрежной и сильно опресненной фацией киммерийского яруса и свойственны пока лишь одному Западному Закавказью, имея сходство в фауне некоторых гастропод с верхним понтом Шемахинского района.

Куяльницкий ярус. Куяльницкие отложения Абхазии и Гурии, необычайно близкие по своей фауне и литологическому составу, известны пока лишь в этих двух местностях. Не исключена возможность присутствия их и в Мингрелии (к северу от р. Рион).

От куяльницких отложений Одесского района они значительно отличаются большим количеством новых видов *Cardiidae*, свидетельствовавших о существовании в Абхазии и Гурии открытого моря, в то время как куяльницкие слои окрестностей Одессы ближе всего к отложениям лиманного типа. По сравнению с понтическими и киммерийскими область распространения куяльницких слоев в Закавказье весьма незначительна — обстоятельство, указывающее на сокращение размеров куяльницкого бассейна в этой части.

Гурийские слои. Гурийские слои известны лишь в одном районе (Гурии) и имеют весьма своеобразную фауну. Аналоги этих слоев в остальных частях Черноморского бассейна неизвестны. Повидимому, границы гурийского бассейна располагались, кроме Закавказья, внутри береговой линии современного Черного моря.

Чаудинское время ознаменовалось значительной трансгрессией. Чаудинские слои перекрывают различные горизонты плиоцена и миоцена. Осадки этого времени известны только в Абхазии и в Гурии, в последней они имеют значительное распространение. Фаунистически они весьма близки к типичным разрезам мыса Чауда (Керченский полуостров) и Галлиполи (Турция).

Последующими (постплиоценовыми) эпейрогеническими движениями они слабо дислоцированы и часто значительно приподняты над уровнем современного моря (более чем на 200 *м*).

В общих чертах взаимоотношения различных горизонтов плиоцена в отдельных местностях Закавказья могут быть иллюстрированы схемой, приводимой на стр. 332—333.

Наряду с многочисленными ископаемыми формами моллюсков, в плиоценовых отложениях Западного Закавказья встречаются в большом количестве растительные остатки, весьма мало изученные.

В понтических слоях Гурии известны *Sequoia*, *Podocarpus*, *Libocedrus*, *Acer*, *Fagus*, *Carya*, *Juglans* и др., в Абхазии для этих же слоев интересно отметить *Acer* cf. *trilobatum* Sternb. Киммерийские слои Гурии содержат *Rubiaceae*, *Cinamommum*, *Platanus*, *Magnolia*, *Rhododendron*. В гурийских слоях найдены *Fagus orientalis* Lipsky, *Alnus*, *Quercus*, *Libocedrus salicornioides* Heer.

Флора чаудинских пластов этого же района представлена многочисленными остатками *Fagus*, *Prunus*, *Corylus*, *Staphilea*, *Populus*, *Alnus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Taxus*. Она резко отличается от флоры нижележащих плиоценовых образований и содержит обычные современные листопадные формы, сменяющие вечно зеленые породы.

Это явление вызвано изменением климата в сторону похолодания, связанного, повидимому, с оледенением.

Вулканогенные фации плиоценового времени известны лишь в Гурии. Излияния андезито-базальтов по времени приурочены к промежутку между киммерийским веком и чаудинским.

Тектонические движения в эпоху отложения плиоценовых осадков проявлялись неоднократно. Крупная орогеническая фаза имела место в предкиммерийское (послепонтическое) время и отчетливо представлена в Абхазии и Гурии. Более слабые тектонические движения, имевшие скорее характер эпейрогенических, отмечаются в предпонтическое, предгурийское, пред- и послечаудинское время.

Полезные ископаемые

Из полезных ископаемых промышленное значение для добычи битума имеют закированные чаудинские пески участка Самхто — Сакупре в Гурии. В качестве строительных материалов могут быть использованы андезито-базальты этого же района. Благоприятный в смысле водоносности литологический состав прибрежных фаций плиоценовых осадков, представленных конгломератами, микроконгломератами и песками, чередующимися с более глинистыми породами, обусловливает наличие многих водоносных горизонтов, питающих колодцы в области распространения плиоценовых пород. К ним же приурочены многочисленные источники в верховьях балок, берущих свое начало среди плиоценовых отложений. Воды, содержащиеся в них, пресные, высокого качества.

Из сказанного вытекает, что экономическое значение плиоценовых осадков для Западного Закавказья сравнительно невелико. Совершенно обратное значение они имеют в научном отношении. Наличие полного разреза плиоцена, содержащего некоторые свиты, неизвестные в остальных частях Черноморского бассейна, уже этим самым представляет большое значение для познания стратиграфических взаимоотношений различных горизонтов плиоцена. Слабая изученность ряда районов (Северная Абхазия, Мингрелия, Аджаристан) оставляет открытыми и подлежащими разрешению весьма важные вопросы стратиграфии, палеогеографии, палеофаунистики и тектоники (граница плиоцена и четвертичных отложений, географическое распространение гурийских и чаудинских осадков, взаимоотношение гурийских и куяльницких отложений, подразделение на горизонты и отделы куяльницкого, киммерийского и понтического ярусов и т. д.).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения Закавказья еще совершенно не изучены, и потому говорить об их стратиграфии пока не приходится. Она едва только намечается для несколько лучше изученного южного склона Большого Кавказа, где мы уже имеем некоторое представление о четвертичных отложениях долин рр. Кодора, верхнего Ингура, Риона, Белой Арагвы и береговой полосы от Сочи до устья р. Рион, а на крайнем востоке — Кусаро-Кубинского района и Апшеронского полуострова. Долины рр. Алазани и Нижней Куры (включая низовья р. Аракса) подробно изучались в гидрогеологическом отношении, причем попутно были собраны некоторые данные и по четвертичной геологии. Значительно хуже дело обстоит в отношении так называемого Малого Кавказа, охватывающего горные области Аджаристана, Армении и Карабаха вместе с краевой зоной гор, входящей в пределы Грузинской ССР, где систематических исследований по четвертичной геологии не производилось совершенно. Здесь имеются только случайные, попутные наблюдения относительно немногих мест, совершенно не поддающиеся систематизации. Ввиду такой отрывочности данных более удобным представляется вести рассмотрение четвертичной системы Закавказья не с точки зрения стратиграфии, а по генетическим типам отложений, разделив всю страну на две части: 1) южный склон Большого Кавказа, со связанными с ним Рионской и Алазанской низменностями с присоединением сюда Кахетинских возвышенностей и левобережной низменности р. Куры, и 2) Аджаро-Армяно-Карабахская горная страна с Куро-Араксинской низменностью и Ленкоранью.

Южный склон Большого Кавказа

Морены. Моренные отложения распространены в верховьях почти всех долин, берущих начало на главном водоразделе или на более высоких передовых хребтах и массивах, начиная с долины р. Сандрипш в окрестностях Гагр (массив Ах-аг — Арабика) и до района Шах-дага и Баба-дага на восточном конце Кавказа, где на северных склонах гор были очень крупные ледники *(213, 423, 692)*, на южных небольшие каровые ледники и фирны, но степень развития их была весьма неодинакова. В западной части, в связи с большой влажностью страны, ледники достигали крупных размеров и оставили после себя обильные моренные наносы, местами спускающиеся по главным долинам далеко вниз. В восточном направлении, в связи с увеличением сухости по мере удаления от Черного моря и с уменьшением высоты гор, убывало и оледенение, подобно тому как это наблюдается и сейчас, и только в области высоких гор Шах-дага, получающих к тому же значительное количество влаги с Каспийского моря, ледниковый феномен снова получал значительное развитие.

Следы древних ледников южного склона мы встречаем у западной границы Закавказья не только на Главном хребте, но и на хребтах Ах-аг — Арабика и Агепста, из которых в настоящее время только последний имеет ледники на северном склоне. В долине рр. Бзыби, по наблюдениям Л. Конюшевского *(423)*, морены встречаются в уроч. Ригеза на высоте 450 *м*. Вся верхняя часть долины р. Бзыби была занята ледником. Так же точно и верховья р. Кодор, долины рр. Чхалты, Гьандры и Секена переполнены моренами, которые легко прослеживаются до впадения р. Зимы в р. Кодор (550 *м*), а более древние, вероятно относящиеся к предпоследнему (рисскому) оледенению, сильно выветрившиеся морены лежат

над Цебельдой на абсолютной высоте 300—400 *м (691, 989)*. Как далеко спускался ледник Ингури, еще не установлено, но он во всяком случае продвигался ниже устья р. Ненскрыры, где Г. П. Агалиным встречены морены (500 *м*). Относительно верховьев р. Ингур мы еще со времен Г. Абиха *(884)* и Э. Фавра *(953)* знаем, что они были сплошь заняты ледяным покровом, достигавшим здесь значительной мощности. Морены встречаются не только на дне долин, но и на значительной высоте на перевалах и гребнях боковых отрогов *(433, 697, 973, 989)*. В Сванетии особенно хорошо выражены стадиальные морены почти во всех боковых долинах р. Ингур. В долине р. Цхенис-цхали конечные морены последнего оледенения наблюдались *(697, 989)* у сел. Сагдари (930 *м*).

По р. Рион Г. М. Смирнов *(762)* указывает морены у самого Они (830 *м*), но более поздние наблюдения (И. Г. Кузнецов), повидимому, этого не подтверждают. Точно так же и более старое наблюдение Э. Фавра *(953)* указывает первые следы ледниковых наносов вблизи устья р. Сакао. Вверх от Уцери (930 *м*) долина носит ясно выраженный корытообразный профиль, и в ней встречаются морены, которые выше устья р. Цанцахи (Чанчахи) как по р. Рион, так и по долине последней очень обильны *(454, 762, 954)*. Повидимому, Рионский ледник в последнее оледенение не спускался ниже 850—900 *м*. Указание Г. М. Смирнова на морены у Они, а тем более указание А. Н. Краснова *(433)*, что ледник доходил до р. Рион, ошибочны. Неверно также указание Э. Фурнье *(954*, карта) на существование морен в устье р. Джоджоры (ниже Они). Ледник последней, по наблюдениям И. Г. Кузнецова *(454)*, оканчивался возле Часовели на высоте около 1300 *м*. В верховьях р. Большой Лиахвы ледники были развиты слабо; И. Г. Кузнецов *(461)* проследил морены до высоты 2100 *м* в месте слияния р. Джомаг-дон с р. Сомих-дон.

Высокое нагорье Кели было покрыто шапкой льда, из которой выдавались отдельные конусы и гребни, и давало ледниковые языки в долины рр. Лиахвы, Ксана и Белой Арагвы. Относительно долины р. Ксана сведений не имеется. По Белой Арагве В. П. Ренгартен *(699)* наблюдал морены до сел. Квишети, но предполагает, что вюрмский ледник шел несколько дальше. По Гудомакарской Арагве он установил ясные морены до Думацхо (1500 *м*), а менее надежные следы даже до устья р. Бакур-хеви (1260 *м*). По Хевсурской Арагве А. П. Герасимов *(231)* проследил моренный нанос Рошкинского ледника до селений Горбани и Папарена (1900 *м*), а отдельные валуны до 1590 *м*. И. М. Карк *(369)* указывает следы морен в боковых ущельях Хевсурской и Пшавской Арагвы к югу от главного водораздела.

Далее к востоку граница распространения ледниковых наносов поднимается еще выше, с одновременным уменьшением высоты гор, и следы древних ледников становятся незначительными, причем встречаются почти исключительно в карах и циркообразных верховьях коротких долин южного склона водораздельного хребта на большой высоте. Но для всего района, начиная от верховьев рр. Иоры и Алазани и до горы Бабадаг включительно, мы имеем только случайные и по большей части мало надежные указания.

Ф. Гаврилов и С. Симонович *(223)* наблюдали древние морены в самой вершине Кахетинской Алазани на северном склоне горы Мтид-гверди. С. Симонович *(747)* указывает присутствие крупных сиенитовых валунов в долине р. Курмух-чай непосредственно выше сел. Ках-Ингилой, которым приписывает гляциальное происхождение. Это наблюдение требует проверки, так как очень низкое положение валунов ставит под сомнение их гляциальное происхождение.

В тех частях северного склона, которые входят в административные границы Закавказья (Грузинская ССР), именно в верховьях рр. Терека, Ассы, Аргуни, Андийского Кой-су и на самом востоке в бассейнах рр. Кусар-чай (Шахын-абад-чай), Куба-чай (Кудиал-чай) и Кара-чай в северном Азербайджане, ледниковые явления выражены очень ярко, и моренные наносы имеют значительное распространение. Верховья рр. Терека, Ассы, Аргуни и Андийского Кой-су были сплошь заняты льдом. В долине р. Терека, вследствие подпруживания ледяных масс более узким Дарьяльским ущельем и ледниками боковых ущелий Девдорака и Кистинки (Кистин-хи), поверхность льда стояла так высоко (в районе сел. Казбек мощность льда достигала 1000 *м*), что избыток льда переливался через перевалы Крестовый в долину р. Белой Арагвы *(695)* и через Квенский (Квенамтский) в долину Гудомакарской Арагвы *(699)* на юг. На это указывают валуны казбекских андезитов на обоих перевалах.

Несколько больше исследована долина р. Кусар-чай *(213, 692, 990)*. Ее верховья, высокогорная долина Шах-дюзы, замкнутая между высокими массивами Шах-дага, Кечан-дага (Базар-дюзы), Базар-юрта, Тфан-дага и Кызыл-кая, вся выполнена моренами последнего оледенения, которые спускаются по р. Шахын-абад-чай до аула Лаза (1600 *м*). Морены предпоследнего оледенения идут значительно дальше, до сел. Муруг (1000 *м*), где скрываются под флювиогляциальными террасами вюрма. Дальше, вниз по долине, встречаются отдельные валуны меловых известняков, относительно которых трудно сказать, принадлежат ли они к рисской ледниковой эпохе или к еще более древней. В максимальную фазу вюрма ледник достигал в длину 28 *км*, в рисское время 35 *км*. В долине р. Шахын-абада в районе сел. Лаза имеются брекчии межледникового возраста (миндель-рисского и рисс-вюрмского).

В долине р. Самура у сел. Зейхур имеются остатки еще более древней морены (400 *м*) с валунами серых и розовых известняков, принесенных с Шах-дага и Шалбуз-дага и лежащих выше рисской террасы. Возраст этой морены неясен. Она относится к одному из максимальных оледенений (рисс или миндель).

Морены последнего оледенения выполняют верховья рр. Восточного и Западного Кудиал-чай до сел. Калей-Худад. Эрратические валуны известняков очень крупных размеров, относящиеся к одному из более древних оледенений, известны также в долине р. Ах-чай, в районе устья р. Суру-чай, где их установил В. П. Батурин, и еще со времен Г. Абиха — в долине р. Баба-чай, недалеко от устья р. Гюмыш-чай (Кюнах-кенд). Г. Абих указывал на сходство процесса переноса валунов с эрратическим, К. И. Богданович *(130)* сравнивает его с обвалами известняков Шалбуз-дага и, повидимому, склонен видеть в этих глыбах известняков последние остатки известнякового покрова. К востоку от вершины Баба-дага горы уже настолько понижаются, что встретить здесь древние морены мало вероятия.

Аллювиальные отложения. Аллювиальные отложения разделяются на современные и древние, в значительной части флювиогляциальные. В горах они представлены галечниками и конгломератами, на равнине галечники постепенно переходят в пески или суглинки, часто лёссовидные, особенно в восточной части края. Мы можем различить аллювиальные и флювиогляциальные террасы горных долин и широкие аллювиальные, в значительной части флювиогляциального происхождения равнины, окаймляющие окраины горной страны. Строение тех и других еще не изучено с достаточной полнотой, и даже число террас еще не установлено окончательно.

Флювиогляциальные террасы. Флювиогляциальные террасы, увязывающиеся с ледниковыми отложениями, мы встречаем во всех долинах, берущих начало в центрах прежнего оледенения, причем стадиальные террасы проникают глубоко в горы, более же древние, вюрмские и рисские, — до границы распространения соответствующих ледников. Так, по р. Кодор *(691, 989)* ниже Чхалты появляется вюрмская терраса, сложенная мощным слоем галечников, ниже устья р. Амткели, где лежат более древние морены, появляется терраса рисская, а выше над нею лежит и миндельская. Террасы трех или даже четырех возрастов можно различить по ряду речек между рр. Кодором и Ингуром, где они весьма тщательно изучены О. Н. Михайловской *(590)*. На правом берегу р. Ингур ниже Зугдиди широко развита вюрмская терраса, уходящая под уровень моря. На левом его берегу Б. Ф. Мефферт *(557)* различает террасы рисскую, на которой стоит Зугдиди, и миндельскую, а у теснины перед Джвари — и миндель-рисские межледниковые делювиальные брекчии. Совершенно не изучены террасы рр. Хопи, Техури и Абаши, и даже по рр. Цхенис-цхали *(697, 989)* и по Риону *(762)* отмечены только террасы, относящиеся к последнему оледенению, хотя по долинам обеих рек имеются, несомненно, более древние террасы. По р. Рион такие террасы наблюдаются, начиная от устья р. Джоджоры и до самого Кутаиси, с перерывами в теснинах в районе Алпани, причем они снижаются с 250 *м* над рекой возле устья Джоджоры до 150 *м* у Кутаиси *(139)*.

По р. Белой Арагве уже со времени А. Гейма *(958)*, кроме террас последнего оледенения, известны высоко лежащие галечники, относящиеся к более ранней фазе ледникового периода и принятые Ф. Ю. Левинсон-Лессингом *(969)* за третичные (конгломераты Бодорно). Впоследствии они были описаны В. П. Ренгартеном *(698,699)* под именем базалетской свиты как четвертичные отложения, вероятно флювиогляциального происхождения. Их можно проследить вверх по р. Арагве почти до перевальной точки между Душети и Ананури. Далее в горы они не продолжаются, уступая место древнему днищу. В районе сел. Цилкан р. Арагву пересекает синклиналь, выполненная вюрмскими и более новыми наносами, а к югу от Мцхеты и в особенности в районе Тбилиси террасы получают особенно большое развитие, причем число главных террас доходит здесь, по наблюдениям А. И. Джанелидзе *(948)*, до четырех. Он выделяет здесь: 1) террасу Чугурети, возвышающуюся над рекой на 15—18 *м* и, очевидно, принадлежащую к последнему оледенению, 2) террасу Ваке 95—97 *м*, 3) террасу Лоптакис 200 *м* и 4) террасу Махати 300 *м*. Вниз по реке террасы быстро понижаются. Терраса Чугурети к устью р. Акстафы, повидимому, сливается с поймой. Здесь особенно развита терраса в 60 *м*, видимая часть которой целиком состоит из лёссовидного суглинка. Верхняя терраса вскоре тоже теряется, а вторую и третью можно проследить до устья р. Алазани, ниже которого у Мингечаура появляются следы каспийских трансгрессий.

Аллювиальные (и флювиогляциальные) равнины. Вдоль южного склона Кавказа расположены три главные речные равнины:

1. Рионская равнина — низменность, образованная флювиогляциальными и аллювиальными наносами рр. Рион, Цхенис-цхали и ряда других рек Кавказа и отчасти Аджаро-Имеретинского хребта, сливающаяся с приморской низменностью Мингрелии. Она почти вся сложена речными наносами вюрмского и послевюрмского времени.

2. Горийская наклонная равнина, образованная наносами рек Большого Кавказа, преимущественно р. Большой Лиахвы, и сливающаяся

с левобережными террасами р. Куры. Она тоже сложена преимущественно вюрмскими наносами, более древние образования в виде террас окаймляют предгорную окраину равнины на севере.

3. Кахетинская (или Алазанская) наклонная равнина занимает пространство на левом берегу р. Алазани и на правом берегу ее притока Агричай, между ними и склоном главного водораздела Кавказа. Сложена она галечниками, песками и суглинками вюрмского и послевюрмского времени, во многих местах у выхода притоков р. Алазани из гор прикрытыми современными выносами *(747)*. Она продолжается и дальше на восток, в бассейны рр. Алджиган-чай, Туриан-чай и Агри-чай Восточный, которые прорезывают продолжение Кахетинских возвышенностей в антецедентных долинах и образуют по южную сторону последних широкие аллювиально-пролювиальные конусы местами сильно заголенных песчано-глинистых наносов, сливающиеся почти в совершенную равнину левобережья р. Куры и перекрывающие каспийские отложения довольно маломощным, но почти сплошным покровом *(94, 105, 122а, 677)*.

Делювий склонов, осыпи, элювий. Вдоль подножий хребтов и на незначительных высотах прилегающих равнин преобладает покров глинистого делювия, местами достигающий значительной мощности, причем в западной части (Абхазия, Мингрелия) по своему характеру он приближается к образованиям латеритного типа, далее на восток переходит постепенно в суглинки, по своему характеру все более приближающиеся к лёссам, хотя типичных лёссов, повидимому, здесь нет. Наиболее развиты суглинки этого типа на Кахетинско-Ширакских возвышенностях, где они залегают на конгломератах, частью, может быть, четвертичного возраста, в Алазанской низменности, в Шемахинском районе и на наклонной Кусарской равнине, залегая здесь на галечниках апшерона и флювиогляциальных образованиях четвертичного времени.

В горной части преобладают мощные осыпи и элювиальные образования, причем осыпи особенно сильно развиты в области нижнеюрских глинистых сланцев, где они местами совершенно закрывают коренные породы склонов долины и маскируют гляциальные формы последнего оледенения. Особенно резко это явление выражено в районе Шах-дага и Кечан-дага (Базар-дюзы), но часто наблюдается и в Центральном Кавказе *(369, 461, 692, 699)*. Во многих местах делювиальные отложения, несомненно, представлены образованиями различного возраста, в том числе и межледниковыми отложениями, но в этом отношении они пока еще почти не исследованы. Следует отметить два пункта: долину р. Ингур возле сел. Джвари и верховья долины р. Шахын-абад-чай. В первом пункте Б. Ф. Мефферт установил в районе между селениями Джвари и Зугдиди осыпи делювия, относящиеся к миндель-рисскому возрасту *(557)*. В долине р. Шахын-абад-чай (верховья р. Кусар-чай) выше сел. Лаза под вюрмскими моренами наблюдаются накопления рисс-вюрмского делювия, причем на морены налегает, в свою очередь, делювий послеледниковый, но все же не современный. Остатков фауны и флоры в этих отложениях пока не найдено.

В. П. Ренгартен *(699)* описал в долине р. Гудомакарской Арагвы по пути от Пасанаури к перевалу Квена-мта у сел. Макарт травертины с остатками флоры. И. В. Палибин *(641)* определил отсюда следующие растения: хвойные *Pinus hamata* Fom., лиственные породы: *Salix pentandra* L., *S. cinerea* L., *S. aurita* L., *S. caprea* L., *Populus tremula* L., *Betula pubescens* Ehrh., *Alnus glutinosa* Gaertn., *Evonimus latifolius* Scop., *Tilia* sp. В. П. Ренгартен относит время возникновения

этих травертинов, лежащих на главной террасе вюрма и прикрытых делювием, к интерстадиальной эпохе вюрм-бюль. Более молодые травертины он нашел в долине р. Хевша, левого притока р. Белой Арагвы. И. В. Палибин определил отсюда *Salix alba* L., *S. caprea* L., *Betula pubescens* Ehrh., *Fagus orientalis* Lipsky, *Corylus avellana* L., *Quercus* sp., *Mespilus germanica* L., *Pirus terminalis* Ehrh., *Viburnum lantana* L.

Аджаристан, Армяно-Карабахское нагорье и Куро-араксинская низменность

Моренные отложения. Моренные отложения Аджаристана и Армяно-Карабахского нагорья систематически еще не изучались, и потому дать сколько-нибудь законченный очерк их распространения в пределах Малого Кавказа совершенно невозможно. Сведения относительно них настолько скудны и неточны, что было даже высказано мнение (С. С. Кузнецов, *473)* об отсутствии в горах Армении древнего оледенения. Все же в ряде мест следы древних ледников установлены с несомненностью.

Первые указания на существование следов обширного древнего оледенения, преимущественно в турецкой Армении, но также и в окрестностях перевала Цхра-цхаро, мы находим у В. Г. Пальгрева *(982)*. Затем К. К. Фохт *(830)* и Е. В. Круг *(444)* отметили следы ледников, в том числе и моренные отложения, в районе Годерского перевала, в верховьях истоков р. Аджарис-цхали на западной и по р. Коблиан-чай (до высоты 1280 *м*) на восточной стороне хребта, и к северу отсюда, в западной части Аджаро-Имеретинского хребта. К. К. Фохт *(831)* указывал также морены в истоках р. Боржомки, а относительно меридионально вытянутой вулканической группы Абул — Самсар он определенно говорит о типично выраженном гляциальном ландшафте всего района, с моренами, озерами и другими характерными формами. Но его краткие предварительные данные встречали возражение со стороны других геологов. В. И. Кавришвили *(350)* указывает, что в настоящее время в районе Абул—Самсар снег лежит не меньше восьми месяцев в году, а в лощинах и до следующего снега и, принимая во внимание существование в расположенных южнее более низких Мокрых горах небольшого ледничка у вершины Чатах [1], а также существование следов древнего оледенения на горе Алагезе, допускает возможность в прошлом лишь небольшого оледенения и здесь. Фотографии, приложенные к его работе, изображающие изъеденные карами вершины гор Большой Абул, Годореби и других гор Самсарской группы с напоминающими полярные области характером рельефа, заставляют думать, что утверждение К. К. Фохта имеет под собой большое основание,

Утверждение В. Тюшева *(805, 806)*, что в долине р. Аджарис-цхали почти до ее впадения в р. Чорох и на всем побережье от Батуми до долины р. Супсы имеются бесспорные следы громадного оледенения, доходившего до берега моря, категорически оспаривается другими исследователями этого района.

Нет никаких указаний относительно следов древнего оледенения для расположенной к югу от группы Абул (3300 *м*) — Самсар (3285 *м*) вулканической группы Уч-тапаляр — Большой Ах-баба (3039 *м*) и для

[1] На двухверстной карте лист XIV-16 фирновое поле показано не у горы Чатах и не у вершины горы Емликли, где ледник должен был бы скорее всего находиться, а значительно севернее, на горе Агрикар (2976 *м*), в вершине корытообразной долины р. Тоз-дух.

тянущихся восточнее Самсар в меридиональном направлении Мокрых гор (до 3200 *м*), имеющих, согласно В. И. Кавришвили *(350)*, небольшой ледничок у вершины Чатах (653 *м*). Однако хорошо переданный на одноверстной карте гляциальный характер рельефа этих горных групп заставляет думать, что здесь не только имелись ледники, но что на Ах-баба они спускались даже до подошвы гор, почти до уровня оз. Челдыр гель. На Мокрых горах они имелись, главным образом, на восточном склоне, где тоже наблюдаются корытообразная форма долин и кары у вершин гор.

Более точные сведения относительно следов древних ледников мы имеем для Алагеза (4095 *м*), на северном склоне которого А. В. Пастухов *(647)* в 1896 г. проследил морены до самой подошвы, почти до сел. Гезал-дара (2440 *м*). В 1929 г. Б. Л. Личков *(517)* наблюдал на Алагезе морены и другие следы оледенения только вблизи вершин этой горы, недалеко от современных ледников и фирнов. По Б. Л. Личкову, ледники спускались только до 2500 *м*, Очевидно, его данные относятся не к максимальной фазе последнего оледенения, а к стадиям отступания, так как корытообразные долины спускаются и ниже 2500 *м*. К. И. Паффенгольц наблюдал в долине р. Дали-чай на восточном склоне горы конечную морену последнего оледенения на высоте 2283 *м*.

Следы обширного оледенения установлены также на высоком плоском Агманганском нагорье (до 3612 *м*), тянущемся вдоль западного берега оз. Севан от р. Занги до его южного конца и близко подходящем здесь к почти таким же высоким Южно-Гокчинским горам (Алла-гель и др.). Здесь на восточном склоне массива К. Н. Паффенгольц *(650, 663)* и В. Н. Лодочников проследили остатки морен до самого берега оз. Севан у сел. Эранос. К. Н. Паффенгольц наблюдал, кроме того, древние морены и гляциальные формы на северном склоне Южногокчинского хребта *(650)*. Он же установил присутствие морен на северном склоне горы Гямыш (3740 *м*) в Мровдагском хребте, но не смог подтвердить указаний Ф. Фреха *(956)* на существование следов оледенения на северном склоне, составляющего его западное продолжение более низкого хребта Шахдагского в долине р. Терс-чай, на северо-восточном берегу озера. По наблюдениям В. Г. Грушевого (устное сообщение), мореноподобные отложения имеются к северу от этого хребта, на таком же низком хребте Памбакском в верховьях р. Чанахчи, возле горы Халаб (3028 *м*).

Относительно высокого, богатого озерами Карабахского нагорья, с которого берут начало рр. Тертер, Акяра, Базар-чай и Восточный Арпачай, с долинами, характеризующимися хорошо развитыми галечными террасами, данных до сих пор совершенно не имелось, но можно было ожидать, что и здесь будут установлены следы значительного оледенения скандинавского типа, тем более что на лежащей к северу от него горе Дали-даг (3629 *м*) К. Н. Паффенгольц обнаружил присутствие древних морен. Значительное распространение древних морен, согласно В. Г. Грушевому, имеется в Южном Карабахе в районе наиболее высокой его части, у вершин Казан-гель-даг и Капуджих (3917 *м*), на которых и сейчас все лето сохраняются пятна снега. В верховьях р. Охчи-чай В. Г. Грушевой наблюдал корытообразную форму долин и конечные морены выше сел. Охчи.

Таким образом не может подлежать никакому сомнению, что Аджаро-Армяно-Карабахская горная страна пережила значительное, вероятно многократное (см. о террасах) оледенение, интенсивность которого убывала в восточном направлении, по мере удаления от берегов Черного

моря, являвшегося и тогда, как и в настоящее время, поставщиком влаги. Но все известные в настоящее время морены относятся только к последней ледниковой эпохе. Морен более древних ледниковых эпох пока еще не известно, и потому судить о числе оледенений мы можем в настоящее время с известной долей вероятности только по числу галечных террас в долинах главных рек.

В зависимости от рельефа древнее оледенение здесь было различных типов. Наиболее характерны для Армяно-Карабахского района формы оледенения, свойственные плоским возвышенностям (скандинавский тип) и вулканическим конусам. Кроме того, имеются небольшие долинные и каровые ледники.

Аллювиальные и флювиогляциальные отложения. Аллювиальные и флювиогляциальные отложения изучены несколько лучше, чем гляциальные, но тоже очень неравномерно и далеко не достаточно. Как и на Большом Кавказе, они представлены в горных долинах речными террасами, которые по окраине горной страны, а иногда и во внутренних котловинах сливаются в широкие наклонные равнины.

Число террас в горных долинах не везде одинаково, но во всяком случае число главных террас доходит до четырех. Б. Ф. Мефферт *(563)* различает в Рионской низменности по нижнему течению рр. Хонцецхали и Квирилы три террасы: послевюрмскую, вюрмскую и рисскую. Последняя из них сохранилась отдельными клочками вдоль подножия Аджаро-Имеретинских гор.

Наибольший интерес представляют террасы р. Куры, но верхняя часть ее долины еще совершенно не исследована. С. В. Обручев *(620)* и А. М. Овчинников упоминают террасы р. Куры возле Боржоми. А. М. Овчинников различает их здесь четыре: высотой в 2—6, 10—15, 20—25 и 100—150 *м*. Самую нижнюю он определяет как современную, остальные три как вюрмскую, рисскую и миндельскую, основываясь лишь на аналогии с другими районами. Это едва ли правильно. Скорее надо думать, что здесь имеются рисская и три вюрмских террасы. С перерывами террасы прослеживаются до Мцхеты, между которой и Тбилиси они хорошо развиты (см. выше).

По нижнему течению рр. Алгета и Храми хорошо развиты две нижние террасы и сохранились участки третьей. Мощные террасы имеются и по р. Акстафе *(312)*. Дальше идет ряд второстепенных притоков р. Куры, относительно которых сведений не имеется. Лишь по р. Дзегам-чай П. С. Бернштейн *(85б)* вскользь упоминает о двух террасах, а К. Н. Паффенгольц отмечает террасы по р. Ганджа-чай *(661)*.

Значительно больший интерес представляет долина р. Тертер, изученная К. Н. Паффенгольцем, а в предгорной полосе также В. А. Приклонским *(677)* и Ф. П. Саваренским, который в районе сел. Мадагиз различает, как и К. Н. Паффенгольц, три террасы высотой над рекой в 200, 110 и 30 *м* и четвертую совсем низкую. Все террасы сложены галечниками и несут покров из суглинков, а в составе нижней имеется и вулканический пепел. Хорошо выражена терраса в 60 *м* при выходе из гор р. Кабарты.

Начиная от р. Инджа-су и до долины р. Аракса реки, выходящие с Армяно-Карабахского нагорья на равнину, образуют вдоль края гор ряд обширных конусов, сливающихся в одну наклонную равнину, тянущуюся вдоль всей северной и восточной окраин горной страны и переходящую незаметно в Куринскую низменность. По мере передвижения вдоль гор на юго-восток, к р. Араксу, наблюдаем увеличение мощности

суглинков, перекрывающих галечниковые наносы слоем, мощностью до 100 *м* и больше.

Не меньший, если не больший интерес представляет проблема террас р. Аракса, осложняющаяся наличием крупных тектонических движений по его среднему течению в четвертичное время, в связи с которыми вся долина р. Аракса от сел. Кара-кала до равнины распадается на ряд замкнутых котловин, часто весьма широких, сменяющихся теснинами. Первая такая котловина, наиболее широкая из всех, тянется от Кара-кала до Волчьих Ворот. Река здесь течет по широкой заболоченной пойме или среди невысоких террас, переходящих в обширные конусы выносов боковых притоков (Абаран, Занга, Гарни-чай, Веди-чай), образование которых, повидимому, относится преимущественно к вюрмскому времени. Впрочем, к востоку от горы Улуханлу расположена наклонная равнина более древнего происхождения, возраст которой точно не установлен. Следующая котловина тянется от Волчьих Ворот до устья р. Нахичеван-чай, ниже которого начинается Джульфинское ущелье в палеозойских породах. Эта котловина выполнена молодыми (вюрмскими) конусами выносов рр. Восточный Арпа-чай, Джагри-чай и Нахичеван-чай. Между первым и двумя последними к р. Араксу спускается наклонная равнина более древнего возраста, предположительно рисского, но возможно, что и более древняя. Дальше, до устья р. Басут-чай несколько расширений долины, выполненных конусами выносов притоков р. Аракса, чередуются с короткими теснинами.

От устья р. Басут-чай долина р. Аракса становится очень широкой. Для этой части В. П. Ренгартен, а за ним и В. Д. Тучапский и А. И. Черпцов отмечают колоссальное развитие речных наносов четвертичного времени как самого Аракса, так и его крупных притоков: Охчи-чай, Акяра, Кенделена. Они тянутся отсюда непрерывно до Куро-Араксинской равнины, где ниже Дилагарда разворачиваются в широкий дельтовый конус, состоящий из более древнего конуса, сложенного в основании галечниками и прикрытого мощными суглинками, и вложенного в него молодого конуса. Первый сливается с древними конусами выносов соседних рек и погружается под наносы Куринской низменности; второй, повидимому, с ней сливается.

В. П. Ренгартен дает для района Минджевана следующий разрез:

а) Верхняя толща галечников и слабых конгломератов, образующая крутые, почти отвесные стены в верхней части склона
б) Свита глинистых песков, то мягких, то довольно плотных, ясно-слоистых. Встречаются слои с довольно большим количеством мелкой гальки
в) Средняя свита галечников и конгломератов. Сцементированные слои встречаются часто, но они не являются правильными
г) Нижняя свита глин и глинистых песков. Породы в свежем состоянии довольно сильно уплотнены
д) Нижняя свита галечников и слабых конгломератов. Материал сравнительно мелкий. Мощность свиты не определена, так как ее основание уходит под уровень р. Аракса, а в обнажениях видн. над водой

Таким образом на основании этого разреза можно заключить, что здесь имеются три яруса террас, налегающих один на другой. Из этих же данных следует, что в течение значительной части четвертичного периода происходило опускание долины р. Аракса по отношению к Армяно-Карабахскому нагорью. На это указывает и отмечаемое В. Д. Тучапским уменьшение мощности террас рр. Акяра и Басут-чай вверх по их долинам. А. И. Черпцов и В. Д. Тучапский прибавляют к этому разрезу еще

один, наиболее высокий горизонт свиты галечников, песков и суглинков, мощностью свыше 50—60 *м*, наиболее распространенный по нижнему течению р. Охчи-чай. Но из текста отчета В. Д. Тучапского не ясно, налегает ли этот горизонт на слои, описанные В. П. Ренгартеном, или залегает выше на склоне. Во всяком случае мы имеем здесь определенное указание на существование четырех горизонтов речных галечников.

В. А. Приклонский *(676)*, различающий в северной части Мильской степи, ниже Худаферина, высокую степь и отделенную от нее резким уступом низкую степь вдоль р. Аракса, тоже говорит о трех-четырех террасах этого района, но эти террасы здесь другого характера. Высота трех нижних террас около 2,5 и 10—15 *м*. Он их относит к четвертичному времени, в то время как относительно высокой части Мильской степи, ограниченной «главным структурным уступом», он допускает и плиоценовый ее возраст.

Он приводит следующий разрез этого уступа:

1. Суглинок, местами с прослойком галечника, с наземными моллюсками
2. Галечник с песком или суглинком
3. Светлокоричневый известковистый плотный пористый суглинок
4. Рыхлый галечник с песком или суглинком, с прослойком конгломерата
5. Суглинок
6. Галечник, скрывающийся под поверхностью молодых террас, неизвестной мощности

Таким образом В. А. Приклонский различает в уступе древней наклонной равнины три слоя галечников и три слоя суглинков. Это сближает разрез В. А. Приклонского с разрезом В. П. Ренгартена в районе Минджевана, но для полной их увязки данных пока недостаточно.

Кроме долины р. Акяра, в которой хорошо развиты древние галечные террасы, вероятно флювиогляциального происхождения, особенного внимания из числа притоков р. Аракса заслуживает р. Восточный Арпачай, в долине которого К. Н. Паффенгольц *(663)* установил наличие четырех горизонтов террас, причем показал, что каждый из них несет покров из четвертичных лав иного состава. Здесь ярко намечается повторная смена образования террас и лавовых излияний как следствие периодических поднятий страны, сопровождавшихся холодными климатическими волнами. Автор ставит эти четыре яруса галечников в связь с четырьмя ледниковыми эпохами.

Делювий, пролювий, элювий. В связи с резко выраженными климатическими особенностями отдельных районов можно выделить области с преобладанием того или другого типа образований. В береговой полосе Аджарии накопления глинистого делювия и элювия, представленные красными и латеритоподобными породами, одевают мощным чехлом склоны и водоразделы, придавая им округлые очертания, причем глинистый делювий скопляется преимущественно у подножия склонов, на водоразделах же мы встречаем элювий.

Происхождение красноземов, по Б. Ф. Мефферту *(557)*, различное, и, несомненно, они представляют продукт разрушения различных пород в условиях теплого и влажного климата, причем особенно важную роль играют изверженные породы. Во внутренней части нагорья эти образования уступают место делювиально-пролювиальным образованиям суглинистого характера на высоких плато и у подножья гор и осыпям и морям скал в высокогорной зоне, где преобладает механическое выветривание, особенно сильно идущее в области вулканических накоплений. В восточной

части делювий принимает лёссовидный характер и переходит вдоль восточной окраины гор в мощную мантию делювиально-пролювиальных образований. На низменной равнине р. Куры последние уступают место аллювиальным пескам и илам Куры и других рек, частью скрываясь под ними,—покровные суглинки высоких террас и высокой части равнины между рр. Курой и Араксом (*94*, *517*, *676*, *677*, *736*).

Морские четвертичные отложения Закавказья

Бассейн Черного моря

Отложения Черного моря пользуются незначительным распространением, ограничиваясь узкой береговой полосой. Там, где море вдавалось глубже в сушу (низменность р. Рион), они перекрыты наносами Риона и других рек. В других местах они слагают морские террасы на разных высотах и могут быть подразделены на а) современные и б) древние террасы. Число и возраст последних еще не установлены окончательно (*48*, *269*, *596*, *674*), но во всяком случае можно выделить следующие четвертичные морские террасы в районе от Гагр до устья р. Ингур.

1. Послеледниковые террасы, высотой в 4, 5 и 9 *м*.

2. 15-метровая карангатская терраса А. Д. Архангельского (тирренская терраса Н. И. Андрусова), отвечающая рисс-вюрмской межледниковой эпохе. Она характеризуется следующей фауной: *Ostrea edulis* var. *adriatica* Lam., *Pecten glaber* L., *P. varius* L., *Mytilus edulis* L., *M. minimus* Poli, *M. crispus* Cont., *Arca barbata* L., *Nucula nucleus* L., *Cardium edule* L., *C. tuberculatum* L., *Venus gallina* L., *Tapes calverti* L., *Lucina lactea* L., *Mactra triangula* Renn., *Donax truncatulus* L., *Tellina exigua* Poli, *Petricola lithophage* Retz., *Solen vagina* L., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Pholas candida* L., *Nassa reticulata* L., *Cerithium scabrum* Olivi, *C. vulgatum* Brug. (*35*, *48*, *269*).

3. Терраса в 40—50 *м*, отвечающая, повидимому, миндель-рисскому времени (узунларский горизонт) и частью миндельской эпохе. Для нее характерны *Cardium edule* L., *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* Pall., *Dr.* cf. *caspia* Eichw.

Между рр. Кодор и Ингур морские террасы трудно отделимы от сливающихся с ними речных террас горной области, изученных на этом участке побережья О. Н. Михайловской (*590*). Дальше на юг береговые террасы заворачивают вдоль третичных предгорий к Ахал-Сенаки, причем наиболее низкие, включая карангатскую, повидимому, погружаются (*35*, *48*, *512*). Дальнейшее их положение в глубине Рионского залива неизвестно, и снова они появляются у подножья Аджаро-Имеретинского хребта, где они известны приблизительно от устья р. Супсы. В. Э. Ливенталь (*512*) различает в районе сел. Наруджа и Сакупре, три горизонта террас высотой в 40—60, 60—100 и 105—130 *м*, причем отмечает дислоцированность этих террас.

Отложения террасы 40—60 *м* (терраса района сел. Сакупре) сложены в основании галечником, гравием и крупнозернистым песчаником, в общем местами до 13 *м* мощности. Выше идет слой охристого мелкозернистого песка мощностью до 10—15 *м*. Возле сел. Наруджа в этой террасе найдены *Venus gallina* L., *Dreissensia polymorpha* Pall. и обломки *Cardium edule* L. Эта терраса, согласно В. Э. Ливенталю, может отвечать по характеру фауны горизонту Q^{K_2} или Q^{M_1} схемы Н. И. Андрусова, причем первое из этих двух решений вопроса о ее возрасте представляется ему более вероятным, террасу же Q^{M_1}, характеризующуюся присутствием

Cardium tuberculatum L. и *Tapes calverti* L. (тирренскую террасу Н. И. Андрусова), он, согласно с последним, считает погрузившейся под уровень современного моря на всем протяжении от Гудаут до Батуми, но категорически отрицает ее тождество с тирренской террасой Средиземного моря.

Еще более высокая терраса относится, повидимому, уже к верхнему плиоцену *(341)*.

Береговые линии, отвечающие двум последним ледниковым эпохам, — вюрмской и рисской, как показывают наблюдения в районе рр. Кодора и Ингура, находятся в настоящее время под уровнем моря.

Бассейн Каспийского моря

Если черноморские трансгрессии четвертичного времени проникали сравнительно недалеко внутрь суши (по Рионской низменности не более 40—50 *км*), то каспийские трансгрессии захватывали громадные пространства Восточного Закавказья, проникая по долине р. Куры свыше 250 *км* до устья р. Алазани, но в настоящее время они почти везде перекрыты континентальными отложениями и выступают на поверхность лишь небольшими участками.

1. Первая по времени четвертичная трансгрессия, бакинская, захватила наибольшую площадь. Она проникла по долине р. Куры почти до устья р. Алазани, в районе которого бакинские отложения известны на восточном окончании хребта Боз-даг. В районе устья р. Алазани бакинские отложения переходят в континентальные аналоги — дислоцированные конгломераты, наблюдающиеся в ряде мест степей Ширакской, Эльдарской и др., в резко несогласном залегании на третичных породах *(445)*. От устья р. Алазани северная граница трансгрессии идет почти прямо на восток вдоль подножья восточного продолжения Кахетинско-Ширакских возвышенностей и, достигнув р. Аг-су, сворачивает в юго-восточном направлении на Аджи-кабул. Отсюда она, огибая восточное окончание Кавказа и глубоко вдаваясь в глубь долин рр. Пирсагат, Джейран-кечмас и Дженги-чай, идет широкой полосой на северо-восток, к ст. Ялама, и оттуда узкой террасой до выхода из гор р. Бельбеля-чай. Абсолютная высота террасы в разных частях различна и доходит до 277 *м* (303 *м* над Каспием). Д. В. Голубятников *(253, 256)* подразделяет бакинские слои на три яруса:

a) Верхнебакинский, с *Didacna rudis* N a l.

b) Среднебакинский, с *Didacna rudis* N a l., *Dreissensia pontocaspica* A n d r., *Dr. rostriformis* D e s h., *Neritina danubialis* M ü h l f., *Micromelania curta* N a l., *Lymnaeus* sp., *Corbicula* sp.

c) Нижнебакинский, с *Didacna catillus* E i c h w,. *D. parvula* N a l., *D. rudis* var. *v a r i a* N a l., *Dreissensia polymorpha* P a l l., *Dr. rostriformis* D e s h., *Neritina fluviatilis* L., *Micromelania curta* N a l.

Южная граница бакинской трансгрессии неизвестна. Только в одном месте, на границе Муганской степи с высокой террасой правобережья р. Аракса В. А. Приклонский указывает выход отложений бакинского возраста *(676)*.

2. Отложения среднего яруса древнекаспийского времени занимают несколько меньшую площадь. Эта трансгрессия, видимо отвечающая рисс-вюрмскому времени, держалась внутри границ предыдущей. Ее отложения наиболее распространены широкой полосой вдоль уступа бакинской террасы от р. Аг-су до Баку и в центральной части Апшеронского

полуострова, образуя третью и четвертую террасы (+68 *м* и +105—130 *м* над Каспием), отвечающие, как показал В. В. Вебер *(196)*, двум подъярусам, разделенным несогласием. Четвертая терраса характеризуется присутствием *Didacna surachanica* Andr., *Dreissensia polymorpha* Pall. и *Dr. ponto-caspica* Andr., третья терраса — присутствием *Didacna crassa* Nal. (non Eichw.), *D. surachanica* Andr., переходной формой от *D. crassa* Nal. к *D. surachanica Andr*,. *D. rudis* Nal., *D. baeri* Grimm., *D. post-carditoides* Nal., *D. vulgaris* Andr., формой переходной от *D. vulgaris* Andr. к *D. surachanica* Andr., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. ponto-caspica* Andr.

3. Отложения верхнего древнекаспийского яруса, которые отвечают последней большой трансгрессии, падающей на конец последнего оледенения, захватывают почти такую же площадь. Им отвечает вторая терраса (до +21 *м*). Характерны *Didacna trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides* Nal., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. ponto-caspica* Andr. *(196, 197, 253, 256)*. Наиболее распространены обнажения этой трансгрессии вдоль берега Каспийского моря, особенно на Апшеронском полуострове и к югу от Алят до Сальян. В долине р. Куры они скрыты под новейшими континентальными наносами и, согласно В. А. Приклонскому, обнажаются только в районе Мильской степи, вдоль северо-восточной границы древних террас между рр. Араксом и Каркар-чай.

Последующие трансгрессии были совсем незначительны и отмечаются современными морскими отложениями первой террасы между высотами — 26,2 *м* (уровень Каспия) и — 17 *м* с фауной *Cardium edule* L.

Глава четвертая

ВУЛКАНИЗМ ЗАКАВКАЗЬЯ

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

Процессы вулканизма на территории Восточного Закавказья отчетливо устанавливаются уже для различных моментов палеозоя. Следующие за палеозоем проявления вулканизма наблюдаются в юрское, меловое, палеогеновое, неогеновое и нижнечетвертичное время.

Геологические, а следовательно, и магматические циклы могут обозначаться названием соответствующих им фаз орогении, но поскольку нельзя ограничивать вулканизм рамками только той или иной фазы, лучше применить более общие названия для каждого цикла. Поэтому ниже описаны следующие циклы: палеозойский, юрский, меловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

В химизме магматических пород, сопровождающих литогенезис всех циклов, доминирующее значение имеют эффузивы средней кислотности, которые лишь в верхнелейасовое время уступают место кварцевым порфирам, а в среднеолигоценовое время — липаритам. В глубинных интрузиях магм выдерживается от начала до конца гранодиоритовый состав с преобладанием гранодиоритов и кварцевых диоритов над нормальными калиевыми гранитами и с местными появлениями в интрузиях сиенитовых разностей. Диссонансом в последовательности указанного ряда пород служит появление в среднеэоценовое время ультраосновных интрузивных пород. Однако последние связываются с первыми целым рядом промежуточных разностей.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

В бассейне р. Храми, в районе сел. Розендорф (б. Александерсгильф), еще по исследованиям Г. Абиха *(889)* и Г. Г. Цулукидзе *(836)*, были известны «древние» граниты, идентичные таковым района Сурамского перевала. Летом 1930 г. верховья р. Храми посетил С. И. Ильин *(337)*, привезший оттуда несколько образцов указанных гранитов. Макроскопически и микроскопически эти граниты не отличаются от таковых, описанных К. Н. Паффенгольцем *(653)*, а впоследствии и С. П. Соловьевым для бассейна рр. Малки и Мушта на Северном Кавказе. Последним гранитам (гранодиоритам) приписывается на основании известных до сего времени фактов нижнепалеозойский (?) возраст. В какие породы интрудировали граниты р. Храми, к сожалению, неизвестно, так как они перекрыты трансгрессивно сеноманом.

В 30—35 *км* к юго-востоку от сел. Розендорф, в районе Чатахского железорудного месторождения, по исследованиям К. Е. Габуния, известны большие выходы гранитов, которым указанный автор склонен приписывать палеозойский возраст, аналогично вышеупомянутым гранитам р. Храми. Однако, на основании геологической карты Чатахского

района указанного автора, приложенной к его предварительному отчету, категорического вывода о возрасте этих гранитов сделать нельзя.

В центральной части Восточного Закавказья, по северо-восточному побережью оз. Севан и в верховье р. Калакент-чай, К. Н. Паффенгольцем *(650)* были встречены в конгломерате основания верхнего турона гальки змеевиков. Коренных выходов этих змеевиков нигде до сих пор в окружающем районе не встречено, но несомненно, что издалека они не могли быть принесены. Змеевики эти могут быть сопоставлены лишь с змеевиками бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе, для которых В. Н. Робинсон *(712)* установил пермский возраст. Исходя из сказанного, можно сделать предположение, что кислые интрузии низов палеозоя к концу его сменяются основными породами пироксенитовой магмы.

ЮРСКИЙ ЦИКЛ

Огромные толщи нижней и средней юры составлены в главной своей части вулканогенными породами: порфиритовыми лавами, туфами, туфогенными песчаниками с редкими прослоями известковистых песчаников. В лавах и сопровождающих их брекчиях и туфах наблюдается большое разнообразие: миндалекаменные, плотные, шаровые, брекчиевидные по текстуре породы, стекловатые или значительно раскристаллизованные (в зависимости от положения по вертикали в потоке), плагиоклазовые, пироксеновые и т. п., преимущественно темных оттенков, в зависимости от стадии разложения и степени выветрелости (темные, зеленоватые, бурые, красные и белые). Среди туфов встречаются как агломератовые так и кристаллические разности.

Необходимо отметить некоторые особенности излияния лав этой эпохи. Бóльшая часть эффузий происходила под водой на дне моря. Это наложило и особый отпечаток на облик лав и сопровождающих их разновидностей: шаровые лавы, миндалекаменные текстуры, агломератовые лавы, обогащенные хлоритом и эпидотом разности неизменно присутствуют всюду вместе с этими лавами. В некоторых районах Восточного Закавказья (Дашкесан, Аллаверды) мощные и частые излияния лав сменяются нередко туфогенными и нормальными осадочными породами как по вертикали, так и по простиранию; поэтому можно заключить, что в это время происходили колебания морского дна с осушением отдельных его участков. Местами определенно намечается близость берега: например, в районе сел. Заглик в алунитовой толще встречаются окремнелые куски дерева, которые могли быть снесены лишь с близлежавшей суши. В Дашкесанском же районе интересно соотношение среднеюрских толщ порфиритовых туфобрекчий и нормальных осадочных пород, представленных главным образом песчаниками. Породы первой толщи слагают северное крыло синклинали, а последние — южное крыло. Ядро синклинали сложено известняками верхней юры, перекрытыми вновь вулканогенной толщей уже верхнеюрского возраста. Излияние порфиритов, очевидно, шло по трещине, по которой ныне проходит ось синклинали; этой же трещиной воспользовались и верхнеюрские эффузивы, и, наконец, в третичное время внедрились гранодиориты, залегающие в ядре синклинали. Море было, очевидно, к югу (юго-западу) от линии, по которой расположены селения Заглик — Дастафур, потому что по этой линии происходит выклинивание известняков; к югу же от этой линии мощность их увеличивается; здесь они подстилаются песчаниками, а на севере — порфиритами. Вообще центры извержений перемещались, и далеко не всюду их удается наметить с большей или меньшей определенностью.

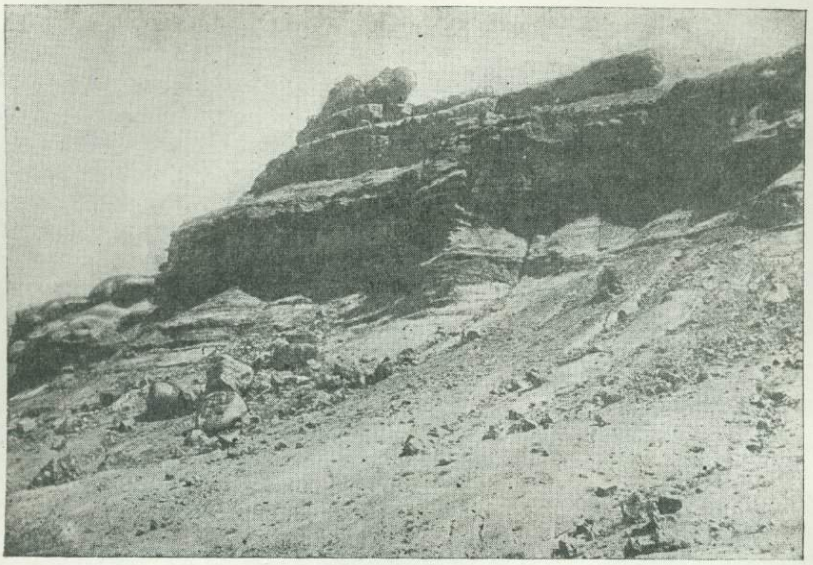


Фото 7. Вулканогенный олигоцен в районе города Джульфы.
Фото К. Н. Паффенгольда

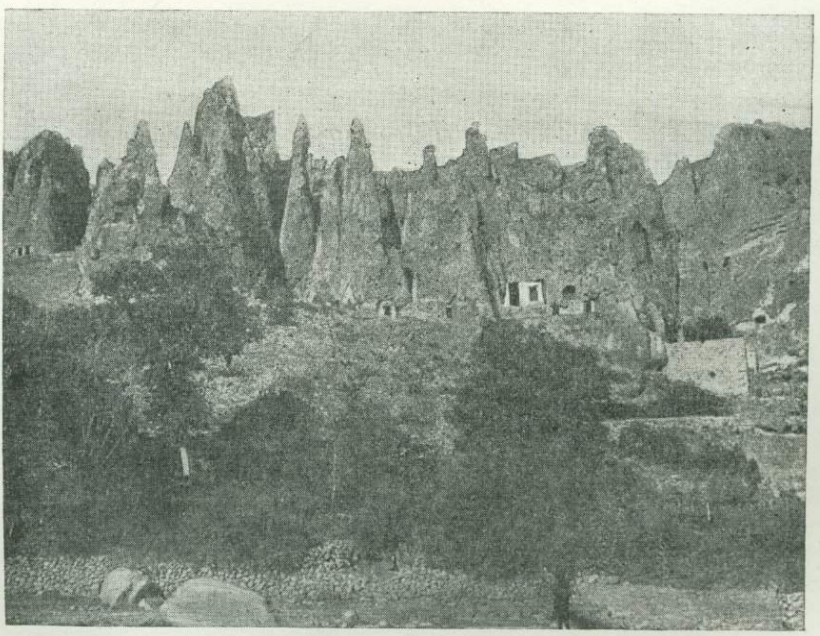


Фото 8. Окрестности города Горис, ССР Армения. Формы выветривания вулканогенного олигоцена.
Фото В. И. Славина.

Из анализа всех вулканогенных толщ нижней и средней юры можно вывести заключение, что в нижней юре мало туфогенных разностей; в средней же юре они довольно часты. Кислотность также меняется: на юге, в районе Джульфинского ущелья, по данным П. Бонне *(927)*, лейасовые эффузивы представлены базальтами (?), а в бассейне р. Хачикчай — кварцевыми порфирами. К концу лейаса всюду в Восточном Закавказье эффузивы выражены кварцевыми порфирами. Средняя юра представлена всюду почти однотипными порфиритами и их обломочными разностями средней основности.

Интересно отметить, что западнее района Джульфы в пределах Армении вулканогенная юра не констатирована.

Время от верхов келловея до титона включительно было, повидимому, периодом покоя вулканической деятельности; лишь в одном пункте — в районе Дашкесана *(889)* имел место взрыв вулканической деятельности в верхах (?) титона (свита горы Кунак-гермас).

МЕЛОВОЙ ЦИКЛ

В верхнеюрское (верхнетитонское) или нижнемеловое время произошло, очевидно, внедрение гранодиоритовых интрузий района Мисханы и Мехманы, т. е. пород, родственных по химизму порфиритовым породам вышеуказанной верхнеюрской свиты горы Кунак-гермас. В нижнемеловое время вулканическая деятельность почти не проявлялась[1]. Возобновление ее начинается с сеномана и достигает наибольшей силы в туроне *(649)*; слабые вспышки ее были в верхах альба, в отложениях которого в бассейне нижнего течения р. Тертера встречен туфогенный материал. Громадным развитием вулканогенный турон пользуется в районе Иджеван-Кульп *(649)*, в Кировабадском районе *(661)*, бассейне р. Тертера и по северо-восточному побережью оз. Гокчи (Севан) *(650)*.

Вулканогенная толща верхнего мела представлена в северной части Восточного Закавказья различными порфиритами и их обломочными разностями, а в центральной части нагорья (в бассейне оз. Севан и р. Тертера) — более основными разностями диабазового типа.

Сенон представлен всюду в известняково-мергельной фации; все же в нем нередко встречаются прослои килоподобных глин *(395)*, являющихся продуктом изменения вулканических пеплов. Последнее свидетельствует о слабых вспышках вулканической деятельности и в течение сенонского времени; вернее, она теплилась все сенонское время, чтобы опять проявиться полностью в палеогене[2].

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЦИКЛ

Вулканическая деятельность проявляется в палеогеновое время с огромной силой, начиная с среднего эоцена *(649)* и кончая верхним олигоценом. Местами, например, в бассейне р. Восточный Арпа-чай, вулканическая деятельность, хотя и слабо, проявляется уже с низов эоцена.

---

[1] В. П. Ренгартен указывает в Зангезуре и Нагорном Карабахе туфогенные накопления в валанжине — готериве, апте и верхнем альбе.

[2] По новейшим исследованиям В. П. Ренгартена, вулканогенные отложения нижнего сенона имеют большое распространение в юго-восточной оконечности Малого Кавказа. Повидимому, в бассейне р. Тертера и по северному побережью оз. Севан развиты не туронские, а нижнесенонские вулканогенные породы. (*Ред.*).

Огромные толщи эоцена и олигоцена сложены в главной своей части вулканогенными породами: порфиритами (андезитами), их обломочными и туфовыми разностями, а также более кислыми породами — липаритами, обсидианами и промежуточными (переходными) разностями от андезитов до липаритов.

В верхнеэоценовое время произошло внедрение основных пород пироксенитового и габбрового типа, проявляющихся вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, в бассейне рр. Тертера и Акера-чай. Интересно отметить, что указанные породы проявляются в местах нахождения более основных, чем на севере, пород туронской (возможно даже нижнесенонской) вулканогенной толщи (диабазовые порфириты и диабазы). Вулканогенная толща олигоцена имеет исключительное развитие в южной части бассейна оз. Севан и слагает все водораздельное пространство между этим бассейном и рр. Тертер, Восточный Арпа-чай, Базар-чай, Гарни-чай и Веди-чай. К западо-юго-западу от указанной области, в районе сел. Охчаберд (Охча-барт), затем к востоку, в бассейне правых вершин р. Тертера, вулканогенные породы олигоцена по простиранию переходят в типичные осадочные породы с морской фауной *(887)*. Очевидно, центры излияний не перемещались за пределы указанных районов.

НЕОГЕНОВЫЙ ЦИКЛ

В верхнеолигоценовое или в нижнемиоценовое время во всем Закавказье имело место внедрение интрузий гранодиоритовой магмы *(661)*. С этими породами связано большинство полиметаллических рудных месторождений Закавказья. Далее все неогеновое время было периодом относительного покоя вулканической деятельности; слабые вспышки ее были лишь в акчагыле и апшероне, о чем свидетельствуют вулканические пеплы, прослаивающие местами породы указанных ярусов *(845)*.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЦИКЛ

Четвертичное время начинается новым взрывом вулканической деятельности, последовавшим за валашской орогенической фазой, и дальнейшими эпейрогеническими движениями *(663)*. В четвертичный период в Восточном Закавказье изливались исключительно андезито-базальты в широком смысле этого слова *(663)*. Интересно отметить, что лавы не сопровождались рыхлыми продуктами извержений.

* * *

Рассмотрение вулканизма Восточного Закавказья приводит к следующим выводам:

1. Вулканизм проявляется во всех циклах, причем наибольшим развитием он пользуется в юрское, верхнемеловое и палеогеновое время.
2. В палеозое наблюдаются лишь интрузивные породы, в виде гранитов (гранодиоритов) в нижнем палеозое и ультраосновных пород в верхнем палеозое (перми).
3. Излияния в нижнелейасовое время начинаются основными и кислыми лавами; эти излияния происходили большей частью на дне моря и захватывали огромные площади. Несомненно, магма лав имела сообщение с огромными очагами, так как излияния их покрыли громадные площади, и магма слабо диференцирована.

Характер излияния был, несомненно, трещинный; излияния происходили спокойно на больших протяжениях, хотя в отдельных районах можно предполагать наличие настоящих вулканов центрального типа, сопровождавшихся значительными вулканическими выбросами. Может быть, местами существовал и ряд вулканов, расположенных на одной трещине.

4. В верхнемеловое время характер излияний был преимущественно центральный, через жерло вулканов (нэк у сел. Пипис в Казахском районе). Состав лав несколько отличается от юрских: наблюдается чрезвычайное изобилие брекчий, кристаллических и агломератовых туфов.

5. В палеогеновое время характер излияний был преимущественно трещинный, хотя местами были и отдельные вулканы центрального типа. Наблюдается большое количество как лав, так и рыхлых продуктов извержений. В нижнепалеогеновое время происходит внедрение интрузий основных и ультраосновных пород центральной части Восточного Закавказья. В конце палеогена происходит внедрение интрузий гранодиоритов.

6. В неогеновое время существовали лишь отдельные вулканы центрального типа, дававшие преимущественно рыхлые продукты извержения в виде вулканического пепла.

7. Излияния четвертичного времени были все центрального типа.

8. Первые фазы интрузий и эффузий, несомненно, сопровождали складчатость; магма интрудировала под большим давлением, внедряясь между отдельными формациями по различным путям.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Древнейшие глубинные породы на территории Закавказья выходят на поверхность в трех зонах: в Главном хребте, в Дзирульском массиве и в Борчалинском районе, в так называемой Сомхетской подзоне.

В основном эти породы представлены гранитами или гранодиоритами; весьма подчиненную роль играют основные породы (габбро) и ультраосновные (перидотиты, превращенные в серпентиниты). В возрастном отношении мы различаем здесь докембрийские и древнепалеозойские (каледонские) интрузии.

ГРАНИТЫ

Зона Главного хребта

В Главном хребте граниты развиты главным образом на северном склоне, на южном же, гораздо круче обрывающемся склоне на территории Закавказья, они обнажаются лишь узкой полосой от Мамиссонского перевала до верховьев р. Мзымты.

Обособленное положение занимает в этой зоне Дарьяльский выход по р. Тереку.

Лучше всего изучен в петрографическом и геотектоническом отношениях Дарьяльский массив (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Беляшкин, В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц и др.). Для промежутка от Мамиссонского перевала до верховьев р. Цхенис-цхали, т. е. в верховьях р. Рион и его притоков, данные для освещения геологических условий

и петрографии имеются в работах Э. Фавра, Э. Фурнье, П. П. Пятницкого *(686)*, Г. М. Смирнова *(762)*, Л. К. Конюшевского *(420)*, Л. А. Варданянца *(143)* и И. Г. Кузнецова *(453, 454, 462)*.

Геотектоническое положение гранитов отчетливо выяснено на этом протяжении работами И. Г. Кузнецова, являющимися основанием для дальнейших интерполяций в почти неисследованной Сванетии.

Для Верхней Сванетии, от верховьев р. Цхенис-цхали до р. Накры, правого притока р. Ингур, имеются лишь отрывочные старые данные Э. Фавра, Э. Фурнье, С. Симоновича и П. П. Пятницкого, содержащие отчасти ошибочные представления как в отношении возраста, так и тектонического положения гранитов. По долинам рр. Накры и Ненскрыры выполнены детальные работы Г. П. Агалиным, результаты которых еще не опубликованы. Для верховьев р. Чхалты имеются только старые данные маршрутных наблюдений И. В. Мушкетова *(615)*, а далее к западу граниты и весь древний кристаллический комплекс лишь только окантурен с юга Л. К. Конюшевским (423). Работы 1933 и 1934 гг. экспедиции Академии наук СССР в верховьях р. Кодор, повидимому, дали много нового по петрографии древних кристаллических пород этой части южного склона Главного хребта. Пока опубликовано еще немногое *(81, 82)*.

Дарьяльские граниты

Выход гранитов в Дарьяльском ущелье по р. Тереку представляет тектонический выступ — глыбу, обнажающуюся в горстообразном поднятии *(138, 699)*, ограниченном с севера и юга разрывами. Узкая полоса нижнеюрских осадков разделяет на поверхности этот выступ на два небольших глыбовых массива: собственно Дарьяльский и Гвилетский. Нижнелейасовые осадки кистинской свиты *(699)*, имея в основании конгломераты и песчаники, трансгрессивно налегают на граниты[1]. Последние, по данным Д. С. Белянкина *(83)* и В. П. Ренгартена *(699)* и на основании данных, полученных И. Г. Кузнецовым при просмотре образцов и шлифов из их коллекций, оказываются сильно раздавленными, раздробленными и милонитизированными; сколько-нибудь нормальных свежих гранитов здесь почти не наблюдается, тогда как типичные милониты имеют широкое распространение.

Дарьяльские граниты представляют собой серые или зеленовато-серые (от хлорита, замещающего темную слюду) среднезернистые породы; по существенному преобладанию плагиоклаза над кали-натровым полевым шпатом, представленным микроклином, они должны быть отнесены к гранодиоритам. Оба массива испещрены дайками диабазов *(83, 699)*.

Дарьяльский массив прослеживается на запад (километров на пять), от р. Терека до верховьев рч. Чач, и сменяется далее к западу, равно как и к востоку, сплошным полем развития нижнеюрских осадков.

Южный склон Главного хребта

Главный хребет очень круто обрывается к югу, слагающие его от Мамиссонского перевала до верховьев р. Мзымты древние кристаллические породы обрезаются системой крупных разрывов и, будучи подняты,

[1] Местами сохранились еще остатки палеозойских кварцево-эпидотовых и оттрелитовых сланцев. В. П. Ренгартен *(234)* и Л. А. Варданянц, Оттрелит из Центрального Кавказа (Зап. Всеросс. Минер. общ., 2 сер., часть 67, вып. 4, 1938, стр. 623—626). *(Ред.)*.

надвигаются на мезозойские осадки южного склона. Вследствие этого на территорию Закавказья приходится лишь узкая полоса древних гранитов. Только в Сванетии по правым притокам р. Ингур — рр. Накре и Ненскрыре — и отчасти еще в верховьях р. Кодор — по рр. Секену и Клычу — эта полоса заметно расширяется.

Между упомянутыми выше разрывами вдоль южного склона Главного хребта местами оказываются зажатыми в виде тектонических клиньев юрские осадки, а граниты обнажаются в таких случаях в двух полосах. Очень отчетливо такое строение установлено И. Г. Кузнецовым в верховьях р. Чвешури, левого притока р. Рион *(453)*; такое же повторение выходов гранитов и вследствие тех же причин устанавливается, по данным маршрутных наблюдений П. П. Пятницкого *(686)*, по правым притокам р. Мулхры в Верхней Сванетии.

Наблюдается и обратное явление. Далеко к востоку от последних выходов гранитов на Главном хребте, в Кахетии, среди сплошного поля нижнеюрских осадков, вдоль линий разрывов, появляются узкие тектонические клинья, содержащие милонитизированные граниты *(149, 163)*; это, очевидно, сколотые и увлеченные кверху обломки древнего кристаллического субстрата, состав которых свидетельствует о распространении древних гранитов на значительную глубину от их выходов на поверхность.

Вмещающими граниты породами в Главном хребте являются исключительно кристаллические сланцы, относимые к древнему докембрию. К востоку от горы Ушбы они в значительной мере удалены эрозией, и только лишь отдельные пачки и ксенолиты их сохранились среди гранитов. К западу от горы Ушбы до верховьев р. Чхалты кровля гранитной интрузии сохранилась больше. По данным Г. П. Агалина, по рр. Накре и Ненскрыре граниты образуют густую инъекцию в кристаллических сланцах, превращенных здесь в мигматиты.

На южном склоне Главного хребта вскрытие эрозией гранитной интрузии произошло еще в доюрское время. Трансгрессивное налегание нижнеюрских осадков, начинающихся конгломератом, по И. Г. Кузнецову *(453, 454)*, наблюдается на южном склоне горы Эдена в верховьях р. Рион и несколько восточнее — в верховьях р. Чвешури. Такое же соотношение нижней юры и гранитов, судя по краткому описанию П. П. Пятницкого *(686)*, должно иметь место по правым притокам р. Мульхры в Сванетии. Эти данные, равно как и отмеченные в Дарьяльском массиве соотношения нижней юры и гранитов, указывают на доюрский возраст последних. Прежние, основанные на недостаточных наблюдениях представления о послеюрском возрасте *(762)* гранитов Главного хребта оказались ошибочными. В настоящее время мы относим интрузии серых гранитов Главного хребта к докембрию; соответствующие данные и соображения по этому вопросу приводятся И. Г. Кузнецовым. В основном они сводятся к следующему. Из целого ряда трансгрессивно на гранитах залегающих палеозойских и мезозойских осадков древнейшими являются нижнекарбоновые, содержащие вместе с тем и гальку гранитов. Ни в одном случае не наблюдалось внедрения серых гранитов в древнепалеозойские (в том числе и кембрийские) осадки, развитые в непосредственной к ним близости. Вмещающими серые граниты породами во всех случаях являются исключительно докембрийские кристаллические сланцы.

Граниты Главного хребта представляют серого цвета средне-, реже, крупнозернистые породы главным образом порфировидной структуры,

Они состоят из кварца, кислого плагиоклаза, микроклина и темной слюды; последняя, впрочем, часто оказывается замещенной хлоритом, отчего породы приобретают зеленоватый оттенок. Порфировидные выделения представлены микроклином или микроклин-микропертитом; в большинстве случаев плагиоклаз количественно преобладает над микроклином, так что породы в массе приближаются к слюдяным гранодиоритам. Вследствие того, что с докембрийского времени они многократно подвергались тектоническим воздействиям, они обладают обычно резко выраженной катакластической текстурой, а вдоль линий разрывов это сильно дробленые породы или даже типичные милониты. Часто граниты Главного хребта имеют признаки параллельной текстуры; в одних случаях это выражается в однообразной ориентировке удлиненных порфировидных выделений микроклина, в других — в параллельной ориентировке биотита (или вторичного хлорита); в последних случаях граниты приобретают гнейсовидную текстуру и получают в литературе название гнейсовидных гранитов, гнейсо-гранитов и т. д.

Связанные с гранитами Главного хребта пегматитовые жилы совсем не изучены, не установлены и районы их концентрации; по аналогии с Северным Кавказом и с Дзирульским массивом можно ожидать и в гранитных пегматитах Главного хребта присутствия таких минералов, как касситерит, колумбит, танталит, ортит, берилл и т. п.

Роль гранитов в металлогении южного склона Главного хребта совсем не освещена. В тех районах, где над гранитами сохранилась их кровля — кристаллические сланцы, — можно ожидать нахождения рудных месторождений, содержащих мышьяк, золото, молибден, цветные металлы. В районе к западу от горы Ушбы указанные благоприятные условия имеются на-лицо.

Дзирульский массив

Выходы древних гранитов занимают здесь площадь около 1200 *кв. км*, прослеживаясь с востока на запад приблизительно на 60 *км*, а с севера на юг — на 30 *км*. В морфологическом отношении массив представляет расчлененное притоками рр. Куры и Риона плато, слабо наклоненное к югу, и вместе с тем пониженную зону по сравнению со смежными к северу и к югу отсюда расположенными хребтами. В геотектоническом отношении это горстообразный, ограниченный с юга и с севера разрывами выступ древнего кристаллического фундамента; будучи наклонен к западу, он погружается в этом направлении под меловые и третичные отложения; с востока массив, повидимому, также обрезан разрывом: выходы древних пород в этом направлении резко сменяются миоценовыми и четвертичными отложениями, слагающими Горийскую наклонную равнину.

Граниты Дзирульского массива многократно в течение ряда геологических периодов подвергались эрозии и столь же многократно перекрывались осадочными породами. На них трансгрессивно налегают в разных местах отложения нижнего лейаса, среднего лейаса, повидимому байоса, нижнего мела, верхнего мела (турона), чокрака, караганских слоев, нижнего сармата. Покрышка докембрийских кристаллических сланцев и палеозойских отложений была здесь уничтожена эрозией еще в доюрское время; только местами, в узких зонах погружения, среди гранитов сохранились остатки докембрийских сланцев и древнепалеозойских осадков.

В Дзирульском массиве развиты граниты серые и красные; они различаются между собой не только по внешнему виду, но и по количественно-минералогическому составу и возрасту.

Серые граниты наиболее широко распространены, именно они и слагают в основном Дзирульский массив. По внешнему виду, по структурным и текстурным разновидностям и по минералогическому составу серые граниты Дзирульского массива повторяют собою граниты Главного хребта. Не повторяя их описания, укажем лишь их минералогический состав *(479)*.

Эго — биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты, по преобладанию плагиоклаза над микроклином приближающиеся к гранодиоритам, а иногда даже к кварцевым диоритам. Полное тождество серых гранитов Дзирульского массива, с одной стороны, и Главного хребта—с другой, подчеркивается еще тем, что вмещающими граниты породами и в том и в другом случае являлись кристаллические сланцы докембрия (гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты), именно эти породы и притом только они встречаются как в виде ксенолитов, так и в виде мощных пачек среди серых гранитов.

Красные граниты имеют значительно меньшее распространение по сравнению с серыми. От последних, помимо цвета, они отличаются большей щелочностью, проявляющейся в преобладании микроклина над плагиоклазом, и содержанием наряду с биотитом зеленой роговой обманки, хотя бы и изредка встречающейся. По возрасту красные граниты моложе серых, они образуют в последних в юго-западной части массива, по данным Е. В. Кузнецовой *(479)*, дайки, иногда сложно ветвящиеся. Кроме того, генетически связанные с красными гранитами аплиты и пегматиты *(479)* одинаково секут как красные, так и серые граниты. Красные граниты и гранит-аплиты оказываются моложе тех метаморфических сланцев, которым в восточной части массива подчинены нижнекембрийские мраморы с археоциатами, и которые также надо относить к кембрию (в районе селений Цнелиси и Чорчаны упомянутые граниты и аплиты образуют дайки, секущие метаморфические сланцы).

Сопоставление древнейших кристаллических пород Главного хребта с породами Дзирульского массива позволило И. Г. Кузнецову *(459)* сделать тот вывод, что и в том и в другом случае мы имеем дело с одними и теми же комплексами пород как магматических, так и метаморфических, и что Дзирульский массив еще во время нижнего палеозоя представлял единое в геологическом смысле целое с тем кристаллическим субстратом, который образует теперь выступ в Главном хребте. Серые граниты Дзирульского массива соответствуют таковым же Главного хребта и должны быть отнесены к докембрию, а красные дзирульские граниты, являясь нижнепалеозойскими (каледонскими), по всем данным вполне соответствуют так называемым северным, красным же гранитам Северного Кавказа[1]. Д. С. Белянкин считает *(82)*, что пока еще недостаточно данных для столь резкого возрастного разграничения двух типов гранитов Дзирульского массива, но указывает, что параллелизация последних с центральнокавказскими гранитами находит себе подтверж-

[1] По вопросу о разграничении по возрасту гранитов Дзирульского массива см. также новейшую работу Г. Заридзе, «Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве», Бюллетень геолог. ин-та Грузии, Тбилиси, 1938, т. IV, вып. 1, стр. 1—109, 30 рис., 2 табл.

дение в количественно-минералогическом составе тех и других пород:

Минералы	Квирильский гранит (%)	Центральнокавказский грани (%)
Кварц	40	34,5
Микроклин	17	16,5
Плагиоклаз № 25 . . .	36	38,0
Биотит	4	8,5
Мусковит	3	2,0

Сопоставление минералогического состава дзирульских и центральнокавказских аплитов указывает также на параллелизм этих пород; обратившая на себя внимание Д. С. Белянкина «крайняя бедность анортитовой молекулой у лопанского (дзирульского) аплита» объясняется, по мнению И. Г. Кузнецова, тем, что лопанский аплит представляет дериват красных дзирульских гранитов, тогда как центральнокавказский аплит принадлежит к интрузии серых гранитов.

С красными гранитами в Дзирульском массиве, кроме аплитов, связаны пегматитовые жилы, описанию которых посвящена статья Е. В. Кузнецовой *(479)*. Особенно большая концентрация пегматитовых жил наблюдается по среднему течению р. Дзирулы в районе сел. Шроша. Здесь в них установлены редкие минералы — берилл, колумбит, бертрандит, ортит, касситерит, в шлихах обнаружен монацит, также, очевидно, происходящий из пегматитовых жил; в одном случае встречен в них молибденит.

Серые и красные граниты, а также связанные с ними аплиты и пегматиты пересекаются в Дзирульском массиве дайками диабазов, порфиритов и кварцевых порфиров, возраст которых не известен; возможно, эти дайки представляют корни юрских эффузивов.

Сомхетский массив

Сомхетский массив изучен еще менее Дзирульского. От последнего он отделен складчатой зоной нижнетретичных и верхнемеловых осадков Триалетского хребта. Выходы гранитов имеются здесь по р. Храми к юго-западу от города Манглиса и в Чатахском районе в верховьях рч. Хачинчай притока р. Храми.

По р. Храми граниты впервые обнажаются по меридиональному колену реки между селениями Ташбаш и Розенберг и прослеживаются к востоку несколько далее сел. Какмани. Общая площадь выходов равна примерно 200 *кв. км*.

Граниты слюдяные то серого, то розового или даже мясокрасного цвета; по структуре это то крупнозернистые (розовые), то средне- и мелкозернистые (светлосерые) порфировидные или равномернозернистые породы *(337)*. По составу они вполне соответствуют гранитам Главного хребта и Дзирульского массива; состоя из кварца, плагиоклаза, микроклина и слюды, они приближаются по преобладанию плагиоклаза над микроклином к слюдяным гранодиоритам.

На размытой поверхности гранитов по южному краю выходов на них налегают туфогенная (сеноман и турон) и мергельно-известняковая (сенон) свиты верхнего мела, а с запада, севера и востока выходы гранитов скрываются под четвертичными эффузивами, спускающимися сюда с Ахалкалакского вулканического плато.

Таким образом граниты р. Храми лишены уже своей кровли, причем эрозия имела здесь место еще до верхнего мела и даже до юры, о чем

можно судить по Чатахскому району. Все же какие-то ничтожные остатки кровли встречаются в виде редких глыб слюдяных гнейсов, о чем имеются устные сведения от С. С. Кузнецова.

Чатахские выходы

Километрах в 30—35 к юго-юго-востоку от выходов гранитов по р. Храми и в 50—55 *км* к юго-западу от Тбилиси по рч. Лок-чай, левой ветви р. Хачин-чай, впадающей в свою очередь справа в р. Храми, обнажаются на площади около 60—80 *кв. км* древние граниты. Местами среди них сохранились незначительные остатки метаморфических пород докембрия или древнего палеозоя. На размытой поверхности гранитов залегает порфиритовая туфогенная свита нижней или средней юры, причем местами в основании последней имеются конгломераты.

Граниты серые или красноватые, средне- или крупнозернистого сложения; по составу они не отличаются от гранитов р. Храми и Дзирульского массива, это слюдяные микроклиново-плагиоклазовые породы, приближающиеся к гранодиоритам.

По рч. Перпинджан-чай, правой ветви р. Хачин-чай, к востоку от указанного выхода в тех же геологических условиях снова обнажаются также, повидимому, древние граниты на площади около 5 *кв. км*.

Район этот еще недостаточно изучен, и не всюду древние граниты достаточно обоснованно выделяются среди молодых гранодиоритов. Мелкие выходы последних в значительном количестве имеются непосредственно к западу, северо-западу и востоку от указанного более крупного выхода по рч. Перпинджан-чай и прорывают развитые здесь нижнеюрские и верхнемеловые (туронско-сеноманские) отложения.

Храмиские и чатахские выходы древних гранитов представляют лишь части едва обнаженной в руслах рек обширной докембрийской интрузии, слагающей в основе Сомхетскую подзону, аналогичную Рионско-Дзирульской подзоне. Обе эти площади представляют все еще в значительной мере подземные выступы докембрийского субстрата, когда-то вместе с выступом Главного Кавказского хребта и Азовско-Подольским горстом, представлявшие единое целое с Восточноевропейской платформой.

Сомхетская подзона отделяется от Рионско-Дзирульской зоной погружения, заполненной интенсивноскладчатым комплексом флишевых меловых и третичных осадков. К западу и к востоку Сомхетская подзона, несомненно, продолжается на значительном протяжении, но ее кристаллический субстрат закрыт здесь слабоскладчатым комплексом туфогенных пород нижней и средней юры и обширными покровами и потоками четвертичных лав. Южная граница Сомхетской подзоны пока еще недостаточно ясна.

Диориты и габбро

В ассоциации с серыми древнейшими гранитами в Главном хребте и в Дзирульском массиве встречаются основные породы — габбро и отчасти диориты.

В Главном хребте роговообманковые габбро отмечены в уроч. Киртышо, в верховьях р. Чвешури *(453)*. Они образуют небольшой выход среди серых гранитов, соотношение тех и других пород неясно (как будто габбро моложе гранитов). По сообщению Г. Р. Чхотуа, роговообманковые же габбро в форме даек пересекают свиту метаморфических, повидимому, кембрийских пород в верховьях левой ветви р. Кодор. Повидимому,

только отсутствием данных вследствие недостаточной изученности кристаллических пород южного склона Главного хребта объясняется то, что наши сведения о габбро ограничиваются указанными выходами.

В Дзирульском массиве роговообманковые габбро и диориты известны по р. Дзируле в районе сел. Шроши и по р. Черат-хеви. Соотношение их с серыми гранитами не вполне выяснено, красные же граниты и связанные с ними пегматиты, по данным Е. В. Кузнецовой *(479)*, прорывают габбро. Г. М. Смирнов *(82, 763)* считает габбро моложе серых и древнее красных гранитов. В общем указанные соотношения находятся в соответствии с тем, что наблюдается и на южном склоне Главного хребта. Это дает основание принимать древнепалеозойский (каледонский) возраст основных интрузий указанных районов Закавказья.

Дзирульские габбро представляют крупно- или среднезернистые роговообманковые породы, иногда содержащие оливин. Кроме нормальных габбро, здесь развиты, видимо, и гибридные породы, характеризующиеся непостоянством состава полевого шпата, присутствием биотита вместе с амфиболом и присутствием кварца. Точно так же наравне с нормальными роговообманковыми диоритами некоторые разновидности последних являются явными гибридами *(82)*.

Гибридное происхождение указанных пород Д. С. Белянкин склонен объяснять *(82)* гранитизацией первонáчального нормального габбрового или пироксенитового их состава. Такое объяснение еще резче подчеркивает возрастное различие между серыми и красными гранитами Дзирульского массива.

Ультраосновные породы (серпентиниты)

Докембрийские ультраосновные породы на территории Закавказья не известны. Палеозойские же интрузии ультраосновной магмы, представленные ныне серпентинитами, установлены в ряде пунктов Дзирульского массива. Углубленному изучению ни со стороны геологических (в широком смысле) условий образования их, ни в петрографическом и геохимическом отношениях эти породы еще не подвергались вследствие общей неизученности Дзирульского массива. Серпентиниты отмечены здесь рядом геологов — Г. М. Смирновым *(763)*, Е. В. Кузнецовой *(479)*, И. Г. Кузнецовым *(459)*, Г. П. Барсановым *(61)*, С. С. Горбуновым *(265)* и др. Изучением связанных с серпентинитами полезных ископаемых занимались партии Закавказского геолого-разведочного треста и Закавказского отделения Института прикладной минералогии, но результаты этих работ пока не опубликованы.

На восточной окраине Дзирульского массива, по долинам рр. Лопанис-цхали и Черат-хеви в районе селений Цнелиси и Чорчаны среди метаморфических сланцев, которым подчинены пачки мраморов нижнего кембрия, и которые также, повидимому, целиком относятся к кембрию, установлено, по крайней мере, три интрузивных тела, сложенных серпентинитами. Они имеют на выходах неправильно линзообразную форму, будучи вытянуты в юго-западном и в западно- юго-западном направлениях до 2—3 *км* при ширине в раздувах до нескольких сот метров.

Два выхода серпентинитов пересекаются рч. Лопанис-цхали в промежутке между селениями Гвиргина и Цнелиси, причем северный из них прослеживается до водораздела с р. Черат-хеви. Третий выход с упомянутого водораздела спускается в долину р. Черат-хеви и переходит на правый ее склон в боковую балку Чотору. Красные граниты и гранит-

аплиты, прорывающие метаморфические сланцы, по сделанным наблюдениям, хотя и требующим уточнения, прорывают и серпентиниты. На размытой поверхности всего древнего комплекса, в том числе и на серпентинитах, залегают почти горизонтально осадки среднего миоцена.

Серпентиниты местами рассланцованы, но часто имеют и массивный характер. По внешнему виду, составу и структуре они напоминают породы Малкинского массива на Северном Кавказе.

Геологические условия выходов серпентинитов на восточной окраине Дзирульского массива в полной мере соответствуют таковым на Северном Кавказе. Отношение их к кембрию и к красным гранитам позволяет считать серпентиниты по возрасту за нижнепалеозойские и ставить их интрузию в связь с каледонской складчатостью.

С серпентинитами Чорчанского района связаны крупные месторождения талька, сами они используются в Юго-Осетии в качестве строительного материала; некоторые разновидности, и особенно нефритоид, могут быть использованы на поделки. Километрах в 35—40 к западу от чорчанских выходов, по левому склону р. Дзирулы, в районе селений Бжиневи и Хуневи, по ряду балочек обнажаются метаморфические сланцы нижнего палеозоя и среди них — серпентиниты. Здесь они гораздо больше рассланцованы и залегают, видимо, в форме линзообразных тел. Имеются основания предполагать наличие выходов серпентинитов и в промежутке между районом Бжиневи и Хуневи с одной стороны и Лопанским районом с другой, но исследования здесь не проведены.

На южном склоне Главного хребта по рр. Гвандре, Клычу и Хецкваре, по устному сообщению Г. Р. Чхотуа, среди кристаллических сланцев, предположительно эопалеозойского возраста, обнажаются ультраосновные породы, главным образом перидотиты и отчасти пироксениты и дуниты. Эти обычно серпентинизированные породы образуют несколько вытянутые в широтном направлении пластообразные залежи. Встречающиеся здесь же роговообманковые габбро косо секут комплекс упомянутых кристаллических сланцев. Последние представлены относительно слабо метаморфизованными породами, амфиболовыми сланцами, хлоритовыми сланцами, мраморизованными известняками, повидимому, образовавшимися за счет последних эпидиоритами, кварцитами и филлитами. Этот комплекс пород не прорывается серыми гранитами, обнажающимися вместе с гнейсами сейчас же севернее и отграниченными от него, видимо, разрывом. Дайки же плагиоклазитов, резко отличающиеся от серых микроклиновых докембрийских гранитов, прорывают комплекс упомянутых метаморфических пород вместе с гипербазитами.

По аналогии с Северным Кавказом включающую ультраосновные породы метаморфическую толщу, повидимому, следует отнести к эопалеозою (кембрий ?). Древнепалеозойскими, вероятно, являются и сами ультраосновные породы.

МЕЗОЗОЙСКИЙ, ТРЕТИЧНЫЙ И ПОСЛЕТРЕТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Краткий обзор вулканических проявлений Западного Закавказья обнимает область, ограниченную на западе побережьем Черного моря до границ Абхазии, на севере Главным Кавказским хребтом по линии надвига кристаллического массива на юрский комплекс; на востоке принята граница от верхнего течения р. Рион к верхнему течению р. Квирилы и далее по западной и южной периферии Дзирульского кристаллического

массива. Южнее в рассматриваемую область включается весь Триалетский хребет, вулканическое плато Цалка и Ахалкалакское лавовое нагорье до оз. Хозапин; дальнейшим южным пределом является государственная граница с Турцией.

Данный обзор не касается ни кристаллического субстрата Центрального Кавказа, ни Дзирульского кристаллического массива, изверженные породы которого описываются отдельно.

Указанная обширная и сложно построенная область Западного Закавказья заключает интрузии и эффузивы, которые по возрасту вмещающих пород и времени излияний обнимают огромный период от байоса до послетретичного времени.

Степень изученности вулканических проявлений в Западном Закавказье приходится считать еще очень недостаточной. Для ряда областей, как Аджария, часть Абхазии и значительная часть Сванетии, в этом отношении имеется очень мало данных. Не является еще достаточно исследованным обширное южное нагорье послетретичных лавовых излияний. Содержание очерка преимущественно касается характеристики геологических условий вулканических излияний и их распространения, а также времени вулканических фаз по данным региональной геологии. Петрографический тип магматических пород отмечается весьма схематически, тем более, что для описываемой области для большинства из них еще не выполнены обстоятельные петрографические исследования. При изложении принята стратиграфическая последовательность отложений, которым подчинены различные по времени излияния изверженных пород.

Западная Грузия

Лейасский ярус. В области развития лейаса южного склона Кавказского хребта в Западном Закавказье имеются интрузии диабазов и диабазовых порфиритов, данные о которых преимущественно приурочиваются к Абхазии и отсутствуют для лейаса Верхней и Нижней Сванетии, вероятно вследствие малой изученности последней. В бассейне р. Мзымты, по данным В. Н. Робинсона *(714)*, диабазы и их порфиритовые разности выражены темными породами с уралитовой роговой обманкой и основными плагиоклазами, образующими в большом числе пластовые интрузии и секущие дайки. Эти излияния проходят как в сланцах лейаса, так и в кристаллических сланцах и гранитах Главного хребта и, возможно, связаны с крупнейшим разломом и надвигом в этой тектонической зоне. Более светлые диабазы, содержащие кислые плагиоклазы, развиты в виде пластовых интрузий в лейасе (а также байосе) окрестностей Красной Поляны. В остальной части Абхазии до р. Кодор включительно, по данным Л. К. Конюшевского *(423)*, наблюдается ряд излияний таких же основных пород. Диабазовые порфириты с авгитом и лабрадором в области развития лейаса слагают значительный хребет на правобережье р. Чхалты, между перевалами Аданге и в верховьях р. Уламба. Такой же обширный массив диабазовых (местами уралитовых) порфиритов наблюдается в верховьях речек Амтхели и Копшары между лейасовыми сланцами ущелья р. Кодор и нижнемеловыми известняками хр. Копшара. Отдельные интрузии этой же порфиритовой магмы присутствуют по ущелью р. Кодор выше и ниже сел. Латы и южнее на горе Ачимезмах, всюду среди лейаса. От слияния р. Чхалты с р. Кодор и по левобережью р. Зимы выступают уралитовые диабазы в виде пластовых инъекций в сланцах лейаса. Следует заметить, что в очень близком расстоянии от указанных выходов

по р. Зиме выступают верхнемеловые известняки с красными кремнями (вероятно туронские), и не лишено основания предположение о постверхнемеловом возрасте этих излияний. Диабазы известны также в контакте лейаса и байоса к северу от массива Ходжала.

Другая группа излияний в области лейаса (и частью палеозоя) представлена гранитами. Главные выходы их в Абхазии находятся среди пород байоса (между горой Схапач и оз. Лахта) и в верховьях р. Зимы в контакте с меловыми известняками. Среди лейаса известны выходы гранитов к югу от перевала у горы Уламба.

Исследованиями Г. П. Агалина (1931) интрузии гранитной магмы установлены в области лейаса Сванетии на левобережье р. Ингур вблизи устья р. Инари. Тождественные интрузии имеются в долине р. Ингур ниже устья р. Хумирера и у горы Утур, где они залегают среди слоистых карбонатных и сланцевых пород нижнекаменноугольного возраста. Все указанные интрузии представлены гранодиоритами, содержащими роговую обманку, авгит и из щелочных полевых шпатов нередко анортоклаз; часто встречается биотит. Эти интрузии в Сванетии и Абхазии, повидимому, являются одновременными.

Для более восточной части Западного Закавказья об интрузиях диабазов в сланцах лейаса имеются немногие указания в работах Э. Фавра (*953*) и Э. Фурнье (*954*). Эти указания о многочисленных интрузиях в Кутаисском районе требуют стратиграфического исправления, так как соответствующие осадки принадлежат не к лейасу, а к бату.

Байосский ярус. Весьма мощный комплекс вулканогенной порфиритовой серии байоса, имеющий обширное распространение на южном склоне Кавказского хребта в Западном Закавказье, сопровождается покровными излияниями пироксеновых порфиритов, пластовые эффузивы которых различной мощности залегают среди брекчий и туфов. Покровы авгитовых порфиритов с сферической отдельностью указываются в бассейне р. Мзымты (В. Н. Робинсон) и в ряде мест других частей Абхазии (Л. К. Конюшевский), где им сопутствуют кластические накопления того же петрографического состава. В массиве Ходжала в разрезе байоса присутствует до семи отдельных порфиритовых покровов, чередующихся с брекчиями, и конгломератами (В. В. Мокринский *607*). В Горной Мингрелии, Лечхуме, в верховье р. Рион и в Юго-Осетии вулканогенная серия байоса местами заключает покровные излияния порфиритов, но большей частью представлена кластическими породами. Эти данные указывают на явно выраженную вулканическую фазу в байосе.

Наряду с этим в байосе Западного Закавказья присутствуют довольно многочисленные различной мощности пластовые и секущие интрузии диабазов и диобазовых порфиритов позднейшей фазы излияний. Они отмечаются рядом исследователей (*76*, *754*, *763*) в Абхазии, Мингрелии, Имеретии, Раче, Юго-Осетии и явно синхроничны излияниям таких же пород в отложениях батского яруса.

Изверженные породы кислого ряда среди пород байоса представлены упомянутыми гранитами в Абхазии (массив к югу от оз. Лахта). В байосе массива Ходжала, по данным В. В. Мокринского, присутствуют кварцевые порфиры в виде значительной мощности пластового покрова (вероятно пластовая интрузия). В Ткварчельском районе В. Н. Вебером и В. В. Мокринским указываются интрузии кварцевого порфира, прорывающие байос и угленосную свиту бата (Малое Махме, уроч. Джантуха и выше по р. Галидзге); по исследованиям Г. П. Агалина, они принадлежат к кварцевым альбитофирам и собственно кварцевым порфирам. Б. Ф. Меффертом

(*561*) констатирована пластовая интрузия (1,5 *м* мощности) светлого кварцевого порфира среди туфов байоса на правобережье р. Дзирулы между станциями Дзирула и Шорапань, возможно одновременная с интрузиями кварцевых порфиров в гранитах Дзирульского массива по Чиатурской железнодорожной линии у станции Мартот-убани и Чиатури [1].

Батский ярус. В батских отложениях продолжались интрузии, прорывавшие комплекс байоса. В бассейне р. Мзымты бату подчинены пластовые интрузии диабазового порфирита и альбитового диабаза (В. Н. Робинсон, Д. С. Белянкин). Подобные же породы схематически отмечаются (Л. К. Конюшевский) в бате других мест Абхазии. В Кутаисском районе и смежной области Окриба в Имеретии среди батских отложений имеются многочисленные интрузии основных пород (Э. Фавр, Э. Фурнье, С. Симонович, Б. Ф. Мефферт). В большинстве они представлены диабазами и диабазовыми порфиритами различного состава; некоторые из них обозначались как мелафиры. По данным Б. Ф. Мефферта, обширные и весьма мощные интрузии в основе пластового типа диабазового порфирита с сферической отдельностью, сопровождаемые секущими апофизами, выступают на р. Рион в районе Гумати в области пологого антиклинального перегиба батских слоев. Восточнее сланцам и песчаникам бата в районе Зарати, Сормони и р. Рион подчинен ряд менее значительных пластовых инъекций этих же пород. Порфириты у Чолеби и Куриби прорывают как нижнебатские отложения, так и угленосную свиту верхнего бата. На обоих берегах р. Рион около Кутаиси у сел. Чома и у плотины и туннеля Рионской гидроэлектростанции выступает значительная общая интрузия диабазового порфирита, прорывающая слои нижнего и верхнего бата и титонской красноцветной свиты.

В этой же области Окриба батским отложениям подчинены значительные пластовые интрузии тешенитов, содержащих амфиболы, авгит, анальцим, основные плагиоклазы, апатит и описанных впервые Г. Чермак, (G. Tschermak, *1011*) и позднее Д. С. Белянкиным (*84*). Интрузии тешенитов, прослеженные Б. Ф. Меффертом, сосредоточены около Опурчхети (мощность до 20 *м*) и у Зарати. Тешениты крупнокристаллические с глыбовой отдельностью. У Курсеби (р. Идумала и каменоломни по Тквибульской железнодорожной линии) интрузия тешенита (10 *м* мощности) в нижнебатских слоях; ниже по р. Цхал-цителa тешениты вместе с порфиритами прорывают верхнебатскую угленосную свиту и местами, повидимому, и титонскую толщу. От Курсеби через Набослеви, Охомура и Цуцхвати пластовые залежи тешенитов почти непрерывны; восточнее тешениты значительной мощности слагают кряж Набеглари и холм Чаквис-тави. Здесь тешениты в условиях сложной тектоники контактируют с породами титона и известняками ургонского яруса; этим определяется вероятный постнеокомский возраст тешенитовых излияний. Кроме района Цуцхвати, тешениты констатированы у ст. Тквибули.

В более восточных областях развития средней юры, еще недостаточно изученных, диабазы и мелафиры с порфиритовыми разностями отмечаются (С. Симонович, *754*, Э. Фурнье, *954*) в бассейне Верхней Квирилы и в массивах Сырх-Либерта, Перанга и Лохони в верховьях р. Дзирулы, равно присутствуют в ряде мест среди древних кристаллических пород Дзирульского массива.

---

[1] Из новейшей литературы по мезозойским интрузиям в Дзирульском массиве укажем работу Г. Зарицдзе «Хевская неоинтрузия в Дзирульском массиве». Бюлл. Геологич. инст. Грузии, т. IV, вып. 1, 1938, стр. 1—109, 2 табл., 30 рис. *(Ред.)*.

Верхняя юра. В Абхазии диабазовые порфириты в некоторых районах (хр. Кацириха, р. Решава близ р. Бзыби) выступают вблизи верхнеюрских и нижнемеловых пород. Не прорывая последних, эти излияния, по мнению Л. К. Конюшевского, являются дотитонскими.

Последнее, может быть, и неправильно, если принять во внимание большое региональное развитие интрузий этой магмы в остальных частях Западного Закавказья. Об интрузиях порфиритов в титоне у Кутаиси было упомянуто.

Нижний мел. Проявления вулканических излияний среди пород нижнего мела очень немногочислены. По данным Б. Ф. Мефферта, в районе Горди (Вангуэти) на правобережье р. Цхенис-цхали имеются небольшие дайки базальтов на глинах альба и в том же районе мощная дайка породы с мелкошаровой отдельностью в зоне выветривания; петрографически она не исследована; дайка пересекает породы альба и сеномана. В Кутаисском районе базальты выступают небольшими интрузиями в Цхалтубо среди слоев альба, апта и баррема, около горы Ситапле, в породах титона и неокома. Наблюдается базальтовая дайка в неокомских известняках у Гелатского монастыря, также в альбе и сеномане р. Собанели и значительная интрузия авгитового порфирита по р. Цхал-цителa среди баррема окрестностей Кутаиси. Выше упомянуто о прорывании известняков баррема тешенитами (Набеглари). Э. Фурнье отмечает интрузии диабазов и мелафиров в окрестностях Цагери и Орбели, прорывающие юру и неоком.

Интрузии и эффузивы базальтов весьма значительны по южной периферии Дзирульского кристаллического массива в областях развития нижнего мела в районах Лаше, Квадаура, Чхери, Зедубани, Баби (кроме базальтов выступают породы типа габбро), Молита и далее по Сурамской железнодорожной линии до района Голат убани.

В данном кратком изложении этот район не может быть охарактеризован; большинство этих интрузий распространяется и в породах кристаллического основания.

Верхний мел. Ряд инъекций базальтов наблюдается в туронских, а также в среднеэоценовых отложениях района Ахал-Сенаки. Мощная интрузия базальтов, сопровождаемая крупным разрывом, следует по р. Цхенис-цхали (к Мантходжи) частью в нижнетуронской свите Мтавари, частью по тектоническому контакту последней с эоценом. Южнее, между Ахал-Бедесеули и Дедалаури, наблюдается значительный базальтовый эффузив, накрывающий обломочные и известняковые породы свиты Мтавари. Такие же эффузивы базальтов залегают на сеноманских и нижнетуронских слоях района Гумбри. К югу от Кутаиси имеется также значительный базальтовый эффузив, накрывающий верхнемеловые породы до сенона включительно. Такие же базальтовые излияния в породах от титона до нижнего турона констатированы восточнее, в районе Гогна и еще далее в районе Рцхилати. В Чиатурском районе эффузив базальтов в Перивиси покрывает миоцен, палеоген и верхний мел. Вышеуказанные излияния базальтов в Сурамском районе местами охватывают и верхнемеловые отложения (турон).

Приведенные выше данные, как и нижеследующие для Западной Грузии, указываются по работам Б. Ф. Мефферта; ряд излияний отмечался ранее и другими исследователями.

Интрузии кислой магмы — гранитов и гранодиоритов в Абхазии, по данным Л. К. Конюшевского, в районе верховьев р. Зимы прорывают известняки неокома на хр. Коппара; по позднейшим данным Г. П. Агалина,

наблюдаются интрузивные контакты гранодиоритов с верхнемеловыми известняками. Эти излияния последовали после дислокаций верхнего мела, поэтому вероятный возраст этих интрузий может быть и третичный.

Третичная система. Излияния в областях развития третичных отложений на южном склоне Кавказского хребта и в пределах Рионско-Дзирульской подзоны, представленных палеогеном, миоценом и плиоценом, выражаются почти исключительно базальтами. Наиболее значительный базальтовый эффузив в Раче (между Джвариса, Наманеви и Патара-Они) залегает типичным покровом. Южнее, у Никор-цминда, среди анта и альба наблюдается интрузия диабаза (по Г. М. Смирнову, 762). Базальтовые эффузивы в Раче и в Чиатурском районе имеют послесарматский возраст. Также весьма значительный эффузив базальтов или андезито-базальтов имеется в Гурии на водоразделе рр. Риона и Супсы, где он накрывает верхнемеловые, палеогеновые и мио-плиоценовые осадки. Возраст этих излияний, по С. И. Ильину (*336*), верхнеплиоценовый. Восточнее наблюдается несколько базальтовых интрузий (Нигоити, Амаглеби, Нога), около Самебо — интрузия габбро в верхнем эоцене. В Юго-Осетии в бассейне рр. Большой и Малой Лиахвы интрузии и эффузивы базальтов подчинены палеогеновым отложениям.

Излияния базальтовой магмы в Западном Закавказье, возможно, обобщаются одной вулканической фазой верхнетретичного времени и в ряде мест связываются с крупными региональными разрывами.

Область палеогена и верхнего мела Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов

Эта область выделяется как самостоятельная стратиграфическая и тектоническая зона, обладающая и иной последовательностью вулканических излияний. Последние рассматриваются также в стратиграфическом порядке вмещающих отложений. Основными данными являются результаты исследований Б. Ф. Мефферта 1923—1932 гг. (*558*, *561*, *564*).

Известняки верхнего мела и согласно вышележащая серия палеоценового флиша в ряде районов Триалетского хребта связаны с излияниями базальтов, местами распространяющихся и в вышележащих осадках. Значительные эффузивы базальтов развиты по р. Тедзами выше Цители-калаки (Ахал-калаки) и в верховьях ее у северного подножья Арджеванского хребта. Базальты находятся в контакте с породами флиша и верхнего мела. В таких же условиях наблюдаются базальтовые излияния на правобережье р. Куры вблизи Гори и в ущелье р. Кодмани.

Западнее, в Аджаро-Имеретинском хребте, базальты в виде даек различной мощности и нередко значительного протяжения присутствуют во флишевой области Абастуманского района.

В Боржомском районе, по ущелью р. Куры у Боржоми, мощная (30 *м*) пластовая интрузия диабаза в ядре Боржомской антиклинали, образованной флишевой серией, и на обоих крыльях последней ряд пластовых интрузий диабазовых порфиритов, сопровождаемых дайками. Эти диабазы и порфириты с содержанием биотита подробно описаны С. В. Обручевым (*620*). Ниже Боржоми, между Вишловани и Ргвели, этим порфиритам сопутствует пластовая интрузия тешенита, впервые отмеченная Э. Фурнье. В ряде других мест Боржомского района среди флишевой серии наблюдаются пластовые интрузии пород, приближающихся к типу габбро. Подобные же интрузии имеются в Триалетах в бассейне р. Дзамы (район Сатердзе).

Восточнее, в Триалетском хребте в массиве горы Розмети, выступают в толще флиша две мощные пластовые интрузии крупнокристаллического габбро. Западнее, у Тхинара, встречена стратиграфически вышеследующая пластовая интрузия габбро, до 40 *м* мощности; далее к Ипнара она разбивается на ряд мелких тел и выклинивается. Севернее, в высоком хребте между рр. Тана и Атреви, в верхах флишевой серии спорадически наблюдаются мощные пластовые интрузии таких же пород.

В восточной части Триалет С. Симоновичем были указаны интрузии роговообманкового андезита на высотах Кеилиси, Лелоби в области флиша и дайка кварцевого трахита в андезитах по р. Тедзами.

Над флишевой серией палеоцена залегает комплекс среднего эоцена, слагаемый андезитовыми покровами и мощной толщей туфобрекчий. Этим отмечается определенная среднеэоценовая вулканическая фаза в палеогене данной горной области. Пироксеновые андезиты (местами переходящие в дациты) этих эоценовых покровов, обычно в той или иной мере цеолитизированные, выражены толщами от 20 до 150 *м*, перемежаются с слоистыми кластическими породами того же петрографического состава и в условиях сложной тектоники играют крупную роль в геологическом строении Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Соответствующая геологическая характеристика выходов этих пород дана в работах и на геологических картах Б. Ф. Мефферта и изложена в его сводной работе по геологии названных хребтов (оставшейся ненапечатанной). Дислоцированные андезитовые покровы эоцена во многих районах занимают высшие водораздельные гребни Триалетского и Аджаро-Имеретинского хребтов.

В Триалетской системе хребтов Арджеван представляет центральную область этих эоценовых эффузивов, как по крайне мощному развитию этих андезитов (с весьма крупными вкрапленниками пироксенов), так и по явлениям прорыва магмы через толщу верхнемеловых известняков с мощными инъекциями в последние. Вторую область центральных излияний эоценовых андезитов представляет Аджаро-Имеретинский хребет западнее вершины Мепис-цхаро. Водораздел этого хребта через высоты Халхама, Гомис-цихе, Шавнабад, Готимерия, Тогинаури, Хино и далее и северный склон хребта на громадном пространстве верхней части бассейнов рр. Губазеулы, Сагивалы, Бавис-цхали и Нотанеби представляют область сплошного развития данных андезитов, подстилаемых флишевой серией и накрываемых мощным комплексом туфобрекчий.

На всем пространстве Аджарии, геологически весьма мало изученной, по данным исследований Л. Ф. Бацевича (*73*, *75*), большое развитие имеют те же покровные пироксеновые андезиты, подчиненные дислоцированным толщам эоцена, а также значительно позднейшие излияния пород базальтовой магмы. Кроме того, Л. Ф. Бацевичем указываются кварцевые порфиры, прорывающие палеогеновые отложения, а И. Ф. Григорьевым (*270*) описаны в бассейне р. Мериси также постпалеогеновые интрузии сиенито-диоритов с разновидностями, близкими к габбро-сиенитам и монцонитам. Подобные же сиениты выступают в Гурии по р. Нотанеби (Вакис-джвари).

В области развития среднеэоценовой вулканогенной серии в Аджаро-Имеретинском хребте и Триалетах в немногих местах позднейшие излияния представлены дайками базальтов в районах Абастумани и Зекарского перевала и интрузиями диабаза на р. Куре против Чобисхеви и слюдяного диабаза на горе Кохта у Бакурьяни (по Н. Н. Смирнову, *766*).

В пределах распространения верхнеэоценовых и олигоценовых отложений, по данным исследований Б. Ф. Мефферта, в бассейне р. Коблиан-чай распространены многочисленные дайки и крупные интрузии базальтов.

В сторону Годерского перевала и в бассейне р. Уравели к югу от Ахалциха базальты представлены покровными излияниями, которые, переслаиваясь с светлыми туфами, содержащими плиоценовую флору (И. В. Палибин), дислоцированы. В олигоцене к северу от Ахалциха констатированы дайки (до 4 *м* мощности) мончикита и восточнее на правобережье р. Куры (Сакунет, Блордза и др.) — ряд крупных даек (до 10 *м* мощности), частью совпадающих со сбросами, своеобразной породы, представляющей дериват щелочной сиенитовой магмы. По исследованиям А. П. Герасимова, эта порода содержит цеолитизированные кали-натровые полевые шпаты, баркевикит, титан-авгит и немного биотита[1].

Южное лавовое нагорье послетретичных излияний

Это значительной высоты нагорье представляет самостоятельную весьма обширную вулканическую систему в Южном Закавказье, выраженную высокими лавовыми плато и многочисленными вулканами. Последние преимущественно сосредоточены в области хребта Мокрых гор, на Ахалкалакском плато в группе Самсар — Абул и западнее в нагорье Докуз-Пунар между бассейнами рр. Куры и Чороха. Северным пределом распространения этих лавовых излияний являются палеогеновые хребты Триалетский и Аджаро-Имеретинский.

При невозможности краткой геологической характеристики этой сложной вулканической системы следует указать и на затруднительность такой задачи вследствие неполноты данных и невыясненности основного положения о последовательности вулканических излияний. Единственными трудами по вулканологии данной области и до сего времени являются наблюдения Г. Абиха (*4*), не дающие, однако, сводной отчетливой характеристики и в ряде геотектонических положений устарелые. Более новая (1929) работа О. Т. Карапетяна (*364*) по геологии Ахалкалакского нагорья при очень общем изложении является почти повторением данных и положений Г. Абиха.

Согласно Г. Абиху, трахитовые и липаритовые лавы принадлежат наиболее древним послетретичным излияниям данной вулканической области; они слагают главные вулканические массивы, и кластическими продуктами этих извержений построены вулканические конусы. Позднейшей фазе излияний принадлежат базальтовые долеритовые лавы, занимающие равнинную область Ахалкалакского плато и излившиеся из центров по северной окраине последнего. Наблюдения Б. Ф. Мефферта, приуроченные только к северной периферии всего нагорья от Цалки до верховьев р. Коблиан-чай и к области внедрения лав в Триалетском хребте, допускают иную последовательность фаз излияний послетретичного времени. Помимо наличности базальтовых покровов плиоценового времени, подвергшихся

[1] Более новые данные по магматическим проявлениям в Аджаро-Имеретино-Триалетской складчатой системе можно найти в следующих работах: А. П. Герасимов «Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне (К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова, ЦНИГРИ, 1937, стр. 118—126); Д. С. Белянкин, В. Г. Петров и В. П. Еремеев, «Неоинтрузии Аджаристана и Гурии» (Матер. для геологии и петрографии СССР Грузии. 1 Аджаристан и Гурия. Тр. СОПС. Сер. Закавказская, вып. 14, 1935, стр. 99—129, 3 табл., 7 рис.); — Д. С. Белянкин, К. С. Маслов и В. Г. Петров «Магматические проявления в северо-западной части Гурии в Закавказье» (Труды Петрограф. инст. Акад. наук, вып. 14, 1939);— Б. П. Беликов и С. С. Кузнецов, «О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта (Закавказье). Труды Петрограф. инст. Акад. наук, вып. VI, 1935, стр. 141—157, 1 табл., 5 рис. *(Ред.)*.

дислокациям, типичные долериты с оливином и крупными вкрапленниками авгита и лабрадора среди послетретичных лав являются наиболее древними. Они сохранились при денудации на толщах палеогена и выступают местами из-под покрова основных андезитовых лав (Цхра-цхаро, Кенчи-цхаро). Обозначаемые суммарно как андезитовые, эти лавы занимают громадные пространства лавовых плато и образуют ряд разновидностей, переходя в андезито-базальты (плато Цалка) и в трахит-андезиты (к западу от р. Куры). По северной окраине Ахалкалакского нагорья эти лавы занимают значительные высоты, доходя до 2800 *м* на Сахвелос-мта. Вероятно, они более связаны с глубокими трещинными излияниями. Позднейшими являются трахитовые массивы всех главных вулканических центров и новейшими — их трахитовые и липаритовые конусы. Характеристики лав в большом числе их разновидностей даны Г. Абихом.

Лавы андезитовой фазы излияний проникли потоками в область Триалетского хребта, где имеются еще самостоятельные центры излияний в Бакурьяни и к югу от Боржоми. Последние дали ряд потоков разновременных извержений. Наклонные лавовые потоки констатированы в Ахалцихской котловине. Громадный поток андезитовых лав прослеживается от лавового нагорья до Боржоми на протяжении 40 *км* при падении почти на километр. Этот лавовый поток прекращается в ущелье р. Куры на высоте, приблизительно отвечающей вюрмской террасе.

Вулканические фазы

Приведенные данные позволяют установить следующие фазы вулканической деятельности в Западном Закавказье:

1. Вулканическая фаза в байосе — эффузивы пироксеновых порфиритов.

2. Вулканическая фаза послебатская, предположительно совпадающая с предтитонской (андийской) орогенической фазой — некоторая часть интрузий диабазов и диабазовых порфиритов.

В дальнейшем от неокома до палеогена включительно на южном склоне Кавказского хребта предсеноманские, предтуронские и предолигоценовые орогенические движения не являлись значительными и не были связаны с определенными вулканическими проявлениями. Нижними возрастными пределами для интрузий главных типов пород являются следующие: диабазы и диабазовые порфириты — посттитонский (Имеретия), постверхнемеловой (Абхазия); тешениты (Имеретия) — постнеокомский; гранодиориты (Абхазия, Сванетия) — постверхнемеловой; кварцевые порфиры (Абхазия, Имеретия) — постбатский; все базальтовые излияния — постмиоценовые.

Вероятными фазами указанных интрузий на южном склоне Кавказского хребта являются:

3. Миоценовая (преимущественно предчокракская и в дальнейшем предмэотическая) вулканическая фаза — вероятно, большинство указанных интрузий.

4. Плиоценовая вулканическая фаза, начавшаяся в предкиммерийскую фазу сильнейших орогенических движений и продолжавшаяся до верхнего плиоцена — преимущественно интрузии и эффузивы базальтовой магмы.

В области Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов третичными фазами являлись:

5. Среднеэоценовая вулканическая фаза — эффузивы пироксеновых андезитов.

6. Миоценовая (преимущественно нижнемиоценовая фаза первых орогенических движений) — интрузии диабазов, диабазовых порфиритов, габбро, тешенитов, мончикитов, сиенитов и габбро-сиенитов.

7. Плиоценовая вулканическая фаза — возможно, некоторые интрузии щелочной сиенитовой магмы, связанные с крупнейшими разрывами; интрузии и эффузивы базальтов.

8. Послетретичная вулканическая фаза. Вероятная последовательность излияний: более ранние излияния базальтов, далее — серия андезитовых (от андезит-базальтов до трахит-андезитов) излияний, позднейшие потоки которых имеют поствюрмский возраст. Последующие излияния — трахиты и липариты, образующие мощные вулканические массивы.

ЮРСКИЙ И МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

На территории Восточного Закавказья вулканическая деятельность проявлялась в течение всего юрского времени с почти неослабевающей силой. Наибольшим развитием пользуются различного вида порфириты и их производные обломочного характера, меньшим — кислые эффузивные породы и их туфы. Ограниченное распространение имеют интрузии гранодиоритовой магмы верхнеюрского — нижнемелового возраста.

Время нижнего мела было в Восточном Закавказье периодом относительного покоя вулканической деятельности. Новый взрыв ее в мезозое начинается с сеномана, достигает наибольшей силы в туроне, к верхам которого несколько затихает до новых взрывов уже в начале палеогена.

ЮРСКИЕ ЭФФУЗИИ

Юрские эффузии Восточного Закавказья представлены различными типами пород (от основных до кислых) и связанными с ними брекчиями, туфами и туффитами. Измененность пород, главным образом под влиянием поствулканических агентов, затрудняет часто возможность даже под микроскопом различить не только порфириты друг от друга, но даже от их брекчий и туфов и эти последние между собою.

Вся же вулканогенная толща средней и нижней юры в целом выдерживает свой состав в пределах всего Восточного Закавказья. Ниже дается поэтому детальное описание юрских эффузивных пород лишь одного района Восточного Закавказья — междуречья среднего течения рр. Акстафа-чай и Дебеда-чай; далее же будут даны лишь небольшие добавления для соседних районов развития той же вулканогенной юры.

Нижнеюрская (?) вулканогенная толща

Указанная вулканогенная толща представлена плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфогенными породами. Видимая мощность всей толщи достигает свыше 400 *м*.

В основании видимого разреза этой толщи залегают типичные туфы (стекловатые, кристаллические и агломератовые), сильно разложенные. Макроскопически они представляют сильно выветрелую породу, большей частью грязносерого с зеленоватым оттенком цвета, обнажающуюся в виде «оглаженных» массивов; на поверхности последних, представленных

агломератовыми туфами, торчат остроугольные обломки порфиритов. Под микроскопом структура туфов обычно кластическая (размеры обломков и кристалликов до 3 *мм*), местами псевдопорфировая. Минералогический состав следующий: плагиоклазы (часто в виде реликтов), пироксены, слабо окатанные зерна «чуждых структур»; вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом, железистыми продуктами и глинистым веществом.

Порфириты представлены афировыми и олигофировыми разностями; основная масса большей частью пилотакситовая, реже — гиалопилитовая. Вкрапленники состоят почти исключительно из плагиоклазов средней основности. Из вторичных минералов преобладает хлорит, встречающийся почти в каждом шлифе; далее следуют железистые продукты и карбонат, эпидот встречается редко и притом в ничтожном количестве.

Местами встречаются в породе незначительные (до 1—3 *мм* в поперечнике) миндалины, выполненные кварцем и хлоритом (делесситом?). Туфогенные породы имеют незначительное развитие в указанной толще, встречаясь лишь местами в виде незначительных пачек на границе порфиритовых покровов и туфов. Следует указать, что в низах описываемой вулканогенной толщи, над шоссе, тотчас к северу от устья р. Аккыхлы-су, встречена маломощная (до 20—25 *м*) пачка кварцевых порфиров и порфиритов, почти идентичных кварцевым порфирам, описываемым ниже.

В самых верхах описываемой вулканогенной толщи, непосредственно под покрывающей ее толщей кварцевых порфиров в одном лишь пункте — к северо-востоку от сел. Аккыхлы — встречена довольно мощная (15 *м*) пачка мраморизованных известняков, не содержащих фауны. Наличие известняков свидетельствует о том, что все породы указанных толщ отлагались все же в морском бассейне эпиконтинентального типа.

Кварцевые порфиры

На вышеописанную вулканогенную толщу без видимого углового несогласия налегает мощная (около 500 *м*) свита кварцевых порфиров. Породы эти весьма характерны по своему внешнему облику, нередко обладают довольно правильной столбчатой отдельностью.

Макроскопически кварцевые порфиры представляют темносерую породу с заметно выделяющимися (особенно на выветрелых поверхностях) вкрапленниками кварца; последний нередко является в виде довольно крупных (до 1—1,5 *см* в поперечнике) гексагональных бипирамид, часто с корродированными поверхностями.

Под микроскопом структура типично порфировая, со средним количеством вкрапленников (олигофировая). Характер основной массы изменяется от низов толщи к ее верхам: в кварцевых порфирах низов толщи основная масса полнокристаллическая, гранитовидная, выше она переходит через микрогранитовую и микрофельзитовую в стекловатую и сферолитовую. Основная масса, особенно в пределах верхних частей толщи, обычно хлоритизирована и реже карбонатизирована; почти во всех шлифах встречены глинистые и железистые продукты в незначительных количествах. Весьма редко встречаются миндалины (в несколько миллиметров), выполненные лучисто-жилковатым хлоритом (делесситом?). Вкрапленники представлены довольно кислым плагиоклазом, кварцем и небольшим количеством ортоклаза; часто ортоклаз в виде вкрапленников отсутствует и заметен лишь в основной массе (микрогранитовой). Темноцветный компонент встречается в форме вкрапленников редко; чаще он заметен в виде

микроскопических зернышек и неправильных скоплений в основной массе; чаще всего он представлен пироксеном и реже биотитом. Апатит и циркон встречены всего в нескольких шлифах, равно как и рудный минерал.

Следует отметить отсутствие в толще кварцевых порфиров кластических образований. Эта особенность была отмечена и в кварцевых туфах Кировабадского района. Лишь в одном шлифе встречена примесь туфового материала.

Толща кварцевых порфиров обладает отчетливой пластовой отдельностью и слоистостью, совпадающей с таковой подлежащих пород; образовалась она в результате излияний, следовавших, видимо, без значительного перерыва друг за другом, так как на границе отдельных потоков никаких следов перерыва не констатировано. Вышеуказанное постепенное изменение характера основной массы кварцевых порфиров также говорит в пользу упомянутого вывода.

Среднеюрская вулканогенная толща

На кварцевых порфирах несогласно залегает, подстилаясь маломощным конгломератом с гальками кварцевого порфира, новая вулканогенная толща уже среднеюрского возраста. Представлена она в основании порфиритами, туфобрекчиями и туфогенными породами и кверху местами переходит в нормальные песчаники и сланцы верхов средней юры. Указанная вулканогенная толща имеет большое развитие в междуречье рр. Акстафа-чай и Дебеда-чай, в районе сел. Армутлы-Кульп; эта же толща слагает соседний к северо-западу район Аллавердского медного месторождения, где она весьма детально описана В. Г. Грушевым (*272*).

По правому склону долины р. Дебеда-чай и ее правых притоков преобладающее развитие имеют порфириты, лишь местами прослаиваемые туфобрекчиями и туфогенными песчаниками. Нередко порфириты имеют туфовый брекчиевидный облик, представляя фации, дающие незаметные переходы к обломочным породам.

Порфириты обычно темных цветов различной интенсивности, с зеленоватым и частью фиолетовым оттенками. Сложение, размер вкрапленников, их состав и количество довольно сильно варьируют, но все же общий характер их выдерживается. Порфириты по составу вкрапленников легко расчленяются на плагиоклазовые и авгитовые. Последние обычно встречаются в верхних частях вулканогенной толщи и имеют гораздо меньшее по сравнению с первыми распространение. Вполне подчиненную роль играют плагиоклазово-авгитовые порфириты (с редкими вкрапленниками авгита), являющиеся переходной фацией между первыми двумя группами порфиритов.

По структуре основной массы все три группы порфиритов показывают под микроскопом большое сходство; преобладает пилотакситовая основная масса или гиалопилитовая со стеклом, количество которого сильно варьирует. Часто наблюдается флюидальная структура или наклонность к таковой. Обычно основная масса, как и часть вкрапленников, сильно разложена, образуя смесь различных вторичных продуктов; характер таких изменений пород и довольно частое присутствие пирита может говорить о процессах пропилитизации. Местами наблюдается некоторая миндалевидность пород, но типичные мандельштейны были встречены лишь в одном пункте (против ст. Ахтала). Миндалинки (обычно микроскопические) выполнены большей частью хлоритом или кальцитом, реже квар-

цем или цеолитом (?). Фиолетовая окраска многих порфиритов обусловлена мельчайшей вкрапленностью вторичных водных окислов железа, происшедших за счет окисления рудного минерала, рассеянного в виде мелкой сыпи по всей основной массе породы. Вкрапленники представлены обычно только плагиоклазами олигоклаз-андезинового ряда; редкие вкрапленники темноцветного компонента, если они имеются (преобладает авгит, редко присутствует роговая обманка, и в двух лишь шлифах констатирован биотит), играют по отношению к плагиоклазам вполне подчиненную роль.

Выше упоминалось о наличии среди порфиритов брекчиевидных разностей. Под этим названием К. Н. Паффенгольц выделяет порфириты, обломочные лишь по внешности; они представляют обычные порфириты, в которых макроскопически выделяются мелкие и крупные неправильные участки, то более темные, то светлые различных оттенков; граница между такими «участками» (шлировыми?) наблюдается отчетливо в более выветрелых разностях. В шлифах основная масса «участков» несколько темнее таковой включающей породы.

Описанные брекчиевидные порфириты не следует смешивать с так называемыми лавовыми брекчиями, имеющими весьма ограниченное распространение. Состоят они из угловатых кусков порфирита, сцементированных порфиритовой же массой. Образовались они, вне сомнения, путем вплавления раздробленных лавовых корок в жидкую лаву. Вышеописанные порфириты лишь местами прослаиваются грубыми туфобрекчиями; к востоку же и к юго-востоку от Аллавердского района преобладающее развитие получают типичные туфобрекчии и туфы, слагающие громадное пространство в районе верхнего и среднего течений р. Акстафа-чай (в низовье р. Джогас-чай) и ее правых притоков. Туфобрекчии представляют грубокластическую породу, бомбы и обломки (вплоть до микротуфобрекчий) которой представлены теми же порфиритами, отличающимися лишь степенью выветрелости; иногда они имеют плотный закаленный вид. Кристаллические и стекловатые туфы имеют более ограниченное распространение и обычно сильно хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы, равно как и туфобрекчии. В верхах порфиритовой же толщи появляются более кислые разности эффузивов, имеющие в общем весьма ограниченное распространение. Представлены указанные разности кварцевыми порфиритами, дацитами и кварцевыми порфирами.

Типичные дациты с неправильной мелкой столбчатой отдельностью слагают довольно большой (около 1,5 *кв. км*) покров тотчас к востоку от сел. Армутлы; мощность указанного покрова около 50—60 *м*. Макроскопически это темносерая крепкая порода с отчетливой порфировой структурой. Под микроскопом основная масса обычно стекловатая; вкрапленники представлены плагиоклазами (альбит-олигоклаз) и незначительным количеством авгита; кварц констатируется лишь в основной массе.

Кварцевые порфиры и кварцевые порфириты встречены в среднеюрской вулканогенной толще по водоразделу к юго-востоку от р. Дебедачай (горы Шиш-тапа, Арча-клух, Гальванерсар) и к северо-западу от сел. Кульп (район горы Шумал). В кварцевых порфиритах вкрапленники кварца играют вполне подчиненную роль; местами вкрапленники кварца имеют характер посторонних зерен, захваченных более основной порфиритовой магмой при ее извержении.

Кварцевые порфиры указанной толщи по составу сходны с кварцевыми порфирами, подлежащими средней юре; структурное отличие заключается лишь в величине и форме вкрапленников кварца; последние в кварцевых

порфирах, прослаивающих среднеюрскую толщу, значительно меньше и не обладают резко выраженным идиоморфизмом. Далее к юго-востоку от верховьев р. Аксибара-чай среди туфобрекчий и порфиритов появляются прослои туфогенных песчаников, а выше располагается промежуточная толща нормальных песчаников и сланцев верхов средней юры с редкими прослоями известняков. В указанной толще можно наблюдать все переходы от туфо-песчаников (обычно карбонатизированных) через песчаники и известковистые песчаники к прослоям песчанистых известняков и известнякам; последние обычно оолитового сложения. Некоторая примесь туфогенного материала замечается и в известняках.

Туфо-песчаники состоят из смеси слабо окатанных и неокатанных минералов, соответствующих порфиритовому составу; цементом обычно являются разложенные участки стекла.

Песчаники обычно мелкозернистые (зерна около 0,5—1 *мм*); состоят они из зерен плагиоклазов, кварца (редко), зерен основной массы порфиритов и местами рудных зерен (магнетит). Цемент обычно глинисто-хлоритовый и частью карбонатный.

Сланцы обычно темносерого и черного цвета и представлены глинистыми и глинисто-хлоритовыми разностями; местами имеется примесь углистого вещества и почти всюду незначительное количество туфового элемента (осколочки стекла и плагиоклазов размерами около 0,05—0,10 *мм*).

Заканчивая этим описание среднеюрских вулканогенных отложений Армутлы-Кульпинского района, следует указать на полное соответствие их, по данным В. Г. Грушевого, с таковыми района Аллаверды — по левую сторону р. Дебеда-чай. В исследованном районе не констатированы лишь так называемые «нижние эпидотизированные порфириты», обнажающиеся лишь в виде «окна» и не переходящие на правый склон р. Дебеда-чай, а также альбитофиры и порфириты района горы Ляльвар. Последние породы занимают в Аллавердском районе наиболее высокий гипсометрический уровень и, по данным В. Г. Грушевого (*272*), моложе бата, причем не исключено вероятие их третичного возраста.

На основании находок морской фауны в вышеописанных туфогенных породах необходимо предположить, что, вероятно, бóльшая часть вулканогенной толщи отложилась в море. Значительная часть эффузий была подводной, но, вероятно, были и наземные излияния (вулканические острова?). Необходимо отметить резкую смену фаций по простиранию: туффиты на протяжении 1—2 *км* переходят постепенно в туфы, туфобрекчии и даже порфириты.

Верхнеюрская толща порфиритов, туфов и туфогенных пород Дашкесанского района почти ничем не отличается от вышеописанных пород среднеюрской вулканогенной толщи. В общем они лишь несколько свежее последних.

Состав эффузивных пород, видимо, существенно меняется по вертикали, что явствует из смены плагиоклазовых и авгитовых порфиритов кварцевыми порфиритами и частью кварцевыми порфирами.

Такая же, но более резко выраженная цикличность (к тому же повторяющаяся два раза, но в разных масштабах) наблюдается в нижнеюрской вулканогенной толще, которая венчается типичными кварцевыми порфирами, обладающими вообще в Закавказье большим развитием и нередко большой мощностью.

В сводной табл. 2 (стр. 380—381) приведены химические анализы некоторых характерных пород среднеюрской вулканогенной толщи Аллаверд-

ского района, а также Кировабадского (Кедабек — Чираги-дзор) и других районов. Там же приведены анализы пород из нижнеюрской вулканогенной толщи, включая кварцевые порфиры.

Ввиду сильной измененности пород (на что указывают большое количество CO_2 и микроскопические данные) анализы и формулы, конечно, не могут точно передавать характер пород. Образцы являются до некоторой степени случайными, и повышение кислотности некоторых из них может происходить за счет вторичного кварца. Поэтому мы оставляем за некоторыми породами более общие названия, чем это следовало бы, руководствуясь только химическим анализом [1].

По данным табл. 2, отчетливо выступает более основной характер эффузивов нижнеюрской толщи Кировабадского района на пространстве от Муров-дага до Кедабекского района; нижнеюрские эффузивы более южной зоны — района среднего течения р. Хачин-чай и р. Тертера — представлены кварцевыми порфиритами и кварцевыми порфирами. Химизм пород среднеюрской вулканогенной толщи более или менее сохраняет свой характер на всем пространстве восточного Закавказья.

Все вышеописанные и анализированные вулканогенные породы могут служить хорошим примером диагенетизированной фазы эффузивов М. А. Усова [2], в данном случае не подвергшихся, повидимому, значительному давлению при тектонических процессах.

МЕЛОВЫЕ ЭФФУЗИИ

Меловые эффузии Восточного Закавказья распространены в сеномане, туроне и нижнем сеноне. Представлены они вулканогенными породами, протягивающимися в виде узкой полосы в передовых частях гор на севере и затем в середине Армянского нагорья, в бассейне оз. Гокчи, р. Тертера и р. Акера-чай.

Петрографический состав вулканогенных толщ обоих районов несколько различается (породы южного района более основные), поэтому ниже дается описание каждой из них отдельно для двух наиболее характерных районов.

В бассейне среднего и, главным образом, нижнего течений рр. Акстафачай и Дебеда-чай имеет большое развитие вулканогенная толща, низы которой трансгрессивно перекрывают известняково-песчаниковую толщу сеномана, среднеюрскую вулканогенную толщу и верхнеюрские известняки. Представлена вулканогенная толща туфами, туфобрекчиями и порфиритами, прослаиваемыми маломощными, сравнительно быстро выклинивающимися пачками туфогенных песчаников и песчанистых туфовидных известняков. Мощность этой толщи по направлению с северо-запада на юго-восток непрерывно уменьшается, доходя до полного видимого выклинивания в районе города Иджевана (Караван-сарай).

Порфириты вышеупомянутой толщи представлены плагиоклазовыми и авгитовыми (реже) разностями; основная масса преимущественно стекловатая. Количество вкрапленников обычно небольшое. Минералогический состав следующий: плагиоклаз, пироксен, изредка встречающийся биотит, апатит и магнетит. Вторичные минералы обычные: хлорит (в большом количестве), карбонат, водные окислы железа, глинистые продукты. Следует отметить, что в верхних частях вулканогенной толщи встречаются

[1] Бо́льшая часть их выполнена в лаборатории б. Геологического комитета.
[2] Усов М. А., Фазы эффузивов, Томск, 1925.

более кислые разности порфиритов, представляющие местами переход к дацитам. В одном пункте (гора Пипис) сохранился центр извержения этих более кислых порфиритов; указанный центр представлен денудированным жерлом (нэком) существовавшего в туронское время вулкана.

Кластические вулканогенные породы туронской толщи представлены разнообразными типами туфов: стекловатыми, кристаллическими и агломератовыми. Очень часто между указанными типами встречается большое число промежуточных (переходных) разностей. Преобладают все же агломератовые туфы, обломки которых представлены почти исключительно авгитово-плагиоклазовыми порфиритами.

В силу своего сложения туфы легко поддаются выветриванию и разложению, поэтому свежие породы можно наблюдать лишь в искусственных выемках. Туфогенные песчаники, песчаники, известковистые песчаники и песчанистые известняки образуют непрерывный ряд переходных пород от туфобрекчий и прослаивают последние на разных горизонтах в виде маломощных пачек, быстро выклинивающихся по простиранию. Фауна в них встречается редко.

Верхнемеловая вулканогенная толща бассейна оз. Севан и бассейна р. Тертера имеет более основной характер; представлена она порфиритами, туфами и туфобрекчиями, среди которых довольно большое развитие имеют диабазовые туфобрекчии и туфы, как правило, весьма разложенные. Это именно те породы, которые на геологической карте Восточной Армении Г. Абихом обозначены как «Diabas-Grünstein, mässig und in allen klastischen Ausbildungformen regelmässig geschichtet».

Вышеуказанные породы имеют исключительное развитие по северо-восточному побережью оз. Севан от меридиана сел. Надеждино к востоку до бассейна р. Тертера и подлежат сенонским известнякам [1].

Диабазовые туфобрекчии и туфы представляют типичную кластическую породу, преимущественно грязно-зеленоватого цвета. Обычно они настолько хлоритизированы, карбонатизированы и эпидотизированы, что лишь по контурам отдельных минералов можно судить о первоначальном характере породы. Местами все же встречаются более свежие обломки полевых шпатов, авгита и роговой обманки; весьма редко встречается кварц. Цемент обломков представлен хлоритовым веществом и кальцитом, местами преобладает глинистое и кремнистое вещество. В некоторых местах наблюдаются целые пачки глинисто-кремнистых плотных пород буро-красного цвета. Под микроскопом породы состоят из плотной глинисто-кремнистой массы, почти не действующей на поляризованный свет и окрашенной ржаво-красными водными окислами железа.

Местами наблюдаются сильно разложенные диабазы с реликтовой офитовидной структурой. В породе иногда встречаются миндалины, выполненные хлоритом (делесситом?) и частью кальцитом, причем порода приобретает облик мандельштейна.

Плагиоклазовые порфириты, встречающиеся в туронской толще, обычно также разложены; основная масса гиалопилитовая или пилотакситовая, местами спилитовидная. Вкрапленники наблюдаются весьма редко; микровкрапленники представлены плагиоклазом и авгитом. Основная масса, как и микровкрапленники, хлоритизирована и карбонатизирована; местами наблюдаются миндалины, выполненные хлоритовым веществом (делесситом?). Туфы и туфобрекчии порфиритов отличаются

[1] Повидимому, значительная часть этих пород не туронского, а нижнесенонского возраста. *(Ред.).*

разложенностью. Резкой границы в поле между вышеописанными породами диабазового и порфиритового типов провести нельзя. Вероятно, они связаны между собой постепенными переходами, которые при значительной разложенности пород уловить не всегда удается.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ И НИЖНЕМЕЛОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

Верхнеюрские и нижнемеловые (?) интрузии представлены в Восточном Закавказье породами гранодиоритовой магмы; проявляются они всего в двух районах.

Мисханский район

В районе сел. Ново-Михайловка (Мисхана, Армянская ССР, в бассейне р. Маман-чай, правого притока р. Занги) В. Н. Котляр констатировал кислые интрузивные породы граносиенитового типа досеноманского возраста.

Указанный возраст доказывается с несомненностью присутствием гальки этих граносиенитов в сеноманском конгломерате.

Область распространения граносиенитов ограничивается верховьями р. Маман-чай, и выходы их почти повсюду сопровождаются аплитовыми и редко пегматитовыми жилами.

Макроскопически граносиениты представляют крупно-, чаще среднезернистую породу лейкократового типа с видимыми кристаллами полевого шпата, а также темноцветных минералов в небольшом количестве. Цвет породы светлосерый с розоватым и зеленоватым оттенком.

Таблица 1

	№ 269b Гранодиорит	№ 143c Плагиогранит		№ 269b Гранодиорит	№ 143c Плагиогранит
SiO_2	61,57	69,67	K_2O	2,82	1,71
TiO_2	0,37	0,27	Na_2O	2,00	3,65
Al_2O_3	15,57	14,74	H_2O^+	2,80	0,55
Fe_2O_3	1,36	1,54	H_2O^-	0,23	0,24
FeO	1,63	1,33	CO_2	4,21	—
MnO	0,08	Сл.	P_2O_5	—	0,35
CaO	5,67	3,86	Σ	100,14	99,70
MgO	1,83	0,84	Аналитик	Б. М. Френкель	В. Прихней

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ 269b	$0,84\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 6,1SiO_2$	$a = 3,2$	$R_2O:RO = 1:1,16$
№ 143c	$1,19\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 7,5SiO_2$	$a = 3,58$	$R_2O:RO = 1:1,4$

Сводная таблица анализов пород юрских эффузий Восточного Закавказья *Таблица 2*

№ по пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	Прочие составные части	Σ	Магматические формулы: $\frac{R}{R}O \cdot R_2O_3 \cdot SiO_2$	Магматические формулы: $R_2O:RO$	Магматические формулы: a	Местонахождение	Литературный источник
		А. Нижнеюрские эффузивы (в процентах)																			
1	519	Порфирит	45,12	0,72	20,39	3,58	9,23	0,28	8,07	5,78	1,12	1,54	4,18	0,20	—	100,21	2,06·1·3,4	1:12	1,34	Кедабекский район, к востоку от сел. Ново-Спасского	К. Н. Паффенгольц (*656*, стр. 6)
2	68	»	54,77	0,61	16,90	6,86	1,86	0,48	8,07	2,02	0,64	4,80	2,17	0,47	—	99,65	1,4 ·1·4,3	1:2,6	1,9	Бассейн р. Тертера, вершина горы Муров-даг	К. Н. Паффенгольц
3	471	Кварцевый порфир .	75,18	0,59	11,02	3,70	0,43	0,09	1,98	0,74	0,37	4,69	1,38	0,25	—	100,42	1,1 ·1·9,8	1:1,3	4,8	Бассейн р. Тертера, вершина горы Коджагурт	К. Н. Паффенгольц
4	773	» »	72,36	0,25	13,35	1,05	2,34	0,04	2,26	0,58	0,59	4,18	1,33	0,27	$CO_2$1,96	100,56	0,87·1·8,5	1,7:1	4,4	Кировабадский район, рудн. Чирагидзор	К. Н. Паффенгольц (*664*, стр. 6)
5	367	» »	72,50	0,08	4,53	2,04	1,32	0,21	1,66	1,12	1,46	3,87	1,03	0,30	—	100,12	1,03·1·8,0	1:1,05	4,0	Кедабекский район, к северо-западу от рудника	К. Н. Паффенгольц (*656*, стр. 7)
6	248	» »	68,84	0,46	10,01	5,97	1,44	—	3,81	1,04	0,98	4,80	1,52	0,36	$SO_3$0,62	99,85	1,56·1·8,45	1:1,16	3,71	Бассейн среднего течения р. Дзегам-чай	П. С. Бернштейн (*85b*, стр. 461)
		Б. Среднеюрские эффузивы (в процентах)																			
1	21a	Диорито-диабазовый порфирит	50,49	0,75	15,84	8,75	0,22	—	7,07	5,80	0,74	4,03	5,61	—	—	99,30	1,64·1·4,05	1:3,8	1,74	Аллагердский район	Н. Морозов (*610*, стр. 131)
2	37	Диоритовый порфирит	53,32	0,87	18,59	7,17	2,68	0,16	7,44	3,92	0,60	3,93	3,17	—	—	100,85	1,49·1·3,87	1:3,8	1,72	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 133)
3	57	Андезитовидный кварцевый порфирит	55,64	0,34	19,36	6,06	0,68	Не опр.	5,97	2,72	0,70	6,20	3,72	—	—	101,39	1,01·1·4,06	1:1,07	2,02	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 141)
4	109	Дацитовый порфирит	68,79	0,24	16,07	2,90	0,22	Не опр.	1,69	0,59	2,62	5,30	2,17	—	—	100,59	0,74·1·6,51	6,4:1	3,47	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 147)
5	65	Пелитовый туф дацитового порфирита .	72,61	0,29	16,05	3,39	Не опр.		0,96	0,57	4,81		1,32	—	—	100,00	—	—	—	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 149)
6	10p	Рудничный сланец .	43,01	0,96	30,50	3,21	FeS_2	3,90	1,02	4,22	3,55		9,63	—	—	100,00	—	—	—	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 150)
7	147	Лабрадоровый порфирит горы Ляльвар	57,06	0,88	17,49	4,18	3,24	—	7,57	3,02	2,24	3,56	1,62	—	—	100,86	1,70·1·4,86	1:3,1	2,06	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 139)
8	240	Порфирит	63,30	0,61	12,43	2,81	3,88	0,11	5,34	0,80	2,24	1,28	2,79	0,49	$CO_2$4,03	100,11	0,84·1·7,6	1:1,8	3,6	Кедабекский район, р. Калакент-чай к юго-востоку от сел. Ай-кент	К. Н. Паффенгольц (*656*, стр. 8—9)
9	235b	Туфобрекчия	61,16	0,57	14,81	1,49	4,79	0,09	2,56	3,06	3,34	0,70	3,32	0,61	$CO_2$3,24	100,04	1,04·1·6,9	1:2,57	3,2		
10	236	Кварцевый порфирит	67,08	0,63	13,05	1,00	5,38	0,15	1,49	2,51	0,95	4,40	2,11	0,50	$CO_2$0,67	99,92	1,75·1·8,4	1:1,85	3,5		
11	753	Порфирит	58,05	1,07	15,77	3,08	5,77	0,13	2,94	3,47	0,67	4,38	2,69	0,56	$CO_2$1,01	99,59	1,5 ·1·5,4	1:2,6	2,4	Кировабадский район, рудн. Чирагидзор	К. Н. Паффенгольц (*664*)
12	128	»	48,76	0,36	14,34	4,02	5,24	0,15	9,57	6,60	0,42	3,32	3,88	0,96	$CO_2$2,65	100,27	7,6 ·1·4,8	1:21	0,9	Бассейн р. Тертера	К. Н. Паффенгольц
13	126	»	54,28	0,58	15,96	3,23	3,86	0,75	10,89	5,69	0,54	2,24	1,86	0,51	—	100,39	2,5 ·1·5,2	1:9	1,9	Бассейн р. Тертера, р. Турагай-чай	К. Н. Паффенгольц
14	23	Плагиоклазовый порфирит	46,68	Сл.	21,39	7,93	1,60	—	6,03	0,69	0,68	2,80	5,58	0,77	$SO_3$6,19	100,34	0,8 ·1·2,4	1:4	1,59	Южный Зангезур, бассейн р. Басут-чай	В. Д. Тучанский

Под микроскопом структура породы гипидиоморфно-зернистая, переходящая иногда в панидиоморфно-зернистую; текстура массивная. Минералогический состав следующий: калинатровый полевой шпат (преобладает ортоклаз), плагиоклаз, кварц (мало), небольшое количество биотита и мусковита; примеси — апатит, циркон, магнетит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом и глинистыми продуктами.

Вокруг интрузий граносиенитов в области развития роговиковых сланцев чрезвычайно широко распространены производные граносиенитовой магмы — аплитовые жилы. Макроскопически последние представлены светлыми (белыми, розовыми, желтоватыми, иногда с зеленоватым оттенком) породами, большею частью мелкозернистыми. Минералогический состав их под микроскопом следующий: кварц, полевой шпат, мусковит; структура гипидиоморфно-зернистая, иногда панидиоморфная.

В. Н. Котляр отмечает для этого же района переходные разности интрузивных пород между аплитами и граносиенитами.

Пегматитовые жилы, имеющие незначительное распространение, характерны под микроскопом своей структурой, образованной вытянутыми червеобразными отростками кварца, прорезывающими плагиоклаз.

Мехманинский район (Нагорный Карабах)

Гранодиориты нижнемелового возраста были встречены К. Н. Паффенгольцем по правую сторону р. Тертера, в окрестностях селений Джанятаг и Гюль-ятаг, в бассейне небольших речек Гюль-ятаг-джур и Кабарта-чай. Слагают они одну сравнительно крупную интрузию, протягивающуюся в направлении с СЗ на ЮВ; исследована интрузия на протяжении от р. Касапет-чай до р. Хачин-чай, протягивается же она и далее к ЮВ по правую сторону указанной реки.

Возраст интрузии определяется следующими фактами: в Мехманинском районе гранодиориты прорывают вулканогенную толщу средней юры и отчетливо трансгрессивно перекрываются верхнесенонскими мергелями и известняками; последние имеют в своем основании конгломерат с гальками и угловатыми кусками указанных гранодиоритов. Галька метаморфизованных, вероятно, этими же гранодиоритами пород была встречена уже в конгломерате основания верхнего альба; из сказанного следует, что внедрение гранодиоритов произошло, видимо, в нижнемеловую эпоху или, в крайнем случае, в верхнеюрскую[1].

Макроскопически гранодиориты представляют средне- и мелкозернистую породу, местами порфировидную, светлозеленоватого цвета, иногда с красноватым оттенком.

Структура обычно типичная гипидиоморфно-зернистая, реже панидиоморфно-зернистая, местами порфировидная.

Минералогический состав породы иногда колеблется в довольно широких пределах, дающих основания к установлению в составе пород интрузии членов ряда: кварцевый диорит (диорит с кварцем) — гранит; ввиду этого за указанными породами оставлено более общее название гранодиоритов. Под микроскопом видны плагиоклаз (резко преобладает над другими составными частями), ортоклаз, кварц, авгит, биотит и редко роговая обманка.

---

[1] Вмещающими породами для интрузии служат среднеюрские вулканогенно-обломочные отложения. *(Ред).*

Выше в табл. 1 приводятся химические анализы образцов гранодиорита (№ 269b) и плагиогранита (№ 143c) из Мехманинской интрузии (в процентах); последний анализ заимствован у А. Н. Соловкина (*772*).

Из сравнения анализов табл. 1 видно, насколько варьирует химический состав пород одной интрузии; образцы взяты на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга.

* * *

Заканчивая на этом краткое описание юрских и меловых эффузий и интрузий, можно отметить следующий характер изменения химизма пород.

Эффузии лейасового времени начинаются основными разностями на севере (Кедабек, Муров-даг) и юге (Джульфинское ущелье) и кислыми в средней части района (бассейн среднего течения р. Хачин-чай). К концу лейасового времени почти всюду эффузивы представлены весьма устойчивой фацией кварцевых порфиров.

Среднеюрские эффузивы представлены, за редкими исключениями, породами типичного порфиритового состава, верхнемеловые же — более основного характера. Нижнемеловые (?) интрузии более кислые — гранодиоритового состава. Химический состав пород приведен выше в табл. 2.

В заключение необходимо указать, что порфириты и некоторые туфогенные породы юрских и меловых толщ, а также гранодиориты являются хорошим строительным материалом, эксплоатируемым местным населением. С гранодиоритами связаны Мехманинское и Мисханское полиметаллические месторождения. В отношении водоносности все вышеописанные породы роли не играют; в силу своего литологического состава они невлагоемки и никаких пластовых вод не содержат.

НЕОИНТРУЗИИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В связи с альпийской складчатостью в зоне южного склона Главного хребта весьма широко проявились вулканические процессы; интрузивные гипабиссальные породы встречаются здесь во многих местах. Каждое новое или более детальное по сравнению с предшествующими исследование в этой зоне приводит к обнаружению все новых и новых, хотя и незначительных, выходов изверженных пород; несомненно, количество их со временем будет значительно увеличено, так как обширные площади остаются здесь все еще неисследованными. Характер самих пород и их выходов, а также характер очень широко развитых здесь рудопроявлений указывает, что в зоне южного склона Главного хребта эрозия только начинает вскрывать кровлю глубже залегающей интрузии, что доказывается наличием в породах отпрысков последней.

ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ

Граниты и гранодиориты известны в западной части рассматриваемой зоны — в Абхазии и Сванетии.

В Абхазии молодые граниты были впервые обнаружены при маршрутных исследованиях и кратко описаны Л. К. Конюшевским. Еще в 1909—1911 гг. им было обнаружено шесть выходов в бассейне р. Кодор (*423*):

1. На правом берегу р. Кодор, ниже устья р. Зимы, среди круто залегающих известняков нижнего мела на протяжении 40—50 *м* вдоль дороги

наблюдаются выходы «серого гранито-диорита с малым содержанием кварца» (стр. 47).

2. По ручью, впадающему в р. Кодор слева против устья р. Чхалты, встречаются «валуны гранита, принесенные сверху, в граните иногда можно видеть включения глинисто-кремнистых пород и диабазовых туфов, что указывает на более древний возраст последних сравнительно с гранитами, коренное месторождение которых находится, вероятно, на возвышенности Дауч в самом верховье ручья» (стр. 58).

3. «На водораздельном между рр. Чхалтой и Кодором хребте Линча обнажаются нормального типа роговообманковые и слюдяно-роговообманковые граниты, занимающие большую площадь, в которую клином заходят меловые отложения» (стр. 62); «ясно видно, что граниты были изверженны после образования известняков, слои которых при этом были приподняты извержением, и в контакте плотные известняки превращены в белый мелкокристаллический мрамор» (стр. 63).

4. По берегам р. Джиннала, правого притока р. Кодор, к северу от сел. Георгиевского среди порфиритовых туфов на протяжении нескольких десятков метров обнажаются роговообманковые граниты.

5. На водоразделе между рр. Джиннала и Амтхела среди порфиритовых туфов выступают серые пегматитовые граниты, прослеженные по тропе к северу не менее 1,5 *км*.

6. «В верховьях рч. Лахты, притока р. Джиннала, среди пород туфогенной свиты выступают белые граниты, заключающие в себе большие вплавленные обломки первых и обнаруживающиеся по тропе на протяжении около 0,5 *км*» (стр. 67).

Л. К. Конюшевский и в приведенных описаниях и в заключительной части своей работы отмечает более молодой возраст гранитов по сравнению с меловыми известняками. Однако специальные исследования экспедиции Академии наук 1933—1934 гг. во главе с Д. С. Белянкиным привели к заключению, что неоинтрузия Абхазии древнее верхнего мела (*82*, примечание на стр. 106).

По исследованиям С. И. Ильина в 1934 г., на обоих берегах р. Восточной Гумисты, километрах в 4 к северу от сел. Андреевского, обнажаются на площади около 1 *кв. км* граниты, прорезанные рекой на несколько сот метров. Второй небольшой выход гранитов установлен высоко на левом склоне р. Западной Гумисты, уже вблизи водораздельного гребня. В обоих случаях граниты прорывают песчано-сланцевую свиту нижней или средней юры с пластовыми залежами диабазов. Граниты оказывают контактное воздействие на вмещающие породы и обусловливают образование здесь биотитовых роговиков.

Выполненное И. Г. Кузнецовым микроскопическое исследование гранитов показало, что они представляют большей частью мелкозернистые породы, равномернозернистого или порфировидного сложения. Состав их: кварц, зональный плагиоклаз (андезин № 40—45), кали-натровый полевой шпат (калиевый анортоклаз с $2V = -38°$) и темнобурый биотит. Породы отличаются большой свежестью — плагиоклазы водянопрозрачны, биотит без признаков какого-либо разложения, и только анортоклаз мутный.

Признаки катаклаза отсутствуют.

По сообщению С. И. Ильина, выше по течению р. Гумисты в выносах последней имеется большое количество гранитов, очевидно, также послесреднеюрских, так как эта река своими верховьями не достигает древних кристаллических пород.

Фото 9. Верховье Риона. Главный хребет (граниты), на переднем плане — сланцы лейаса. (Фото И. Г. Кузнецова)

Граниты р. Гумисты выходят на западном продолжении той зоны, которой подчинены описанные Л. К. Конюшевским выходы гранитов в бассейне р. Кодор, и должны быть отнесены к тому же возрасту — они моложе средней юры и древнее верхнего мела. Исследование И. Г. Кузнецовым образца валанжинского песчаника из коллекции С. И. Ильина из района р. Гумисты показало значительную роль в этом песчанике калиевого анортоклаза. Это позволяет предполагать, что граниты Абхазии или смежного района древнее нижнего мела; в таком случае довольно точно был бы установлен верхнеюрский их возраст.

Нет сомнения, что в еще совсем мало изученной горной Абхазии мезозойские граниты имеют гораздо большее распространение, чем известно до сих пор по работам Л. К. Конюшевского и С. И. Ильина. Очевидно, именно с этой мезозойской интрузией здесь связан ряд главным образом полиметаллических месторождений.

Вследствие весьма слабой изученности Сванетии роль молодых мезозойских и третичных интрузий пока еще здесь не выяснена. По данным Г. П. Агалина, по склонам долины р. Ингур, выше устья р. Ненскрыры, имеются три незначительных выхода молодых гранитов. Два из них прорывают сланцевую свиту нижней юры и один — нижнекарбоновые отложения.

По данным Г. Р. Чхотуа, в верховьях правой ветви р. Зесхо, притока р. Цхенис-цхали, в 7 *км* от поселка Цена, на склонах горы Цурунгал в содержащих диабазы и порфириты сланцах лейаса имеются мелкие выходы залегающих в форме штоков гранитов (или гранодиоритов) и дайки альбитофиров. С выходом этих «неогранитов» на горе Цурунгал, связывается крупное месторождение арсенопирита и жилы кварца с молибденитом.

На широкое подземное распространение молодой кислой интрузии в Верхней Сванетии указывает уже то, что сложенные черными глинистыми сланцами юры склоны долин усеяны, по маршрутным наблюдениям И. Г. Кузнецова, белыми выходами и развалами часто очень мощных жил кварца.

В верховьях самого Риона и по его притокам неограниты пока еще не обнаружены, но здесь известно уже много выходов специальных пород — схизолитов. Они образуют разной мощности и направления дайки в древних гранитах, в глинистых сланцах лейаса и в известняково-мергельной толще верхней юры — нижнего мела. Связываемые с ними рудопроявления установлены здесь также во всех упомянутых породах; существенно, что рудные месторождения имеются здесь в самых молодых для этого района осадках нижнего мела. Таким образом по возрасту упомянутые схизолиты оказываются посленижнемеловыми.

На правом склоне долины р. Чанчахи, на водоразделе между ее притоками Бубис-цхали и Бокос-цхали, непосредственно к югу от линии надвига гранитов Главного хребта на глинистые сланцы лейаса залегает залежь сильно выветрелой порфировой породы; те же самые, но совершенно свежие породы в большом количестве встречаются в русле р. Бубис-цхали; они выносятся, очевидно, этой речкой и питающим ее ледником с ледниковой неисследованной области Главного хребта. Породы порфировые с полнокристаллической микрогранитной основной массой состоят из кварца, зонального плагиоклаза (от альбита до андезина) и красновато-бурого биотита; из акцессорных минералов встречен циркон. Состав и структура пород позволяют определить их как слюдяные кварцевые диорит-порфиры (*454*).

По р. Чьешури, бассейн которой подвергся более детальному исследованию (*420*, *453*), известен целый ряд даек — отпрысков неоинтрузии;

слагающие их породы имеют порфировую структуру, а основная их масса то полнокристаллическая — микрогранитная, то стекловатая; породы плагиоклазовые; кали-натровые полевые шпаты отсутствуют или могут присутствовать лишь в основной массе, где не поддаются определению; цветным минералом всегда является биотит: кварц в одних случаях представляется существенной составной частью, в других совершенно отсутствует; в общем все эти породы представляют различной кислотности производные гранодиоритовой магмы. Наблюдались случаи (*453*) залегания этих пород в зоне милонитов по надвигу докембрийских гранитов на сланцы лейаса, причем породы даек оказываются без всяких признаков катаклаза. По составу и структуре здесь определены слюдяные кварцевые диорит-порфиры, дациты, андезито-дациты и андезиты (*453*).

В сланцевых свитах лейаса и верхней юры — нижнего мела в подавляющем большинстве случаев упомянутые породы образуют пластовые залежи, простираясь вместе с ними в западо-северо-западном направлении, реже дайки оказываются секущими и имеют северо-северо-восточное простирание, те же два направления даек установлены и в гранитах. Мощность даек колеблется от 1—2 до десятков метров.

Кроме р. Чвешури, такие же породы установлены по левому склону р. Рион выше по течению, в местности Рустави, по Татарсахлис-ру, по р. Зопхитуре, на перевале Вацис-цвери из р. Рион в верховье р. Цхенис-цхали.

Во всем этом районе с неоинтрузией связаны месторождения молибденита, вольфрамита, арсенопирита, халькопирита, пирита, марказита, пирротина, антимонита, реальгара и аурипигмента, галенита, сфалерита и киновари.

Выходы охарактеризованных дериватов гранодиоритовой магмы изредка встречаются, по данным И. Г. Кузнецова, и значительно южнее — уже по южному склону Сванетско-Рачинского хребта, протягивающегося параллельно Главному хребту. Они встречены по левому склону долины р. Гарулы и по правому склону р. Сакаури и представлены теми же слюдяными кварцевыми диорит-порфирами и андезито-дацитами. Соответственно этому и здесь наблюдается оруденение в виде антимонита, реальгара и аурипигмента.

Указанные в Верхней Раче отпрыски (по крайней мере часть из них) молодой интрузии гранодиоритовой магмы оказываются моложе нижнего мела. Они могут представлять собой одну из последующих фаз той же верхнеюрской интрузии, но могут быть и значительно более молодыми, вплоть до третичного времени. В пользу их более молодого возраста может отчасти свидетельствовать приуроченность некоторых выходов к зоне милонитов вдоль надвига Главного хребта.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

В Абхазии по р. Кодор, в уроч. Латы, по данным Л. К. Конюшевского (*423*), среди нижне- или среднеюрских песчано-сланцевых пород на протяжении около 40 *м* вдоль Военно-Сухумской дороги «выступает порода, которая существенным образом состоит из слабо серпентинизированного оливина и биотита, хлорита с примесью авгита и титанистого железняка и почти не содержит полевого шпата. Порода, таким образом, относится к слюдяным перидотитам» (стр. 127). По устному сообщению сотрудника экспедиции 1934 г. Академии наук Б. В. Залесского, в уроч. Латы обнажаются молодые оливиновые габбро.

Здесь мы имеем, несомненно, молодую, во всяком случае не древнее средней юры, интрузию основных, а, может быть, одновременно и ультраосновных пород. Будут ли они мезозойскими или третичными, пока сказать нет возможности.

В Верхней Раче в моренах ледника Микича, питающего р. Чвешури, И. Г. Кузнецовым (*453*) встречены и описаны черные порфирового сложения породы — спессартиты, состоящие из бурой роговой обманки, плагиоклаза и магнетита. Свежесть породы и отсутствие признаков катаклаза позволяют предполагать молодой мезозойско-кайнозойский ее возраст.

ТРЕТИЧНЫЕ НЕОИНТРУЗИИ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Кислые и основные интрузии в пределах Закавказья были известны, конечно, уже давно, но третичный возраст их был обоснован лишь в последние годы, в связи с развитием детальных геологических съемок.

Большинство неоинтрузий в Закавказье находится в восточной его части, в пределах так называемого Малого Кавказа. Описание пород отдельных интрузий ведется в настоящем разделе с запада на восток.

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ФАЦИИ

В пределах северо-западной части Малого Кавказа много интрузий гранодиоритового типа находится в бывшем Борчалинском уезде, в бассейне рр. Дебеда-чай и Храми (его правых притоков). Первое описание этих интрузий дает Н. И. Лебедев (*489*), первое детальное описание гранодиоритов Аллавердского района приводит В. Г. Грушевой (*272*). Обстоятельная работа Н. Морозова (*610*) касается лишь эффузивных и жильных пород Аллавердского района; исследованиями указанного автора была захвачена незначительная площадь, в которую граниты не вошли.

На геологической карте Н. И. Лебедева (*489*) интрузии гранодиоритов показаны в следующих пунктах: 1) по левому склону р. Агзы-биюк (левый приток р. Каменки) у сел. Урут, 2) в верховье р. Болнис-чай (бассейн р. Машавери), 3) в верховье р. Ахтала-чай у развалин Уч-килиса, 4) в районе сел. Чачкан по левому склону долины р. Дебеда-чай (эта интрузия соединяется с Кульпинской), 5) по левом усклону р. Дебеда-чай против сел. Ахпат.

Граниты Чатахского района (к северо-западу от Аллаверды) в литературе не описаны. Они упоминаются лишь в рукописи К. Е. Габуния без точного определения их возраста.

Все гранодиориты указанных пунктов в общем весьма сходны между собой и прорывают среднеюрскую вулканогенную толщу. В соседнем же к востоку районе, по правую сторону р. Дебеда-чай, такие же гранодиориты прорывают и отложения среднего эоцена, неизвестные по левую сторону р. Дебеда-чай. По аналогии можно и гранодиориты Аллавердского района считать поэтому послесреднеэоценовыми. Как увидим дальше (стр. 398), этот возраст можно еще повысить до послеолигоценового. Ниже дается краткое описание гранодиоритов Аллавердского района, по данным В. Г. Грушевого (*272*). Описание это относится к породам одной интрузии (в местности Арта-тала), но за малыми уклонениями оно характеризует все гранодиориты района. Макроскопически это средне- или мелкозернистая порода серого и розоватого цвета, с видимыми на-глаз зернами полевого шпата и зеленоватого темноцветного минерала; изредка заметен

кварц; в отдельных кусках наблюдается вкрапленность пирита. В нескольких местах отмечены выходы розовой более мелкозернистой лейкократовой аплитовидной разности. Аплитовых и пегматитовых жил не встречено. Под микроскопом структура полнокристаллическая, гипидиоморфно-зернистая; минералогический состав следующий: плагиоклаз (андезин и альбит), кварц, кали-натровый полевой шпат и незначительное количество амфибола; примеси — магнетит и апатит; вторичные минералы — хлорит, серицит, водные окислы железа и глинистые продукты.

Плагиоклазы (различно сдвойникованные и местами зональные) и кали-натровый полевой шпат заметно пелитизированы и частью серицитизированы. Оптические исследования для кали-натрового полевого шпата дали анортоклаз и микроклин.

Кварц в небольших ксеноморфных, иногда округленных трещиноватых зернах. В полевых шпатах и кварце мельчайшие включения амфибола, хлорита, апатита. Роговая обманка обычная, в виде мелких неправильных зерен и небольших скоплений, часто хлоритизирована.

Магнетит частью первичный, частью вторичный. Апатит в очень многочисленных бесцветных тонких игольчатых кристаллах пронизывает все минералы, но особенно приурочен к агрегатам цветных минералов. К породе больше всего подходит название гранодиорита. Н. И. Лебедев (*489*), кратко описавший породы из этого же и из двух других выходов (у сел. Чочкан километрах в 12 к северо-востоку и у сел. Урут километрах в 20 к юго-западу), хотя и называет их гранитами, указывает также на значительное содержание плагиоклаза.

Правобережье р. Дебеда-чай (район Армутлы — Кульп).

По правую сторону р. Дебеда-чай, в пределах среднего течения ее, интрузивные породы гранодиоритового типа занимают большую площадь в районе селений Кульп, Шапох, Арчис и ст. Айрум. Другие интрузии, значительно меньших размеров, констатированы у селений Хачидур, Кариндж, Атан и Каш-Катан *(649)*.

Гранодиориты представляют весьма характерную глубинную породу обычно серого цвета с зеленоватыми и красноватыми оттенками. Структура породы типичная гранитовая; в средних частях интрузии порода крупнозернистая, а в краевых частях мелкозернистая, скрытокристаллическая, местами порфировидная.

Соответственно темноцветному компоненту гранодиориты разделяются на пироксеновые (авгитовые), роговообманковые, биотитовые, авгито-роговообманковые, биотито-роговообманковые, авгито-биотито-роговообманковые и бесслюдистые (лейкократовые). Под микроскопом минералогический состав в общем следующий (в убывающем порядке): плагиоклаз (олигоклазового ряда), кварц, ортоклаз (редко) и сравнительно незначительные количества темноцветных компонентов в различных соотношениях, указанных выше; примеси — магнетит, апатит, циркон; вторичные минералы — хлорит, серицит, глинистые продукты, железистые продукты, эпидот. От гранодиоритов соседнего Аллавердского района кульпинские гранодиориты отличаются полным отсутствием кали-натрового полевого шпата и присутствием биотита и моноклинного пироксена. Площадь, занимаемая Кульпинско-Шинохской интрузией гранодиоритов, достигает 80 *кв. км*.

Породы интрузий у селений Кариндж, Атан и Кот-кенд отличаются от кульпинских и хачидурских гранодиоритов значительно большей основностью.

Интрузия у сел. Кариндж представлена в центральных частях гранодиоритами, а в краевых частях — габбродиоритами и габбро. У сел. Атан констатированы меланократовые габбродиориты, обладающие местами шаровой отдельностью.

У сел. Кот-кенд незначительных размеров интрузия также представлена габбродиоритом. Габбродиориты были встречены также в краевой зоне Кульпинской интрузии; несомненно, что все указанные основные разности являются производными той же гранодиоритовой магмы.

Возраст гранодиоритов указанного района, судя по тому, что породы интрузии у сел. Кариндж интрудировали в отложения среднего эоцена, нужно считать послеэоценовыми, но по аналогии с такими же гранодиоритами бассейна оз. Севан возраст их можно считать послеолигоценовым.

В бассейне среднего и верхнего течения рр. Гасан-су, Тауз-чай и Хунзут-кут В. Н. Котляр *(431)*, производивший в указанном районе разведочные работы, констатировал ряд небольших интрузий типичных гранодиоритов, с которыми связаны многочисленные, но бедные месторождения медных и полиметаллических руд. Указанные гранодиориты прорывают отложения средней юры и верхнего мела.

Кедабекский район.

Интрузивные породы Кедабекского района *(656)* представлены диоритами и гранитами. Диориты редко являются типичными представителями пород этого типа; чаще всего наблюдаются кислые разновидности диоритов, а в редких случаях — более основные разности. Диориты обычно серо-зеленоватого цвета, средне- и мелкозернистые; бисиликатами обычно бедны, но местами встречаются целые участки, а также шлировые скопления, сравнительно богатые темноцветным компонентом.

Под микроскопом структура пород типичная гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная, у края интрузии обычно микрогранитовая. Минералогический состав в общем следующий (в убывающем порядке): плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, калиевый полевой шпат; моноклинный пироксен (преобладает авгит) встречается часто, нередко наряду с биотитом и реже с роговой обманкой; обычно породы уралитизированы и хлоритизированы. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, титанитом. Магнетит и пирит в мельчайших зернах бывают рассеяны по всему шлифу. Вторичные минералы представлены главным образом серицитом, глинистыми продуктами, хлоритом и эпидотом. Химический анализ одного образца (№ 379) помещен в сводной таблице 3 (см. стр. 396—397). По химическому анализу порода занимает промежуточное положение между нормальными диоритами и кварцевыми, подходя ближе к первым.

Диориты в Кедабекском районе слагают интрузии в окрестностях завода и сел. Сеутлу, у монастыря Чарека-ванк по р. Шамхор-чай, у селений Барум и Барсум по левую сторону р. Шамхор-чай и у сел. Новогореловки. К северу от Кедабека, в районе сел. Красное село (Славянка), имеют сравнительно большое развитие типичные граниты. Порода преимущественно серого и темносерого цвета, большей частью крупнозернистая, богатая кварцем.

Под микроскопом структура типичная гранитовая, в краевых частях порфировая с микрозернистой основной массой. Минералогический состав следующий: плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, калиевый полевой шпат, амфибол, биотит, пироксен, рудный минерал, апатит, циркон, сфен. Величина зерен кварца достигает 4 *мм* в поперечнике, и местами он преобладает над плагиоклазами; калиевый полевой шпат всегда в подчиненном количестве по отношению к кварцу и плагиоклазу, а местами он отсутствует. Из темноцветных компонентов чаще всего встречается роговая обманка; лишь местами наряду с ней присутствует авгит или биотит. Наконец, в единичных случаях констатированы чисто авгитовые граниты. Граниты часто разложены и богаты вторичными минералами, представленными хлоритом, серицитом, эпидотом и глинистыми продуктами.

Исходя из сказанного, мы должны были причислить граниты к рогово-обманково-плагиоклазовым разностям. Химический анализ одного образца (№ 676) помещен в сводной таблице 3. Из анализа явствует, что граниты Славянки значительно кислее среднего гранита; может быть, здесь наряду с первичной кислотностью магмы играла роль ассимиляция гранитной магмой кварцевых порфиров.

Указанный вывод подтверждается тем, что краевые части интрузий кислее срединных частей.

Контактные воздействия гранитов и диоритов выражаются: а) в инъекции гранитов и диоритов в окружающие породы; б) в образовании роговиковой породы и кварцево-слюдистого турмалинового скарна в контакте с порфиритами и кварцевыми порфирами; в образовании мрамора, известково-диопсидовой и гранатово-везувиановой породы в контакте с известняками; в) в образовании рудных месторождений гидротермального типа, связанных с фумарольной стадией интрузий.

Судя по тому, что в диоритовых интрузиях наблюдаются апофизы гранитов, необходимо заключить, что граниты моложе диоритов. Такое же возрастное соотношение гранитов и диоритов наблюдается в Зангезурском районе ССР Армении, по данным В. Г. Грушевого.

К северу от Кедабекского района, южнее линии железной дороги, диориты (?) слагают большую интрузию к юго-западу от сел. Мурул. Далее П. С. Бернштейн *(85б)* описывает небольшой шток (50×50 *м*) биотитовых гранодиоритов в 0,5 *км* к югу от сел. Бада-кенд. Тот же автор описывает еще довольно крупную интрузию биотитовых микропегматитовых гранодиоритов в районе сел. Муруклу, по правую сторону верховья р. Бабачай (правый приток р. Дзегам-чай).

Дашкесанский район

Гранодиориты Дашкесанского района и соседнего к востоку района рудника Чираги-дзор представлены весьма однообразными авгитовыми разностями. В общем же они весьма схожи с гранодиоритами Аллавердского района. Макроскопически большей частью светлозеленовато-серого цвета, среднезернистые породы, бедные бисиликатами; содержат только бледно-зеленый до бесцветного авгит.

В Дашкесанском районе гранодиориты залегают в ядре пологой синклинали, и с ними связано известное месторождение магнитного железняка *(654)*.

Химические анализы двух образцов, взятых у сел. Верхний Дашкесан на р. Кушкар-чай (№ 910) и у сел. Верхний Зурнабад (№ 551), приведены в сводной таблице 3.

В районе рудника Чираги-дзор *(664)* гранодиорит образует ряд небольших штоков, с которыми связано известное месторождение пирита.

Далее к юго-востоку от Чираги-дзора выходы гранодиоритов известны лишь в бассейне р. Тертера и соседнем с ним Мехманинском районе.

Бассейн р. Тертера

Гранодиориты послеолигоценового возраста встречены только в бассейне верхнего течения р. Тертера, где они слагают несколько мелких и одну крупную интрузию. Последняя расположена по правую сторону верховья р. Тертера, начинаясь тотчас выше минерального источника Исти-су, и слагает на довольно большом протяжении водоразделы с р. Акера-чай.

Указанные гранодиориты отличаются от всех вышеописанных явным преобладанием ортоклаза над плагиоклазом; остальные составляющие компоненты идентичны таковым гранодиоритов и диоритов Кедабекского и Дашкесанского районов. По данным К. Н. Паффенгольца, гранодиориты р. Тертера, несомненно, прорывают верхнеолигоценовую вулканогенную толщу. Основные же породы бассейна р. Тертера, прорывающие отложения среднего эоцена, с полной ясностью трансгрессивно перекрываются нижним олигоценом. Отсюда относительный возраст кислых и основных пород устанавливается бесспорно.

По отрывочным данным А. С. Гинзберга *(239)*, выходы гранодиоритов имеются в верховье р. Акера-чай и ее правых притоков. Летом 1933 г. А. Н. Соловкин встретил сравнительно крупные интрузии гранодиоритов в бассейне р. Акера-чай выше города Лачина. Продолжение этой (?) же интрузии в районе Лысогорского перевала встретил Б. А. Кантор *(362)*, не давший подробного ее описания. Вообще бассейн р. Акера-чай геологически мало освещен, почему ничего больше о гранодиоритах этого района сказать нельзя[1]. Далее к юго-западу кислые интрузивные породы, несомненно, третичного возраста, известны в пределах южного Зангезура.

Зангезурский район

Обширная интрузия в бассейне р. Мегри-чай хорошо изучена в последние годы В. Г. Грушевым. Возраст ее определяется между эоценом и миоценом. По крупным размерам (свыше 2500 *кв. км*), по вероятной первоначальной куполообразной форме поверхности, по отсутствию пород почвы при наличии крупных вплавленных глыб бывшей кровли, наконец, по «секущему» характеру контактов мегринскую интрузию можно относить к типу батолитов.

Обширная мегринская интрузия представляет большой интерес в петрологическом отношении ввиду разнообразия слагающих ее пород, связанных между собою постепенными переходами: здесь имеются представители почти всех пород щелочно-земельного ряда от нормальных (даже скорее кислых) гранитов до ультраосновных пород (пикриты, апатитово-магнетитовые породы).

Наиболее распространенными являются некоторые граниты, гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты, кварцевые монцониты и монцониты. В отношении распространения пород в пределах всего интрузивного массива В. Г. Грушевой отмечает распределение отдельных групп их в ряд

[1] Здесь еще не могли быть учтены новейшие работы А. Н. Соловкина *(771б, 773, 774)*.

примерно меридиональных широких полос в зависимости, очевидно, от господствующего направления тектонических сил, определяющих всю структуру района. На западе, в изученной части Алангезского хребта, интрузия представлена (с севера на юг) порфировидным лейкократовым гранитом и гранодиоритом, южнее адамелитом, с отдельными полосами особых гранодиорита и сиенито-диорита (район Агаракского медного месторождения). Отдельными участками в адамелитах наблюдаются темные и лейкократовые диориты и габбро-диориты. Характерны для южной части этой полосы значительные участки неоднородных такситовых пород с темными диоритовыми ксенолитами. Следующая к востоку широкая полоса от р. Охчи-чай на севере вдоль всей долины р. Мегри-чай до р. Аракса сложена комплексом более основных пород, представленных гранодиоритами (более основными, чем в западной полосе, обычно монцонитовидными), сиенито-диоритовыми, кварцевыми монцонитами и монцонитами. Отдельными участками встречаются изредка граниты, сиениты, кварцевые диориты, диориты и габбро. Все породы связаны между собой постепенными переходами. Типичные монцониты чаще встречаются в северной части района (бассейн р. Охчи-чай и верховье р. Мегри-чай), кварцевые монцониты преобладают в южной части (нижнее течение р. Мегри-чай).

Наконец, третья — восточная полоса интрузии представлена в большей южной части сиенитом, сиенито-диоритом, диоритом и габбро, а в северной — сиенито-гранитом и габбро-диоритом. К юго-восточной части этой полосы приурочены и отдельные участки ультраосновных пород среди габбро.

Отдельный восточный участок интрузивных пород по р. Сав-чай и Басут-чай состоит из сиенито-гранита с участками такситовых диоритов, напоминая в этом отношении породы южной части наиболее западной полосы.

При всем разнообразии представленных в интрузии пород они обладают чертами сходства в минералогическом составе, характерными для всей интрузии в целом. По В. Г. Грушевому, сюда относятся: 1) широкое распространение щелочного полевого шпата, представленного обычно ортоклазом (с низким содержанием натровой молекулы, судя по большому углу оптических осей — не ниже $+70°$), реже микроклином, нередко присутствующим даже в довольно основных породах (сиенито-диориты, монцониты); 2) сравнительно небольшие колебания в составе плагиоклазов (от № 28 до № 50) для наиболее распространенных пород района, за исключением некоторых гранитов и, конечно, наиболее основных пород; весьма распространенной является зональность плагиоклазов; 3) широкое распространение кварца, присутствующего хотя бы в небольших количествах почти во всех породах вплоть до основных (кроме некоторых сиенитов диоритов и габбро), чем в связи с присутствием ортоклаза и обусловливается общий гранодиоритовый, местами кварцево-монцонитовый характер интрузии; 4) из цветных компонентов роговая обманка явно преобладает над моноклинным пироксеном и биотитом, имеющим лишь местное развитие; это справедливо, если даже учесть широко развитую вторичную амфиболитизацию пироксенов; нередко все три цветных минерала присутствуют вместе; 5) из акцессорных минералов наиболее распространенными, редко отсутствующими в породе, являются титанит (первичный и вторичный при разложении цветных минералов), апатит и магнетит; содержание TiO_2 в имеющихся анализах пород района не опускается ниже 0,4% и достигает 1,2%; 6) из вторичных минералов наиболее распространенными являются хлорит, серицит, пирит, халькопирит, кварц; 7) нередко наблюдается развитие вторичной мелкочешуйчатой зеленой плеохроичной

слюды и местами турмалина; оба эти минерала вместе с часто присутствующим молибденитом, несомненно, связаны с явлениями пневматолиза.

В качестве характерного признака для всего интрузивного комплекса можно еще отметить широкое развитие апистовых жильных пород (различных интрузивных порфиров) и, наоборот, слабое развитие диапистовых жил (пегматитов, аплитов и лампрофиров), отмеченных лишь в отдельных участках массива. Одной из главных причин разнообразия пород мегринской интрузии, в частности образования наиболее основных пород (габбро, габбро-диориты, пикриты, апатито-магнетитовые породы), а, может быть, также и сиенитов В. Г. Грушевой склонен считать вплавление и ассимиляцию известняков кровли, доказательства чему можно видеть в распространении этих основных пород (и сиенитов) в верхних, позднее обнажившихся восточных краевых частях интрузии вдоль контакта ее с толщей покровных известняков и особенно около крупных изолированных глыб последних, погруженных в интрузивном массиве. Более редкие случаи присутствия основных пород в контакте с участками мало активных порфиритов кровли можно объяснить, кроме частичной ассимиляции последних, и местной дифференциацией магмы под влиянием охлаждающего действия стенок и кровли. Трудно объяснить иначе как процессами гравитационной дифференциации появление лейкократовых, иногда аплитовидных гранодиоритов (адамеллитов) и гранитов. Средний состав всей интрузии можно считать гранодиоритовым (или кварцево-сиенито-диоритовым), что соответствует среднему составу всех известных кавказских неоинтрузий.

К востоку от бассейна р. Мегри-чай, в бассейне р. Басут-чай (Савчай) В. Д. Тучанский констатировал одну крупную (около 30 *кв. км*) и две мелкие интрузии, представленные кварцевыми диоритовыми порфиритами (мелкие интрузии, видимо, краевые фации), гранодиоритами и биотито-пироксеновыми гранитами. Анализ одной из разновидностей указанных пород — ортоклазового порфира (№ 73) — приведен в сводной таблице 3 (порядковый № 7).

Вышеуказанные интрузии бассейна р. Басут-чай, несомненно, соединяются друг с другом и с мегринской интрузией, образуя один батолит (?).

Нахичеванский район

В пределах Нахичеванской АССР интрузивные породы известны в Ордубадском районе и затем по среднему течению р. Алинджа-чай. В первом из указанных районов интрузивные породы слагают на протяжении свыше 30 *км* водораздельный гребень с бассейном р. Мегри-чай. Представлены они здесь в общем теми же породами гранодиоритового типа, что и в бассейне р. Мегри-чай, образуя одно общее интрузивное тело. В бассейне среднего течения р. Алинджа-чай известно много мелких интрузий лакколитового типа среди эоценовых вулканогенных отложений. Представлены указанные интрузии весьма однообразными порфировидными кварцевыми диоритами (местами микродиоритами), диоритовыми порфиритами; породы эти представляют, несомненно, краевую фацию или отпрыски большого интрузивного мелогранодиоритового тела, не вскрытого эрозией. Указанные породы слагают эффектные вершины Иланлу-даг, Норашен, Алинджа и др. Петрографическое описание пород указанных лакколитов дано впервые В. М. Дервиз *(946)*; описание породы с вершины Иланлу-даг, по сборам А. А. Стоянова, приводит В. Н. Лодочников *(519)*.

Таблица 3

Сводная таблица анализов пород неоинтрузий Восточного Закавказья (кислые интрузивные породы и их фации)

№ по пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Магматические формулы: $\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot SiO_2$	Магматические формулы: $R_2O:RO$	Магматические формулы: α	Местонахождение	Литературный источник
1	3	Роговообманковый сиенито-диорит	62,21	0,81	13,92	3,21	2,86	0,05	4,28	2,18	4,29	3,85	1,73	0,25	99,64	1,78·1·6,6	1,589	2,76	Район сел. Мериси в Аджаристане	И. Ф. Григорьев (*270*)
2	119	Авгито-биотито-сиенито-диорит	51,57	1,03	17,65	5,07	4,64	0,12	7,74	4,04	2,77	3,26	1,68	0,26	99,83	1,88·1·4,2	3,764	1,725		
3	379	Диорит (кварцевый)	57,36	0,59	19,85	2,34	3,66	0,14	7,11	3,84	1,16	2,95	1 09	0,10	100,19	1,60·1·4,6	1:4,7	2,0	Р. Кедабек-чай	К. Н. Паффенгольц (*656*)
4	901	Банатит	60,98	0,41	15,64	4,28	1,80	—	4,62	1,60	3,79	5,25	1,00	—	99,73[1]	1,48·1·5,6	1:1,1	2,53	У сел. Верхний Дашкесан	К. Н. Паффенгольц (*654*)
5	551	Гранодиорит	65,55	0,51	16,02	2,02	2,35	0,09	4,19	1,71	2,74	3,26	1,02	0,37	99,83	1,40·1·6,6	1:1,9	3,0	У сел. Верхний Зурнабад	К. Н. Паффенгольц (*664*)
6	676	Гранит	75,12	0,41	12,52	1,25	1,84	0,06	3,33	0,94	0,86	3,09	0,65	0,12	100,19	1,28·1·9,6	1:1,85	4,45	В 2 *км* к северу от сел. Славянка	К. Н. Паффенгольц (*656*)
7	73	Ортоклазовый порфир	68,94	сл.	17,70	2,40	0,45	0,35	1,92	0,52	1,07	3,52	1,54	0,37	100,63[2]	0,64·1·6,0	1:1,26	4,15	Бассейн р. Басут-чай	В. Д. Тучапский
8	289/25	Порфировый гранит	71,12	0,43	14,60	1,18	1,14	0,05	2,42	0,93	3,78	3,86	0,52	0,14	100,17	1,28·1·7,88	3,5	3,73	Алангезский хр.; к западу от Пирдоудана	В. Г. Грушевой, В. П. Соколов и А. В. Кржечковский
9	213/25	Гранит	68,05	0,60	13,04	4,11	1,56	0,04	2,34	0,60	5,67	3,09	0,56	0,25	99,91	1,22·1·7,39	3,33	3,5	С южного склона Пирдоуданской горы	
10	108/25	Гранодиорит	61,02	0,85	15,98	2,96	2,63	0,09	5,21	2,49	4,37	2,89	1,43	0,31	100,56	1,63·1·6,81	2,2	2,54	Аткизское месторождение, ручей Эйна-дере	
11	208/25	Монцонит	53,46	1,20	16,35	4,04	4,96	0,17	7,18	3,76	3,09	3,52	1 69	0,27	99,69	2,05·1·4,8	1,6	1,9	С южного склона Пирдоуданской горы	
12	186/15	Гранодиоритовый порфир	63 76	0,72	15,74	2,73	2,42	0,09	2,86	1,24	3,78	3,87	1,64	0,81	99,66	1,27·1·5,13	2,8	2,93	С Пирдоуданской горы (дайка)	
13	210/25	Гранодиоритовый порфир, гидротермально измененный	62,35	0,49	14,51	2,27	2,19	0,07	3,81	2,10	4,22	2,92	2,19	0,50	100,26	—	—	—	С Пирдоуданской горы (дайка)	
14	15/26	Сиенито-габбро	50,88	1,34	19,35	4,32	2,60	—	10,08	3,46	3,35	3,72	1,12	—	100,22	1,39·1·3,9	1:2,15	1,76	Бассейн р. Восточный Арпа-чай, Гюмюшханский район	В. Н. Котляр (*427*)
15	1430b	Гранодиорит	62,89	0,36	16,71	1,66	2,83	0,12	5,75	2,86	1,01	4,25	1,13	0,58	100,15	1,70·1·6,0	1:2,7	2,5	К западу от сел. Еленовка, бассейн оз. Севан	К. Н. Паффенгольц (*650*)
16	718a	»	64,33	0,48	15,52	2,25	2,44	0,09	3,97	2,06	4,46	2,26	1,69	0,40	99,95	1,43·1·6,5	1:1,8	2,9	У сел. Су-ботан, юго-вост. часть бассейна оз. Севан	
17	40	Монцонит	52,90	0,90	19,31	4,81	3,68	0,20	7,59	2,85	3,53	3,32	1,20	—	100,24	1,48·1·3,82	0,351	1,71	Р. Маман-чай, район сел. Баба-киши и Фарух	А. С. Гинзберг (*237*, стр. 238, 244, 246)
18	33	Кварцево-монцонитовый порфирит	58,50	0,60	19,00	3,20	2,32	0,15	4,27	1,59	4,98	4,46	1,11	—	100,18	1,26·1·4·5	0,85	2,11	Р. Маман-чай, к юго-западу от сел. Фарух	
19	—	Полосатое габбро	50,66	1,99	16,53	0,64	7,86	0,16	11,97	5,77	0,44	2,73	1,22	—	99,97	3,09·1·5,18	0,105	1,70	Р. Маман-чай, район к западу от сел. Фарух	
20	—	Габбро-диорит	58,23	0,80	16,81	3,06	5,00	0,16	6,66	2,61	1,70	3,80	1,23	—	100,06	1,81·1·5,27	1:3,19	2,19	Сел. Головина, бассейн р. Акстафа-чай, выше Дилижана	А. А. Турцев (*800*, стр. 153)

[1] Имеется еще P_2O_5 0,36%.
[2] Имеется еще SO_3 1,85%.

Порода с вершины Иланлу-даг, по данным последнего автора, определяется как диопсидо-роговообманковый дацит со шлирами диопсидо-роговообманкового кварцевого микродиорита. Макроскопически это светлосерая порфиритовая порода с белыми выделениями плагиоклазов и красновато-бурыми вкрапленниками роговой обманки. Под микроскопом структура полнокристаллически-порфировая с микрогранитовой основной массой. Минералогический состав ее следующий: плагиоклаз (андезин), кварц, калиевый полевой шпат (ортоклаз), авгит, магнетит. Вкрапленники представлены плагиоклазами (микротиновые андезины), роговой обманкой, диопсидом, биотитом (редко) и незначительным количеством хорошо ограниченных кристалликов магнетита, апатита, сфена и циркона.

Эта порода представляет совершенную аналогию «лакколитовым дацитам», описанным В. М. Дервиз. В. Н. Лодочниковым указанная порода названа дацитом по традиции, вследствие ее третичного возраста. Но указанный автор подчеркивает сходство этой породы с «амфиболовыми гранитами», приближающимися иногда к «диоритовому типу», иногда с «порфировидными», описанными Веске (*889*, стр. 85—91) по сборам Г. Абиха из Ордубадского района (т. е. вышеописанными гранодиоритами Мегринского района).

Бассейн р. Восточный Арпа-чай

Гипабиссальные породы указанного района развиты лишь в бассейне среднего течения р. Восточный Арпа-чай, причем они сконцентрированы в двух местах: в районе горы Теке-долдуран и в окрестностях сел. Гюмюшхан. В первом пункте с интрузивными породами связано Газминское полиметаллическое месторождение, во втором — Гюмюшханское месторождение полиметаллических руд.

Отдельные интрузии представлены штокообразными телами, прорвавшими толщу третичных туфогенных пород и обусловившими явления микротектоники по их периферии. Все наблюденные интрузии, давая весьма много различных петрографических типов, в общем последовательно и почти непрерывно связаны между собой. Представлены они производными гранодиоритовой магмы: сиенито-диоритами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами с анортоклазом, кварцевыми диоритами, авгитовыми диоритами, диоритовыми порфиритами, сиенито-габбро, габбро с анортоклазами и габбро.

Описания этих пород даются в работах В. Н. Котляра *(427)*, А. В. Кржечковского *(439)* и К. Н. Паффенгольца. Необходимо указать, что диоритовые порфириты и кварцевые диориты указанного района идентичны «дацитам» Нахичеванского района (см. выше). В сводной таблице 3 помещен (под порядковым № 14) химический анализ одного образца сиенито-габбро из Гюмюшханского района *(427)*; данные анализа в согласии с микроскопическими определениями указывают на сиенито-габбро.

Бассейн оз. Севан

В указанном районе, по данным исследований К. Н. Паффенгольца, гранодиориты известны в двух пунктах: у сел. Су-ботан и у шоссе в 5 *км* к западу от сел. Еленовка (Севан). Они прорывают вулканогенные толщи эоцена (у сел. Еленовки) и олигоцена (у сел. Су-ботан), слагают небольших размеров интрузии (около 1 *кв. км*) и представляют типичные гранодиориты, идентичные таковым Аллавердского и Кедабекского районов.

Химические анализы двух образцов гранодиоритов помещены в сводной таблице 3 (№ 1430b — у сел. Еленовки и № 718a — у сел. Су-ботан). При сравнении данных анализов обоих образцов обращает на себя внимание обратное соотношение щелочей.

Бассейн р. Маман-чай

В бассейне правого притока р. Занги — р. Маман-чай и у ее впадения в р. Зангу известно большое количество интрузий кислых пород; некоторые из них третичного возраста (прорывают вулканогенную толщу эоцена), другие дотуронского возраста (вероятно меловые?). Здесь дается описание, по данным В. Н. Котляра, третичных интрузивных пород. Последние разделяются на две большие группы:

1. Кварцевые диориты, гранодиориты, собственно диориты и более основные разности, переходящие (в краевых фациях) в габбро и диоритовые порфириты; сюда же следует отнести и сиенито-диориты.
2. Сиениты и сиенит-порфиры.

Наибольшим распространением пользуются кварцевые диориты, гранодиориты и диориты. С кварцевыми диоритами у сел. Ново-Михайловки связано известное Мисханское месторождение полиметаллических руд. Площади отдельных интрузий достигают 10 *кв. км* и больше; в таких крупных интрузиях особенно хорошо прослеживаются переходы от кварцевых диоритов к более основным разностям в краевых фациях.

Но бывают и обратные примеры, когда более основные разности встречаются в центральных частях кислого или средней основности интрузивного тела.

В нижнем течении р. Маман-чай, по левую ее сторону, в районе сел. Баба-киши, А. С. Гинзберг *(237)* описывает довольно крупную интрузию, представленную в основном монцонитовыми породами, среди которых встречен значительный массив амфиболитов и горнблендитов.

Согласно указанному автору, довольно существенную роль в строении монцонитового массива принимают также аплиты и пегматиты, но не в виде жил, а образуя отдельные участки, особенно по западной и восточной окраинам (т. е. по периферии). Эти породы являются одним из крайних полюсов диференциального процесса, на другом конце которого стоят вышеупомянутые горнблендиты; но не исключена возможность и их вторичного происхождения.

Указанные монцонитовые породы, конечно, связаны целым рядом переходов с нефелиновыми сиенитами, описываемыми ниже В. Н. Котляром для верхнего течения р. Маман-чай [1].

Химические анализы монцонитовых пород и полосатого габбро района сел. Баба-киши приведены в сводной таблице 3 (порядковые номера 17—19).

Караклисский район

В бассейне среднего течения р. Дебеда-чай, к северо-востоку от города Караклис, известно, по данным В. Г. Грушевого *(272a)*, много выходов интрузивных пород гранодиоритовой магмы, с которыми связаны месторождения медных руд (Сисимадан, Заман-су, Шагали и др.). Эти интрузии

---

[1] Последние породы описаны в работе В. Н. Котляра «Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе». Записки Минералогического о-ва, часть 67, № 2, 1938, стр. 290—306, 2 рис. *(Ред.)*.

связывают Мисханский район изверженных пород с Аллавердским, соединяя в себе их особенности.

В заключение описания кислых интрузивных пород третичного возраста Восточного Закавказья необходимо указать на их сходство с гранитными неоинтрузиями Кавказского хребта; монцонитовые породы можно при этом параллелизовать с «кавказитами» Д. С. Белянкина [1].

Вышеописанные неоинтрузии играют большую роль в металлогении Закавказья; с основными породами связаны проявления хромистого железняка, имеющие местами промышленное значение; с гранодиоритами связаны все известные месторождения медных, пиритовых и полиметаллических руд Закавказья.

Роль неоинтрузий в металлогении центрального Кавказа подчеркивает Л. А. Варданянц [2].

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Большинство даек прорезывает вышеописанные неоинтрузии, поэтому третичный возраст их не вызывает сомнений. Ниже дается краткий перечень пород даек по районам.

Аллавердский район

В. Г. Грушевым *(272)* описываются следующие породы даек: а) диабазы и диабазовые порфириты, б) микролитовые порфириты (трахиандезитового и трахидацитового типа), в) афанитовые порфиры и г) базальты (пикритовый и энстатитовый).

Некоторые диабазы и диабазовые порфириты этого же района Н. Морозов *(610)* называет «спилитовыми диабазовыми порфиритами»; анализ их приводится на стр. 402—403 в сводной таблице 4 (порядковый №·5). Там же приведены два анализа (порядковые № 1 и № 2) микролитовых порфиритов (№ 121 и № 346).

В анализах заслуживает быть отмеченным высокое содержание TiO_2, указывающее на титанистый магнетит и высокое содержание Na в образце № 121 при сравнительно низком содержании щелочных земель в обеих породах. Первая имеет несколько более основной и щелочной характер, чем вторая.

В. Г. Грушевым дается также анализ афанитового порфира (порфироид, по Н. Морозову, № 33 в таблице 4). Ввиду измененности породы, анализ и формулы, конечно, неточно передают ее характер; все же можно сказать, что она близка к кварцевым порфирам. Особняком от указанных пород стоит ультраосновная порода, которая выходит в виде мощной дайки и появление которой Н. Морозов и В. Грушевой склонны ставить в связь с четвертичными излияниями базальтов. Указанную породу первый из названных авторов называет полевошпатовым пикритом, а второй — пикритовым базальтом (анализ в таблице под № 4). Для энстатитового базальта анализа не приводится.

---

[1] Белянкин Д. С., К исследованию кавказских гранитов. Изв. СПб. Политехн. инст., т. 27, 1918 и Неоинтрузии Центрального Кавказа, Изв. Геол. ком., т. XXXVIII, № 8/10, 1919.

[2] Варданянц Л. А. Опыт металлогенетической характеристики Центрального Кавказа. Труды Гл. упр. Геол.-разв. упр., вып. 22, 1931.

Район Армутлы—Кульп

По правую сторону р. Дебеда-чай, по данным К. Н. Паффенгольца (*649*), встречены следующие жильные породы: порфириты — плагиоклазовые и авгитово-плагиоклазовые (соответствуют жильным микролитовым порфиритам Аллавердского района), диабазовые порфириты (приближающиеся к диабазам), диориты (местами кварцевые), диоритовые порфириты (с кварцем), гранодиориты, полевошпатовые порфиры (редко), аплиты. Анализов указанных пород нет.

Кедабекский район

По данным К. Н. Паффенгольца *(656)*, имеются следующие жильные породы: плагиоклазовые и диабазовые порфириты, диориты, аплиты, полевошпатовые порфиры. Имеются анализы плагиоклазового порфирита (№ 252) и полевошпатового порфира (№ 147), помещенные в сводной таблице 4 под порядковыми № № 6 и 7. Анализированные породы соответствуют микролитовому порфириту и афанитовому порфиру Аллавердского района. К северо-западу от Кедабекского района, в бассейне среднего течения р. Дзегам-чай, П. С. Бернштейн описывает следующие жильные породы: микролитовые порфириты, олигофировые (плагиоклазовые) порфириты и диоритовые порфириты. Последние наиболее распространены среди даек района и встречаются повсеместно. Анализ приведен в сводной таблице № 4 (порядковый № 8).

Дашкесанский район

По данным К. Н. Паффенгольца (*654*, *664*), в Дашкесанском районе встречены следующие жильные породы: плагиоклазовые и диабазовые порфириты и аплиты. В диабазовых порфиритах иногда присутствует оливин. В таблице 4 приведен анализ диабазового порфирита (№ 408b), отвечающий по составу тефрито-базальту по таблицам Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [1]; близко подходит к «спилитовым диабазовым порфиритам» Аллавердского района.

Бассейн р. Тертер

В бассейне р. Тертера жильные породы представлены диабазовыми, плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами и, реже, гранодиоритами. Анализов нет.

Зангезурский район

По данным В. Г. Грушевого, в бассейне р. Мегри-чай широкое развитие имеют апшистовые жильные породы (различные интрузивные порфиры) и, наоборот, слабое развитие — диапшистовые жилы (пегматитов, аплитов, лампрофиров), отмеченные лишь в отдельных участках Мегринского массива интрузивных пород гранодиоритового типа. К востоку от Мегринской интрузии, в бассейне р. Басут-чай, В. Д. Тучанский отмечает, что жильные породы представлены исключительно аплитами.

[1] Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Д. С. Белянкин, Петрографические таблицы, стр. 97, 1915.

Сводная таблица анализов пород даек Восточного Закавказья *Таблица 4*

№ по пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	Σ	Магматические формулы: $\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot SiO_2$	Магматические формулы: $R_2O:RO$	Магматические формулы: a	Местонахождение	Литературный источник
1	121	Микролитовый порфирит	62,46	1,12	17,3	0,86	3,48	0,28	2,87	1,91	0,69	5,16	3,15	0,51	100,22	1,34·1·5,84	1:1,63	2,7	Аллавердский район	В. Г. Грушевой (*272*, стр. 52, 53,55)
2	346	Микролитовый порфирит	61,12	0,98	13,57	2,51	2,99	0,37	1,85	5,71	1,76	1,68	2,94	0,35	99,72[1]	1,02·1·6,69	1:2,33	3,33	» »	То же
3	33	Афанитовый порфир	66,99	0,38	11,68	1,18	2,94	0,32	5,43	1,36	2,51	0,52	2,34	0,98	100,51[2]	1·1·9,14	1:2,5	4,6	» »	» »
4	3	Полевошпатовый пикрит (базальт) .	41,56	0,37	13,58	4,31	9,29	0,16	4,13	20,98	0,34	1,17	3,97	—	99,86	4,80·1·4,45	1:3,3	1,14	» »	Н. Морозов (*610*, стр. 143)
5	18	Спилитовый диабазовый порфирит . .	45,92	1,78	15,19	5,53	7,06	Не опр.	6,64	6,64	0,30	3,22	7,75	—	100,26	2,44·1·4,27	1:6,9	1,58	Аллавердский район, рудник	Н. Морозов (*610*, стр. 136)
6	252	Плагиоклазовый порфирит	63,94	0,28	14,72	4,07	2,93	0,11	1,44	3,06	1,07	5,28	2,75	0,38	100,00	1,5 ·1·6,3	1:1,7	3,0	Кедабекский район	К. Н. Паффенгольц (*656*, стр. 16)
7	147	Полевошпатовый порфир	66,09	0,36	16,41	2,32	1,62	0,10	2,87	0,69	4,56	3,42	1,24	0,30	99,98[3]	0,86·1·6,3	1.1,5	3,2	» »	К. Н. Паффенгольц (*656*, стр. 17)
8	178	Диоритовый порфирит	52,84	1,01	20,53	4,86	2,04	0,07	3,90	2,29	0,58	5,91	3,94	0,91	100,03	0,95·1·3,27	1:5,2	1,66	Бассейн среднего течения р. Дзегам-чай, к северо-западу от Кедабека	П. С. Бернштейн (*856*)
9	408b	Диабазовый порфирит	47,36	1,10	18,37	4,67	5,78	0,13	11,84	4,81	0,89	1,82	1,61	0,85	100,23	2,1 ·1·3,8	1:10	1,5	Кировабадский район, сел. Верхний Зурнабад	К. Н. Паффенгольц (*664*, стр. 1040)
10	126	Трахилипарит . . .	64,90	0,82	16,80	2,12	1,03	—	0,86	0,80	6,56	4,62	1,05	0,38	99,94	1,09·1·6,13	2,9:1	3,0	Р. Тарса-чай	Е. Н. Дьяконова-Савельева (*313*)
11	107	Кварц-диабаз . . .	53,72	1,94	15,51	4,96	5,67	0,48	5,91	3,34	2,18	3,42	2,68	0,29	100,10	1,92·1·5,0	1:3,46	2,03	Сев.-вост. побережье оз. Севан, полуостров Ада-тапа	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 170)
																			Гора Соганлы; южная половина бассейна оз. Севан	
12	217	Диабаз (с вариолитовой структурой)	48,12	1,24	17,45	4,63	4,77	0,12	6,79	3,24	1,34	4,21	1,40	1,30	100,37[4]	1,73·1·4,01	0,30	1,7	Водопад у обрыва	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 55)
13	172	Диабазовый порфирит	48,51	0,43	17,43	3,17	5,83	0,12	9,63	3,87	1,73	2,74	0,46	0,39	99,89[5]	1,56·1·4,26	0,33	1,87	Южная половина бассейна оз. Севан, к юго-востоку от сел. Кызыл-булак	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 58)
14	186/25	Гранодиоритовый порфир	63,76	0,72	15,74	2,73	2,42	0,09	2,86	1,24	3,78	3,87	1,64	0,81	99,66	1,27·1·5,13	2,8	2,93	Зангезур, с Пирдауданской горы	В. Г. Грушевой
15	210/25	Гранодиоритовый порфир, гидротермально измененный	62,35	0,49	14,51	2,27	2,19	0,07	3,81	2,10	4,22	2,92	2,19	0,50	100,26	—	—	—	Зангезур, с Пирдауданской горы	То же

[1] В сумму составных частей входит CO_2 3,89%.
[2] » » » » » CO_2 3,88%.
[3] » » » » » SO_3 1,15%.
[4] » » » » » CO_2 2,40%.
[5] » » » » » CO_2 5,58%.

Нахичеванский район

По данным В. Н. Лодочникова *(519)*, здесь имеются следующие жильные породы: спессартит, гранит-аплит со шлирами альбит-гранит-аплита, порфировидный гранит-аплит, порфировидный пегматитовый гранит-аплит, альбит-гранит-аплит с пегматитовыми участками, порфировый андезин-диабаз, оливиновый базальт, безоливиновый базальт с кварцем. Большинство перечисленных жильных пород находится вблизи западного края обширной мегринской гранодиоритовой интрузии. Анализов нет.

Бассейн р. Восточный Арпа-чай

По данным В. Н. Котляра *(427)*, А. В. Кржечковского *(439)* и К. Н. Паффенгольца, жильные породы в бассейне р. Восточный Арпа-чай представлены довольно разнообразными типами, из которых главнейшие: оливиновые базальты, безоливиновые базальты, спессартиты, шонкиниты, андезиты; последние представлены разнообразными видами, несомненно, связанными с покровными андезитами (порфиритами) эоцена и олигоцена.

Бассейн оз. Севан

Наибольшим развитием пользуются в указанном районе диабазовые порфириты (в районе сел. Надеждино) и спилитовидные диабазы.

Для Мисханского района данных о жильных породах не имеется.

*
* *

Подводя итог всему сказанному о жильных породах Восточного Закавказья, видим, что они представлены следующими разностями:

1. Диабазы и диабазовые порфириты (местами спилитовидные).
2. Микролитовые порфириты (плагиоклазовые и авгитово-плагиоклазовые).
3. Афанитовые порфиры (порфироиды).
4. Базальты (оливиновые и безоливиновые).
5. Диоритовые порфириты.
6. Гранодиориты и диориты (кварцевые и бескварцевые).
7. Полевошпатовые порфиры.
8. Аплиты разных типов.
9. Пегматиты разных типов.
10. Спессартиты.
11. Шонкиниты.
12. Андезиты.

Большинство указанных жильных пород является, несомненно, дериватами гранодиоритовой магмы неоинтрузий; меньшая часть их связана с третичными эффузивами.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ФАЦИИ

Основные породы Восточного Закавказья подчинены определенной петрографической и геологической провинции. Располагаются интрузии (лакколиты и дайки) основных пород в полосе с наиболее интенсивной пликативной дислокацией, вдоль осей изоклинальных складок, связанных, очевидно, с разрывами. Размеры интрузий достигают 10—15—20 *кв. км*;

некоторые небольшие выходы основных пород можно считать апофизами ниже расположенной интрузии, или ее верхней частью, слабо вскрытой эрозией.

Полоса основных пород протягивается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, начинаясь у сел. Надеждино (Шорджа); далее к юго-востоку она, расширяясь в бассейне верхнего течения р. Тертера, переходит в бассейн р. Акера-чай, доходя до р. Аракса *(362)*. В северо-западном и западном направлениях от сел. Надеждино сплошной полосы основных пород не наблюдается; имеются лишь отдельные, хотя и довольно крупные, выходы на том же простирании: к югу от сел. Чубухлы (Ново-Покровка) и в Агбабинском районе к северо-западу от города Ленинакана. Наиболее хорошо изучены основные породы побережья оз. Севан *(650)* и бассейна р. Тертера, где породы эти прорывают среднеэоценовые известняки и перекрываются трансгрессивно нижнеолигоценовой вулканогенной толщей; поэтому возраст их устанавливается достаточно точно. Гранодиориты же моложе основных пород, так как прорывают олигоценовую толщу. Следует еще подчеркнуть, что нигде к северу (северо-востоку) от линии надвига, в пределах развития юрских и меловых толщ Кировабадского района, выходов основных пород не обнаружено. Основные породы представлены габбро, перидотитами, пироксенитами, анортозитами и другими разностями, представляющими, несомненно, продукты дифференциации габброидной магмы.

Анортозиты, лабрадориты, тилаиты, оливиновое габбро, трактолиты, горнблендиты, оливиновые нориты встречаются часто на весьма небольших площадях среди габбровых массивов.

В сводной таблице 5 приведены все известные для Восточного Закавказья анализы основных пород и их фациальных разностей. Следует отметить, что между основными породами неоинтрузий и кислыми существует ряд переходных разностей; в то время как в краевых частях гранодиоритовых интрузий встречалось типичное габбро, в интрузиях основных пород наблюдались габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты и т. п.

Вышеупомянутая полоса основных пород отличается замечательной устойчивостью; по данным П. П. Авдусина *(17)*, интрузия лейкократового габбро констатирована на крайнем юго-востоке Закавказья, в верховье р. Кенджаб-арю (правый приток р. Ленкоран-чай) Ленкоранского района. Возрастные соотношения те же, что и в бассейне оз. Севан: габбро прорывает вулканогенную толщу эоцена. К западо-северо-западу от оз. Севан крупные выходы основных пород известны по неопубликованным исследованиям Н. П. Батурина в Агбабинском районе к северо-западу, от Ленинакана.

В указанном пункте с ними связаны, как и в бассейне оз. Севан, проявления хромита.

К описываемой группе пород следует отнести также интрузивные базальты, образующие незначительные интрузии в полосе предгорий в автономной области Нагорного Карабаха и соседнем к северо-западу районе (Кировабадском). Г. Абих *(887)* приводит анализ подобного базальта (габбро?) из района сел. Мирикенд; в сводной таблице 5 он приведен под № 20.

Как строительные материалы почти все основные породы мало пригодны, так как не дают крупных глыб (за исключение мнекоторых габбро?) и проявляются в местностях, лишенных сносных дорог. Змеевики как поделочный камень тоже не годятся, так как сильно трещиноваты.

Сводная таблица анализов основных пород Восточного Закавказья (основные породы и их фации)

Таблица 5

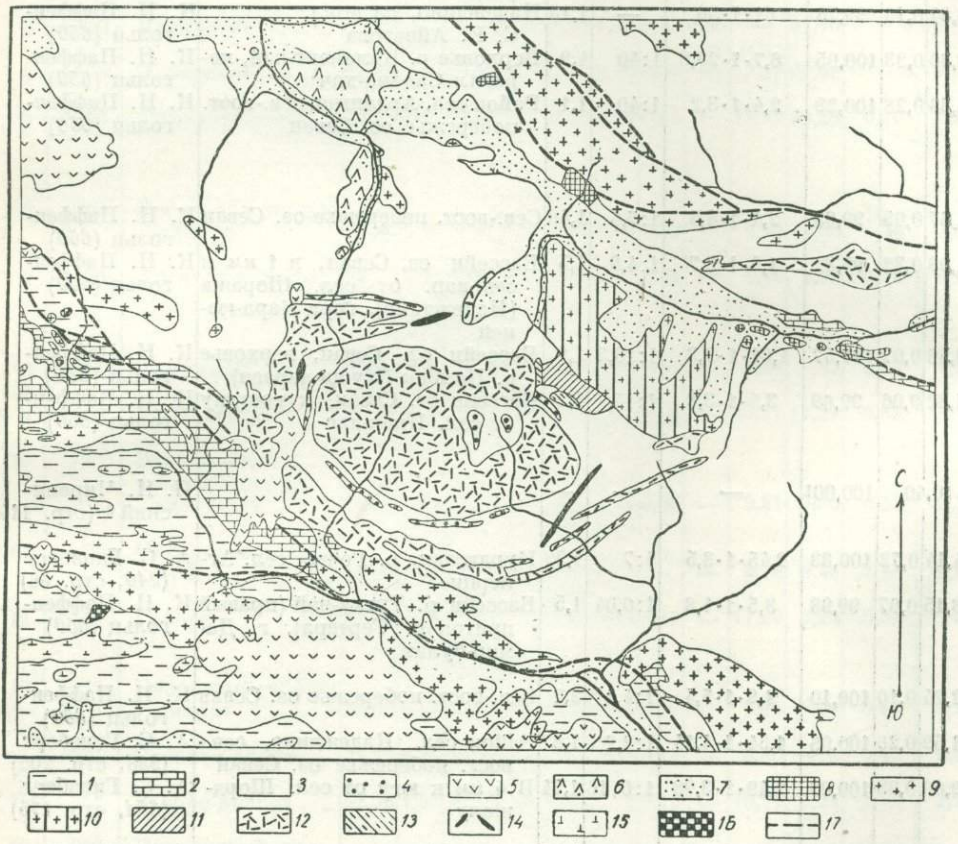
№ по/пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$+H_2O$	$-H_2O$	Σ	Магматические формулы: $\frac{RO \cdot R_2O_3}{SiO_2}$	Магматические формулы: $R_2O:RO$	Магматические формулы: α	Местонахождение	Литературный источник
1	198	Дунит	34,41	—	1,10	1,15	2,70	5,74	0,27	0,27	—	42,21	Следы	Следы	11,58	0,36	99,79	32·1·16	—	0,9	Надеждино, из колл. С. Е. Айвазова	К. Н. Паффенгольц (*650*)
2	М/622	Дунит	36,87	—	1,72	—	2,50	4,75	0,12	—	0,35	41,57	»	»	11,40	0,52	99,80	34·1·19	—	1,0	Верховье р. Калакент-чай, перевал Садана-хач	К. Н. Паффенгольц (*650*)
3	198/I	Перидотит . . .	40,40	—	—	1,49	1,12	7,33	0,33	0,30	—	41,70	0,09		6,84	0,16	99,76	61·1·36	—	1,13	Надеждино, из колл. С. Е. Айвазова	К. Н. Паффенгольц (*650*)
4	М/33	Перидотит . . .	40,60	—	1,92	—	1,40	6,10	0,09	—	2,17	39,08	0,16		8,30	0,23	100,05	6,7·1·23,8	1:40	4,9	Верховье р. Калакент-чай, перевал Садана-хач	К. Н. Паффенгольц (*650*)
5	1273	Форелленштейн .	41,73	Сл.	21,85	—	0,80	3,24	0,06	—	11,72	14,26	0,20	0,82	5,33	0,28	100,29	2,4·1·3,2	1:40	1,1	Район сел. Арданыш, сев.-вост. побережье оз. Севан	К. Н. Паффенгольц (*650*)
6	1205	Роговообманковое габбро	51,94	0,38	18,33	—	2,31	5,94	0,13	—	9,65	6,03	0,36	3,06	1,67	0,05	99,85	2,4·1·4,5	1:7,6	1,66	Сев.-вост. побережье оз. Севан	К. Н. Паффенгольц (*650*)
7	1170a	Авгитовое габбро	48,50	1,11	19,33	—	3,33	4,97	0,01	—	8,49	4,98	0,55	4,08	4,03	0,32	99,82	1,9·1·3,7	1:4,9	1,5	Бассейн оз. Севан, в 1 *км* к сев.-зап. от сел. Шорджа (Надеждино), гора Кара-гюней	К. Н. Паффенгольц (*650*)
8	1261b	Анортозит . . .	45,84	Сл.	33,76	—	—	0,34	0,19	—	16,80	0,57	0,44	1,18	0,56	0,07	99,57	1,04·1·2,3	1:13,5	1,1	Бассейн оз. Севан, верховье р. Памбак (Кущи-дараси)	К. Н. Паффенгольц (*650*)
9	922	Горнблендит . .	43,23	0,93	17,73	—	2,00	8,86	0,21	—	10,21	12,21	0,65	1,78	1,82	0,06	99,69	3,5·1·3,8	1:17	1,2	Бассейн оз. Севан, к востоку от сел. Инек-даг	К. Н. Паффенгольц (*650*)
10	—	Эвтектическая габбро-норитовая смесь . . .	48,37	3,09	17,27	—	2,42	7,18	0,06	—	9,81	7,35	0,53	2,71	0,40		100,001	—	—	—		П. Н. Чирвинский[2] (стр. 114)
11	95	Оливиновое габбро	44,09	0,82	19,13	—	3,12	6,17	—	—	8,78	8,46	1,88	2,78	4,14	0,72	100,33	2,45·1·3,5	1:7	1,29	Курдистан, р. Гочас, сел. Аггкерпи	А. С. Гинзберг (*240*, стр. 66)
12	456	Габбро	47,32	0,63	15,86	—	1,93	5,07	0,12	—	17,29	7,23	0,30	1,01	3,15	0,07	99,98	3,5·1·4,8	1:0,04	1,5	Бассейн р. Тутху-чай (правый приток р. Тертера), г. Дамир-булах	К. Н. Паффенгольц (*650*)
13	1299a	Кварцевый габбро-диорит	58,63	0,35	18,02	—	1,00	4,64	0,10	—	7,24	3,42	0,43	3,93	2,24	0,10	100,10	1,9·1·5,4	1:4,1	2,2	Сев.-вост. побережье оз. Севан	К. Н. Паффенгольц (*650*)
14	384	Сиенито-диорит .	53,86	0,56	20,25	—	2,97	3,68	0,13	—	5,85	2,94	4,43	3,54	1,59	0,26	100,06	1,54·1·4,14	1:2,2	1,8	Район сел. Надеждино, сев.-вост. побережье оз. Севан	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 200)
15	47	Габбро-диабаз . .	42,33	1,36	16,75	—	2,90	6,71	0,13	—	10,91	5,21	1,75	2,70	9,00	0,33	100,08	2,49·1·3,98	1:0,16	1,44	В 4 *км* к югу от сел. Шорджалу	А. С. Гинзберг (*654*, стр. 175)
16	386	Диоритовый порфирит	53,63	1,02	17,83	—	2,94	5,44	0,13	—	7,04	3,75	2,99	4,28	0,64	0,22	99,91	2,05·1·4,67	1:2,93	1,85	Район с. Надеждино, сев.-вост. побережье оз. Севан	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 201)
17	235	Лейкократовое габбро	48,47	1,03	17,44	—	4,10	3,06	0.50	—	12,74	5,06	1,17	5,85	1,84	—	101,26	2,57·1·4,16	—	1,49	Ленкоранский район, верховья р. Кенджаб-арю	П. П. Авдусин (*17*)
18	—	Змеевик	40,41	Нет	0,97	0,39	5,62	1,85	0,12	—	Нет	37,04	0,07	0,06	13,36	—	99,89	—	—	—	Бассейн оз. Севан, к сев.-вост. от сел. Надеждино	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 180)
19	70	Габбро	49,03	0.44	17,87	0,22	2,73	5,22	0,19	—	11,02	5,81	1,38	3,01	2,75	0,38	100,05	2,46·1·4,19	1:6,6	1,52	Бассейн оз. Севан, район сел. Арданыш	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 188)
20	—	Долерит, подобный базальту .	46,70	—	15,96	—	10,97		—	—	11,37	7,28	1,29	1,69	4,07	—	99,33	—	—	—	Нагорный Карабах, район сел. Мирикенд	Г. В. Абих (*887*, стр. 80)

[1] Прочие составные части: P_2O_5 0,46, Fe 0,22, S 0,13.

[2] Чирвинский П. Н. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в Юго-Западном крае. Изв. Донск. полит. инст., т. X, стр. 78—115, 1928.

ПАМБАКСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ В ЗАКАВКАЗЬЕ

Памбакские интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов и связанных с ними пород расположены в средней части Памбакского хребта, являющегося водоразделом бассейнов рр. Куры и Аракса, и находятся на территории Кироваканского и Нижнеахтинского районов Армянской ССР. Эти породы были открыты В. Н. Котляром в 1936 г. *(430а)* и несколько позже в валунах отмечены также Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым и Р. П. Петровым *(485а)*.



Фиг. 27. Схематическая геологическая карта Памбакского щелочного комплекса

1 — палеозой-докембрий—метаморфические сланцы; *2* — верхний мел—конгломераты, песчаники, мергели и известняки; *3* — эоцен — вулканогенная толща; *4* — эоцен — щелочные эффузивы и их туфы; *5* — олигоцен — лавы и туфобрекчии; *6* — четвертичные лавы; *7* — современные наносные отложения; *8* — верхний эоцен — габбро; *9* — верхний эоцен — гранодиориты, кварцитовые диориты, кварцитовые монцониты и т. п.; *10* — верхний эоцен—порфировидные граниты; *11* — верхний эоцен — сиениты; *12* — эоцен—нефелиновые, щелочные псевдолейцитовые сиениты; *13* — верхний эоцен — нордмаркиты и монцониты; *14* — верхний эоцен — дайки эпилейцитовых порфиров; *15* палеозой— граниты; *16* — докембрий — гипербазиты; *17* — тектонические разрывы.

В геологическом отношении район представлен древней толщей сланцев нижнепалеозойского или допалеозойского возраста, прорванных гранитами, относимыми к палеозою. На сланцы трансгрессивно и несогласно налегает толща верхнего мела, состоящая из свит конгломератов и песчаников турона, мергелей, мергелистых песчаников и известняков сенона. Верхний сенон местами залегает трансгрессивно и покрывается мощной

(до 2,5 *км*) вулканогенной толщей, принадлежащей к эоцену. Все поименованные толщи перекрываются несогласно и трансгрессивно залегающей свитой туфобрекчий и лав олигоцена, обоснование возраста которых дано К. Н. Паффенгольцем *(656а)*. В долинах рек и вдоль них развиты четвертичные наносные отложения, а также лавы и туфы.

В тектоническом отношении район представляет собой крупную Мисхано-Арзакендскую антиклиналь с шарниром, погружающимся к юго-востоку. К северу антиклиналь переходит через ряд мелких изгибов в Памбакскую синклиналь, которая в верховьях рр. Гарпи-чай и Акстафы, в свою очередь, переходит в Воскресенскую антиклиналь. Этот тектонический комплекс разбит многочисленными разрывами, преимущественно общекавказского направления, из коих некоторые имеют характер надвигов. Наиболее крупными зонами разрывов являются Фиолетово-Дилижанская и Мисхано-Маманская. Усматриваются следы древней тектоники, хотя преобладающее количество разрывов имеет верхнеэоценовый возраст. Наиболее значительные перерывы в отложении осадков с размывом толщ имели место перед сеноманом и олигоценом.

Щелочные интрузии прорывают вулканогенную толщу эоцена, а местами и более древние породы. Эти интрузии относятся к верхнеэоценовому циклу, представленному последовательными внедрениями и образованием следующих интрузий от более ранних к поздним: 1) пироксенитов и габбро; 2) кварцевых диоритов, гранодиоритов и кварцевых монцонитов с последовавшими вскоре интрузиями гранитов и лейкократовых гранодиоритов; 3) порфировидных гранитов; 4) сиенитов; 5) щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, которым предшествовало образование даек эпилейцитовых сиенитов, а также, повидимому, эпилейцитовых порфиров и тефритов и 6) нордмаркитов и монцонитов.

Относительный возраст всех перечисленных типов пород от более ранних к поздним устанавливается довольно прочно на основании полевых геологических наблюдений, за исключением лишь последнего типа — монцонитов, отнесение которых к наиболее молодым основано на соображениях петрографического порядка. Таким образом в данном районе мы имеем нормальную последовательность в развитии глубинного магматизма в верхнем эоцене с постепенным увеличением кислотности интрузий, а затем с постепенным уменьшением кислотности вместе с увеличением щелочности (до внедрения нордмаркитов).

Внедрение всех перечисленных типов интрузивных пород ограничивалось пределами верхнего эоцена. Олигоценовые лавы перекрывают кварцевые диориты и щелочные интрузии и не несут никаких следов воздействия на них со стороны интрузий. Наиболее значительный интервал времени имел место между образованием комплексов основного и гранодиорито-монцонитового состава, с одной стороны, и порфировидными гранитами и комплексом щелочных интрузивов — с другой. Такое заключение делается как на основании их прямых между собою соотношений, так и на основании резко различного отношения интрузий двух выделяемых групп к тектоническим разрывам.

Щелочные интрузии расположены между двумя крупными зонами разрывов Фиолетово-Дилижанской и Мисхано-Маманской (Памбакской) в участке, и это весьма интересно, среди относительно мало дислоцированных пород вулканогенной толщи эоцена. При этом они окружены почти со всех сторон интрузиями состава кварцевых диоритов, гранодиоритов и кварцевых монцонитов. Суммарная площадь всех интрузий щелочного комплекса, не считая интрузии порфировидных гранитов, составляет

63,8 *км*^{2}. Характерны овальные очертания центрального, так называемого Тежахметского массива и кольцеобразное расположение других щелочных интрузий, как бы огибающих его и заканчивающихся типичными дайками. Таким образом конфигурация щелочных интрузий и в нашем случае повторяет общее морфологическое свойство таких пород, недавно подчеркнутое Баклундом (Backlund, *909а*). Окружающие центральный массив малые интрузии представлены преимущественно щелочными сиенитами, связанными постепенными переходами с нефелиновыми сиенитами.

Эти же разности преимущественно слагают и Центральный Тежахметский массив, не имеющий вполне отчетливо концентрического сложения. Исключение составляют псевдолейцитовые сиениты, строго приуроченные к приконтактовым частям центрального массива. Хорошо обнаженные контакты последнего, изученные в большом количестве точек почти по всей его периферии, имеют преимущественно крутое падение в стороны от массива. Падение контактовой поверхности к массиву наблюдается редко, причем в этом случае оно всегда бывает крутым. Падение контактов малых интрузий, окружающих центральный массив, там, где оно наблюдалось нами, направлено к последнему, причем в южной части комплекса оно согласное с залеганием боковых пород.

Петрографический состав нефелиновых сиенитов характеризуется калинатровым полевым шпатом, относящимся к ортоклазу, нефелином, плагиоклазом, выраженным № 20—41, щелочной роговой обманкой и не всегда присутствующими эгирином и эгирин-авгитом, биотитом, анальцимом, флюоритом и меланитом. Из минералов примеси обычны сфен, апатит, титаномагнетит, реже циркон. Очень характерны псевдоморфозы по лейциту, выполненные цеолитами. Нефелин также часто превращается в цеолит и канкринит. При уменьшении количества нефелина порода переходит в щелочной сиенит.

Одной из главных особенностей Памбакского щелочного комплекса являются лейкократовый характер слагающих его щелочных и нефелиновых сиенитов и небольшое количество фемических элементов, вызывающееся, очевидно, низким содержанием в магме железа и магния. Окрашенные минералы обычно составляют 5—10 % породы и выражены, главным образом, роговой обманкой гастингситового типа. Эгирин-авгит и эгирин играют незначительную роль, но намечается особая разновидность эгирин-нефелиновых сиенитов, возможно, более поздняя. Весьма характерным для щелочных и нефелиновых сиенитов является присутствие анальцима, а также псевдоморфоз по лейциту, выполненных чаще всего цеолитами, мусковитом, иногда скаполитом и канкринитом. Также характерным является присутствие меланита, который чаще наблюдается в сегрегациях и в эндоконтактовой зоне. Следующая особенность заключается в относительном обогащении пород щелочных интрузий калием, обычно преобладающим над натром. Замечательной и важной особенностью щелочного комплекса является присутствие лейцитовых пород, отмеченных В. Н. Котляром уже раньше (*430б*). К ним относятся породы из даек и из покровов среди эоценовой вулканогенной толщи. Дайки выражены эпилейцитовыми порфирами и сиенитами, а также эпилейцитовыми тефритами, причем эти дайки залегают среди эффузивов между Тежахметским массивом и окружающими его щелочными интрузиями. Установлено, что Тежахметский массив прорывает дайку эпилейцитовых сиенитов, т. е. интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов произошли позже даек указанного состава. В наиболее широко распространенных эпилейцитовых порфирах выделения часто прекрасно образованных кристаллов лейцита достигают величины до 12 *см*.

Однако во всех просмотренных шлифах лейцит является замещенным. Наиболее часто он замещен ортоклазом, мусковитом, анальцимом и другими цеолитами, и реже биотитом, скаполитом, карбонатом и др. Характер замещения лейцита указывает на постмагматическую стадию процесса, почему эти разновидности пород, согласно определению А. Н. Заварицкого *(317 а)*, мы называем эпилейцитовыми. Лейцитовые породы из вулканогенной толщи выражены эпилейцитовыми порфирами и их туфами.

Особый интерес представляет тесная локальная и генетическая связь щелочных интрузий с эпилейцитовыми эффузивами и туфами, представляющими собой пока единственные образования этого рода на Кавказе. Изучение щелочных интрузивов и эффузивов отчетливо показывает, что эти образования произошли из одного очага и что интрузивы были образованы после излияния щелочных лав. Можно думать, что интервал времени, отделявший излияние щелочных эффузивов и последовавшее затем образование интрузий, был весьма коротким, на что указывает тот факт, что за это время не произошло сколько-нибудь резкой диференциации магмы данного магматического источника. Можно также думать, что интрузия воспользовалась тем же каналом, через который происходило излияние лав и выбросов вулканических продуктов — каковой находился, по всей вероятности, в средней части той площади, которую занимает теперь Тежахметский массив. Наконец, следует подчеркнуть ассоциацию щелочного комплекса с монцонитами, образование которых предшествовало внедрению порфировидных гранитов. Новой интрузией монцонитов после щелочной фазы, повидимому, также и закончился цикл эоценового глубинного вулканизма.

ТРЕТИЧНЫЕ ЭФФУЗИИ ВОСТОЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

После периода почти полного покоя в верхнесенонское время вулканическая деятельность в Закавказье усиленно проявляется во всем палеогене, но не в одинаковой степени в разных районах. Главнейшей ареной вулканической деятельности в Восточном Закавказье явилась полоса на широте оз. Севан и южнее. Эоценовые и олигоценовые вулканогенные толщи слагают громадные площади в районе к западу от оз. Севан (Мисхапский, Памбакский и другие хребты), «основание» Акманганского плато, водоразделы бассейнов оз. Севан и рр. Тертера и Восточный Арпа-чай и далее к востоко-юго-востоку «основание» водораздела между рр. Акерачай и Базар-чай (Карабахское вулканическое плато).

Наиболее хорошо изучены указанные отложения в Мисханском районе, бассейне оз. Севан, бассейнах рр. Тертера и Восточного Арпа-чай.

В бассейне р. Восточный Арпа-чай вулканическая деятельность протекала с незначительными перерывами во все время отложения эоценовых пород, которые представлены базальными конгломератами, агломератовыми и кристаллическими туфами, туфовыми конгломератами, туфобрекчиями, различного типа андезитами, туфогенными песчаниками, мергелями и известняками; последние также содержат примесь туфогенного материала. Мощность всей этой толщи около 2 *км*; указанные комплексы эоценовой толщи, переслаиваясь друг с другом, очень изменчивы и по простиранию, что весьма затрудняет их картирование. В общем известняковые элементы попадаются лишь в низах толщи, средняя и верхняя части сплошь вулканогенные. Интересно подчеркнуть, что в бассейне среднего течения р. Восточный Арпа-чай меловые (сенонские) отложения перекрываются трансгрессивно и с угловым несогласием нижним (?) эоценом; в верховье же правой вершины р. Арпа-чай, у Селимского перевала,

Сводная таблица анализов пород эоценовых эффузий Восточного Закавказья *Таблица 6*

№ по пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$+H_2O$	$-H_2O$
1	791	Трахидацит	63,01	0,49	16,84	3,47	1,32	0,07	1,79	1,04	4,97	4,39	2,62	—
2	801	Андезито-диабаз . .	54,43	0,69	17,69	2,88	5,12	0,22	5,74	2,35	3,36	3,29	4,13	—
3	781	Трахиандезит . . .	62,39	0,55	17,39	2,44	2,63	—	2,44	1,07	5,21	4,48	1,47	0,34
4	—	Базальт	50,88	0,88	17,47	6,21	3,23	0,19	9,25	3,76	2,54	2,96	2,96	—
5	234	Андезито-базальт . .	54,90	0,63	18,68	3,68	3,58	—	7,33	2,90	2,30	4,44	1,84	—
6	—	Диабазовый порфирит	48,92	0,86	17,87	6,11	3,90	0,20	10,76	6,49	1,39	2,01	0,86	0,13
7	370	Андезито-базальт . .	50,80	0,69	18,29	3,92	4,88	0,12	8,50	3,91	1,93	3,01	3,22	0,65
8	556	Порфиритовая туфобрекчия	53,77	0,80	19,99	6,78	1,25	0,20	3,06	3,06	3,20	5,62	1,66	0,73
9	26	Трахиандезит . . .	59,48	0,69	18,76	3,20	2,18	0,14	5,64	1,49	3,52	3,84	1,37	—
10	53	Трахидацит	62,63	0,68	16,70	1,97	2,89	0,11	2,98	1,12	5,03	4,08	2,03	—
11	19	Липарит	70,70	0,45	14,90	2,47	0,42	0,16	1,08	0,20	4,27	3,32	2,06	—
12	3	Кварц-порфир . . .	73,77	0,35	14,51	1,58	0,87	—	0,31	0,19	3,26	2,30	2,74	0,91
13	—.	Трасс (липарито-дацитовый)	73,11	0,32	10,78	1,60	1,44	0,05	1,20	0,65	2,83	3,12	3,31	1,45
14	375	Трахилипарит . . .	66,50	0,58	15,72	2,20	0,74	0,04	1,55	0,39	7,04	3,32	0,86	—
15	413	Порфирит	48,17	1,65	16,47	3,76	5,43	0,24	10,55	1,80	1,83	3,06	0,56	0,61
16	261	Туфогенная порода (зеленая)	78,83	0,27	11,17	0,70	1,41	0,02	0,33	0,87	2,93	1,90	1,56	0,57
17	339	Кварцевый порфиритовый туф	60,48	0,37	14,73	2,92	3,11	0,15	5,28	1,67	2,16	2,75	2,44	1,04
18	123/456	Дацит	63,62	0,78	15,43	1,77	2,91	0,07	4,25	2,14	4,05	1,68	1,61	1,42
19	26	Спилит	46,52	1,00	19,36	2,20	8,12	0,20	7,65	4,24	0,18	4,42	2,99	0,39
20	49	Кварцевый трахит (порфирит)	61,52	0,50	19,02	2,98	0,72	0,08	1,70	0,61	6,91	4,38	0,87	0,78
21	302	Кварцевый трахит .	62,65	1,34	15,97	5,23	0,32	0,34	2,64	0,69	5,88	2,65	1,23	0,89
22	240	Базальт	45,76	0,96	18,21	3,00	5,41	0,31	10,34	6,42	1,08	4,05	4,88	—
23	207	Авгитовый андезит .	49,45	0,14	21,77	1,82	3,88	0,59	7,38	3,46	2,16	5,28	5,37	—
24	—	Андезитобазальт . .	54,46	0,42	19,20	3,91	2,17	0,18	5,26	2,17	5,71	3,74	1,81	0,78
25	—	» . .	53,57	0,59	20,95	2,01	2,59	0,32	6,71	2,24	4,57	3,25	1,74	0,96

Прочие составные части	Σ	Магматические формулы: $\frac{RO \cdot R_2O_3}{SiO_2}$	Магматические формулы: $R_2O:RO$	Магматические формулы: α	Местонахождение	Литературный источник
BaO 0,09	100,10	1,07·1·5,61	1,62:1	2,76	Гребень у сел. Еленовка, бассейн оз. Севан	А. А. Турцев (*800*, стр. 138)
BaO 0,06	100,25	1,70·1·4,72	1:2,65	2,01	Гребень к северу от сел. Комадзор, бассейн оз. Севан	А. А. Турцев (*800*, стр. 140)
—	100,07	1,26·1·5,41	1,2:1	2,54	Мыс против островов Севан, бассейн оз. Севан	А. А. Турцев (*800*, стр. 142)
—	100,33	1,80·1·4,03	1:4,06	1,68	Верховья р. Балык-чай, бассейн оз. Севан	А. А. Турцев (*800*, стр. 147)
—	100,25	1,69·1·4,42	1:2,6	1,92	Гора Мараличжа, бассейн оз. Севан	А. А. Турцев (*800*, стр. 148)
—	99,50	2,14·1·3,61	1:8,7	1,48	Западный склон горы Маймех, сел. Головино	А. А. Турцев (*800*, стр. 151)
—	97,97	1,91·1·4,18	1:4,6	1,7	К сев.-зап. от сел. Аг-булах	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 196)
—	100,32	1,16·1·3,78	1:1,2	1,81	Верхняя дорога по Гюнейскому хребту	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 209)
—	100,31	1,26·1·4,65	0,62	2,18	Правый склон р. Занги между сел. Маджи и Тотмален	А. С. Гинзберг (*237*, стр. 232)
—	100,22	1,32·1·5,79	0,991	2,68	Вершина острова Севан	А. С. Гинзберг (*237*, стр. 235)
—	100,03	0,81·1·7,33	3,05:1	3,85	Р. Бериават-чай, правый склон	Е. Н. Дьяконова-Савельева (*313*, стр. 212)
SO_3 0,26	100,09	0,6·1·8,2	3,5:1	4,55	Р. Бериават-чай, район сел. Чай-кенд	Е. Н. Дьяконова-Савельева (*313*, стр. 212)
—	99,86	1,2·1·10,48	1,4:1	5,00	Р. Балык-чай, правый склон против сел. Чубухлы	А. А. Турцев (*800*, стр. 143)
—	99,99	1,02·1·6,6	1:0,35	3,3	К сев.-зап. от сел. Аг-булах, сев.-вост. берег оз. Севан	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 193)
CO_2 5,95	100,08	1,32·1·4,41	1:2,54	2,04	Ущелье р. Тохлуджа	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 198)
—	100,56	0,97·1·11,55	1:0,76	5,8	К сев.-зап. от сел. Аг-булах, сев.-вост. берег оз. Севан	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 204)
CO_2 3,91	100,41	1,0·1·6,41	1:1,4	3,2	Ущелье р. Арда-чай	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 206)
—	99,73	1,5·1·6,38	1:2,45	2,85	Р. Дебеда-чай, район ст. Калагеран	К. Н. Паффенгольц (*651а*)
CO_2 0,47	99,74	2,11·1·4,02	1:4,88	1,52	К западу от города Дилижан, Караклисское шоссе	Е. Н. Дьяконова-Савельева (*312*, стр. 246)
—	100,07	0,98·1·5,0	2,55:1	2,51	Район впадения р. Балдан-чай в р. Акстафа-чай	Е. Н. Дьяконова-Савельева (*312*, стр. 248)
—	99,83	0,95·1·5,56	1:0,7	2,81	Сел. Михайловка, верховье р. Тарса-чай	А. С. Гинзберг (*238*, стр. 194)
—	100,42	2,46·1·3,89	—	1,42	Ленкоранский район, верховье р. Кенджаб-арю	П. П. Авдусин (*16,17*)
—	101,30	1,8·1·3,61	—	1,55	Ленкоранский район, среднее течение р. Кенджаб-арю	П. П. Авдусин (*16, 17*)
P_2O_5 0,43	100,24	1,4·1·4,25	1:1,45	1,94	Ленкоранский район, по дороге из Арвана в Пештасар	А. Везиров (*208*) и В. В. Богачев (*96*)
P_2O_5 0,35	99,85	1,44·1·4,08	1:2,1	1,84	Ленкоранский район, р. Астара-чай, в 8 *км* на запад от города Астары	А. Везиров (*208*) и В. В. Богачев (*95*)

Сводная таблица анализов олигоценовых эффузий Восточного Закавказья *Таблица 7*

№ по пор.	№ по коллекц.	Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	$+H_2O$	$-H_2O$
1	1803	Андезит	62,33	0,62	14,50	4,16	2,19	0,08	4,43	2,44	3,67	3,78	1,50	0,19
2	86	Трахиандезит	58,96	0,76	18,20	3,79	2,08	0,07	5,35	2,16	3,05	4,36	0,89	0,62
3	87	»	59,46	0,68	19,25	4,04	1,10	0,08	5,34	1,44	2,76	4,83	1,22	—
4	160	»	58,88	1,26	16,94	3,65	2,13	0,45	4,46	2,27	3,32	4,98	0,35	0,72
5	379	»	59,23	0,51	17,56	2,63	2,14	Неопр.	5,45	3,01	2,32	4,58	1,92	
6	100	»	62,38	0,34	16,79	3,58	1,39	0,07	4,72	1,94	3,84	4,14	0,58	0,36
7	704а	Липарит	73,84	Сл.	11,03	2,69	0,73	0,02	0,58	0,29	4,41	3,32	2,48	0,43
8	182	»	75,01	0,21	13,84	0,89	0,22	0,06	0,16	0,02	4,33	3,58	0,49	0,07
9	—	»	74,20	0,13	12,93	0,64	Нет	—	0,60	0,14	4,37	4,09	2,55	0,40
10	133	»	74,86	0,12	13,17	0,53	0,13	0,04	0,84	0,07	4,58	3,20	2,50	0,17
11	195	Липарито-дацит	70,44	0,23	15,86	1,25	0,45	0,01	1,73	0,09	4,46	4,37	0,53	0,64
12	179	Кварцевый трахит	64,53	0,77	17,92	2,64	0,20	0,08	2,14	0,24	5,28	5,31	0,36	0,28
13	28	Андезито-трахит (вульзинит)	60,75	Неопр.	19,81	2,53	1,07	Неопр.	3,82	0,78	4,69	5,34	0,67	0,15
14	—	Обсидиан	74,13	Сл.	13,88	0,96	0,75	0,18	0,92	0,15	5,01	4,68	—	—
15	381	Трахиандезит	62,42	Не определялись								—	1,87	—
16	174	»	61,64	0,70	18,21	2,67	2,08	0,12	3,55	1,35	3,80	5,30	0,64	
17	84а	»	63,46	—	23,18	—	—	—	2,64	Не определялись				—
18	378	»	59,57	Не определялись									1,42	—
19	392	Трахилипарит	68,61	0,41	15,11	3,41	0,18	0,17	0,81	0,89	4,13	5,36	0,69	—
20	107	Кварцевый трахит	65,49	—	18,95	2,55	1,36	Неопр.	2,06	0,60	5,08	3,45	0,71	0,37
21	231	» »	64,23	0,42	17,73	1,40	1,74	0,12	2,43	1,00	4,35	3,66	1,99	0,92
22	2	Альбитовый порфирит	60,85	1,12	16,49	3,62	0,43	0,08	4,18	0,74	3,02	6,40	1,74	1,37
23	32	Кварцевый порфирит	61,02	0,42	17,51	3,67	1,29	0,04	3,78	2,12	3,19	3,75	1,59	0,82
24	76	Измененный кварцпорфир (?)	75,91	0,17	13,91	0,30	0,18	0,02	0,09	0,23	3,88	3,68	1,53	—
25	113	Андезит	58,33	0,79	17,59	3,30	2,28	0,09	6,67	2,86	1,97	3,24	2,12	0,60
26	156	Липарит	75,50	0,25	13,17	0,07	9,24	0,02	1,03	0,30	3,99	3,30	2,23	—
27	119	Трахидацит	63,15	0,60	16,10	2,97	1,28	0,07	4,10	2,15	3,96	3,16	2,67	—
28	121	Дацито-липарит	72,35	0,39	15,21	1,36	0,22	0,04	1,31	0,25	3,56	4,70	0,68	—

Прочие составные части	Σ	Магматические формулы $\frac{RO \cdot R_2O_3}{SiO_2}$	Магматические формулы $\frac{R_2O:}{RO}$	Магматические формулы α	Местонахождение	Литературный источник
—	99,89	1,6·1·6,2	1:1,7	2,68	К юго-вост. от сел. Нижний Каралуг (Мартуни)	К. Н. Паффенгольц (*650*)
—	100,28	1,39·1·4,87	0,57	2,21	У кочевки Кюмбез, к востоку от сел. Аных	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 39)
BaO 0,11; Cl 0,20	100,46	1,19·1·4,64	0,73	2,2	У кочевки Чингыл, к востоку от сел. Аных	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 39)
BaO 0,15; P_2O_5 0,60	100,16	1,46·1·5,25	1:1,39	2,35	Гора Агу-даг в Агманганском хребте	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
—	99,35	1,55·1·5,25	1:2,04	2,28	Гора Архашин в вост. части Агманганского хребта	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
—	100,13	1,39·1·5,56	0,70	2,21	Р. Куру-чай, южная половина бассейна оз. Севан	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 39)
—	99,82	1,08·1·9,8	3,7	5,0	Бассейн оз. Севан, юго-восточная часть	К. Н. Паффенгольц (*650*)
—	99,88	0,91·1·8,82	4,13	4,51	К юго-востоку от сел. Кызылкараба	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 59)
—	100,05	0,97·1·9,48	8:1	4,77	Гора Малый Аг-даг в Агманганском хребте	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 56)
—	100,01	0,90·1·9,37	5,36	4,79	К востоку от вершины «1542»	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 59)
—	100,06	1,08·1·7,17	3,34	3,54	К югу от вершины Тикпиляркен	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 62)
—	99,78	0,98·1·5,61	2,96	2,88	Гора Марал-даг, к сев.-зап. от оз. Ала-гёль	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 62)
—	99,61	1,1·1·4,76	1,36:1	2,33	Карабах, гора Сопипир	А. С. Гинзберг (*240*, стр. 54)
—	100,39	—	—	—	Гора Кетан-даг, левобережье р. Занги	А. Данненберг (*943а*, стр. 30,)
—	—	—	—	—	Гора Архашин, бассейн р. Западной Айриджа	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
—	100,06	1,20·1·5,28	1,16:1	2,52	Восточный гребень горы Агу-даг	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
—	—	—	—	—	Хр. Кара-бакир, к юго-зап. от сел. Кярим-кенд	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
—	—	—	—	—	Гора Архашин, бассейн р. Западн. Айриджа	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 21)
BaO 0,16; P_2O_5 0,18	100,17	0,99·1·6,74	3,41:1	3,38	К востоку от сел. Кюлали и Кюзджик	Б. М. Куплетский (*481*, стр. 49)
—	100,62	0,9·1·5,5	1,56:1	2,82	Карабах, верховье р. Гочас, склон хр. Михтукян	А. С. Гинзберг (*240*, стр. 58)
—	99,99	1,09·1·5,94	1,11	2,9	Бассейн оз. Севан, южная часть, к югу от горы Тулуджа	А. С. Гинзберг (*239*, стр. 62)
BaO 0,04	100,11	1,23·1·5,55	1,35	2,6	Бассейн оз. Севан, юго-вост. часть, к югу от сел. Кызылбулах	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 178)
CO_2 1,01	100,2	1,09·1·5,25	0,83	2,51	Бассейн оз. Севан, юго-вост. часть, сев. отрог горы Кеты-даг	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 181)
BaO 0,04	99,94	0,74·1·9,1	9,2	4,88	Бассейн оз. Севан, юго-вост. часть, сев.-зап. отрог горы Кеты-даг	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 182)
—	99,84	1,53·1·5,01	0,34	2,24	Бассейн оз. Севан, юго-вост. часть, к юго-востоку (в 15 *км*) от сел. Шорджа	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 185)
BaO 0,06	100,17	0,96·1·9,68	3,05	4,89	Бассейн оз. Севан, вост. часть, к югу от Задского перевала	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 187)
BaO 0,06; CO_2 0,07	100,36	1,34·1·5,95	0,647	2,74	Бассейн оз. Севан, вост. часть, юго-вост. оконч. хр. Елиджа	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 187)
BaO 0,09	100,09	0,93·1·7,64	3,44	5,89	Бассейн оз. Севан, вост. часть, район Елиджинского ущелья	А. С. Гинзберг (*236*, стр. 189)

сенонские известняки и мергели переходят непосредственно, без всяких следов перерыва, в нуммулитовые известняки (с примесью туфогенного материала) нижнего эоцена (расстояние около 20 *км*). В бассейне же оз. Севан по северо-восточному берегу и по р. Занге у сел. Нижние Ахты сенон и нижний эоцен выражены сплошь в известняковой фации без всяких следов перерыва. Олигоценовая вулканогенная толща в бассейне р. Восточный Арпа-чай пластуется согласно с эоценовой толщей и представлена андезитами, туфобрекчиями, дацитами и липарито-дацитами; в бассейне оз. Севан в верхах толщи имеют развитие типичные липариты. Мощность всей толщи олигоцена свыше 2 *км*. В восточной части бассейна оз. Севан констатировано трансгрессивное залегание олигоцена на сильно дислоцированных верхнемеловых и нижне- и среднеэоценовых отложениях.

К северо-западу от бассейна оз. Севан, в бассейне правых притоков р. Дебеда-чай, в районе ст. Калагеран, разрез палеогена начинается со среднего эоцена, выраженного в вулканогенной фации; отложения нижнего эоцена отсутствуют. В основании среднего эоцена указанного района располагается маломощный (2—3 *м*) базальный конгломерат, а над ним — изменчивой мощности (100—500 *м*) толща песчаников, частью туфогенных, с прослоями и пачками известняков и мергелей, по простиранию быстро выклинивающихся. Выше залегает мощная (свыше 1 *км*) вулканогенная толща, разрез которой в указанном районе следующий (снизу вверх): туфы и туфобрекчии, порфириты, вновь туфы и туфобрекчии, но более кислого состава, прослаиваемые толщей дацитов.

Все вышеуказанные возрастные соотношения доказываются фаунистическими данными и стратиграфическими соотношениями, изложенными в работах К. Н. Паффенгольца *(649, 650)*, В. Н. Котляра *(431)* и сотрудников Закавказской экспедиции Академии наук *(238, 312, 467, 800)*.

В бассейне оз. Севан эоценовая толща сложена туфогенными породами, туфобрекчиями и порфиритами. Порфириты представлены многочисленными разностями, по существу весьма мало отличающимися друг от друга. В сводной таблице 6 приведены многие анализы их, причем можно заметить, что породы, имеющие почти одинаковый химический состав, фигурируют под разными названиями. Анализы эти взяты из проб участников экспедиции Академии наук на оз. Севан.

В олигоценовой вулканогенной толще большое развитие имеют андезиты, весьма отличные от эоценовых порфиритов. Макроскопически они представляют весьма характерную породу, резко отличную от всех других пород района. Цвет их различный, в зависимости от степени выветрелости; породы обладают резко выраженной порфировой структурой, величина вкрапленников полевых шпатов достигает 2—4 *см*. Кроме того, почти в каждом образце невооруженным глазом видны листочки черной слюды и роговой обманки, хотя и значительно меньших размеров; изредка присутствует и пироксен. Основная масса чаще всего гиалопилитовая, грязносерого и бурого цвета, реже трахитовая и витрофировая.

Соответственно темноцветному компоненту андезиты разделяются на роговообманковые, биотитово-роговообманковые и авгитово-роговообманковые. На основании некоторых химических и микроскопических данных эти породы названы сотрудниками Закавказской экспедиции Академии наук *(239, 481,)* трахиандезитами.

Еще более характерную породу олигоценовой толщи представляют типичные липариты, залегающие в верхах ее и здесь специально не описываемые. В сводной таблице 7 даны анализы вышеупомянутых андезитов (трахиандезитов), липаритов и некоторых переходных типов пород. Там же поме-

щены анализы андезито-трахита (№ 28, порядковый № 13) и кварцевого трахита (№ 107, порядковый № 20), описанных А. С. Гинзбергом *(240)* с Карабахского вулканического плато. Указанный автор возраст пород не определяет. Однако по стратиграфическим соотношениям с породами бассейна верхнего течения р. Тертера их можно параллелизовать с андезитами олигоценовой толщи бассейна оз. Севан *(650)*. На крайнем юго-востоке Закавказья, в Ленкоранском районе, также имеет большое развитие вулканогенная толща палеогена. Лишь начиная с 1930 г. этот край подвергся систематической геологической съемке, начатой П. П. Авдусиным *(16, 17)*. По его данным, в южной части района почти исключительное развитие имеет эоцен, разрез которого следующий (снизу вверх):

a) Свита, представляющая ряд излияний базальтовой магмы, покровы которой переслаиваются туфобрекчиями и подстилаются рыхлыми темнобурыми туфами. На долю базальтовых покровов и их брекчий в этой свите приходится около 200 *м*. Мощность отдельных излияний всего 10—15 *м*. Отдельность базальтов столбчатая, реже радиальнолучистая. Химический анализ приведен в таблице 6 (образец № 240, порядковый № 22). Видимая мощность всей свиты . . . . . около 1 000 *м*

b) Толща туфопесчаников и глинистых пород. В песчаниках редкие остатки флоры, а в глинах отпечатки чешуй *Meletta* и остатки скелетов мелких рыб. Мощность всей толщи . . . . . около 200 »

c) Мощная толща, включающая несколько (до 4) излияний авгитовых андезитов (порфиритов) с анальцимом. Покровы и потоки их чередуются с туфобрекчиями и туфовыми конгломератами и туфами. Анализ одного образца андезита (№ 207, порядковый № 23) приведен в таблице 6. Мощность . . . . . до 1 200 »

d) Туфопесчаники и глинистые сланцы, местами известковистые и переполненные углистыми растительными остатками. Видимая мощность этой свиты . . . . . свыше 20 »

Из описания эффузивных пород Ленкоранского района явствует, что они в общем более основного характера, чем соответствующие им по возрасту эффузии бассейна оз. Севан и прилежащих к последнему районов. Этот вывод подтверждается еще двумя анализами пород Ленкоранского района, приведенными в таблице 6 (№№ 24 и 25 по порядку). Породы эти были собраны В. В. Богачевым *(95)* во время маршрута его в верховья р. Виляж-чай (район сел. Арвана и Пештасар) и по р. Астафа-чай. Анализы этих пород были выполнены А. Везировым *(208)*, определившим их как андезито-базальты. По стратиграфическим экстраполяциям эти породы должны соответствовать свите «с» разреза П. П. Авдусина *(17)*, т. е. свите, включающей вышеупомянутый авгитовый андезит (№ 207), анализ которого приведен в таблице 6 под порядковым № 23.

Породы третичных эффузивов являются в большинстве случаев хорошим строительным материалом. Среди туфогенных свит местами встречаются незначительные прослои и линзы каменного угля, не имеющие промышленного значения. Третичные вулканогенные толщи в общем невлагоемки, и никаких пластовых вод в них не наблюдается.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЭФФУЗИИ КАЗБЕКСКОГО И КЕЛЬСКОГО РАЙОНОВ

В центральной части Кавказа, около Военно-Грузинской дороги (в районе Казбека и в окрестностях оз. Кели), наблюдаются значительные площади, занятые молодыми вулканическими породами.

Указанные вулканические области привлекали внимание многих исследователей, среди которых отметим Ф. Ю. Левинсон-Лессинга *(503)* и

В. П. Ренгартена *(699)*. Первым разобрана петрография и дана морфологическая характеристика вулканических образований, а В. П. Ренгартеном, в результате детального геологического картирования Приказбекской вулканической области, подробно охарактеризована та геологическая обстановка, при которой образовались указанные эффузивные породы. С особой детальностью им выяснена хронологическая последовательность возникновения этих вулканических образований. В 1932 и 1935 гг. С. П. Соловьев также посетил некоторые места этой интересной вулканической области.

Лавы Казбекского центра представляют не только вулканологический, но и практический интерес. Многие из их разновидностей представляют естественные кислотоупорные камни. Кислотоупорные свойства этих лав описаны в работе Н. С. Симонова *(742)*.

Переходя к геологии района, отметим, что, согласно В. П. Ренгартену, в Приказбекской области развиты отложения нижней юры:

Кистинская свита (нижний лейас) — кварциты, чередующиеся с пачками темносерых сланцев.

Циклаурская свита (средний лейас) — глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников и кварцитов; для этой свиты характерны также интрузивные залежи диабазов и порфиритов.

Казбекская и гудошаурская свиты (верхний лейас) — песчаники, глинистые сланцы.

Ближе к Крестовому перевалу эти отложения сменяются серией верхнеюрских пород — известняками и мергелями.

После перевала на южном склоне широко развиты среднеюрские сланцево-песчаниковые отложения (млетская и бусарчильская свиты).

Все эти юрские отложения весьма интенсивно дислоцированы. Наблюдаются разрывы более или менее широтного направления, причем к некоторым из них приурочены вулканические образования.

Казбекская группа. Из лавовых потоков, связанных с Казбекским центром, наиболее изучены восточные и южные.

Из первых назовем прежде всего лавовый поток Чхери, имеющий несколько ответвлений.

В самом потоке имеется несколько прослоев брекчиевидных (агломератных) лав.

Несомненно, что этот поток подвергся размыву; об этом свидетельствуют изолированные останцы, наблюдающиеся в окрестностях сел. Гвилети.

Лавы потока Чхери перекрывают древнеречные отложения (по В. П. Ренгартену, рисс-вюрмские), в которых встречаются прослои вулканических пеплов и куски лав кислого состава.

Излияние этого потока В. П. Ренгартен связывает по времени с первым отступанием ледников.

В петрографическом отношении для этих лав характерна гиалопилитовая (реже витрофировая) структура основной массы, в которой наблюдаются вкрапленники среднего плагиоклаза (андезин-лабрадор), ромбического пироксена и авгита, иногда базальтической роговой обманки. Среднее содержание кремнекислоты в этих лавах приближается к 60% (SiO_2 60,28%)[1]. Таким образом мы здесь имеем дело преимущественно с авгито-гиперстеновыми андезитами (андезито-дацитами). В районе Сакецети эти андезиты разрабатываются в качестве кислотоупорного камня.

[1] Среднее из 5 анализов в работе Н. С. Симонова (*742*, стр. 10 и 15).

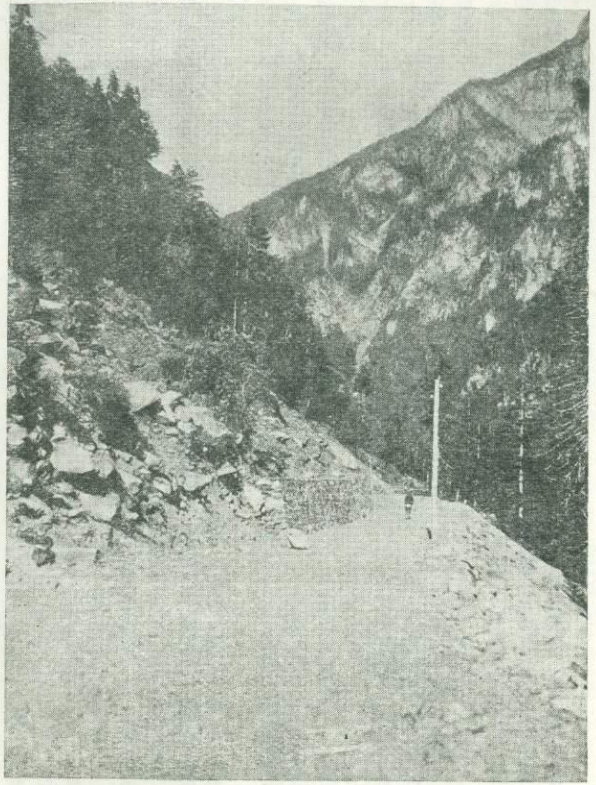


Фото 10. Долина р. Ингур. Слева — филлиты и кварциты карбона. (Фото С. П. Соловьева).

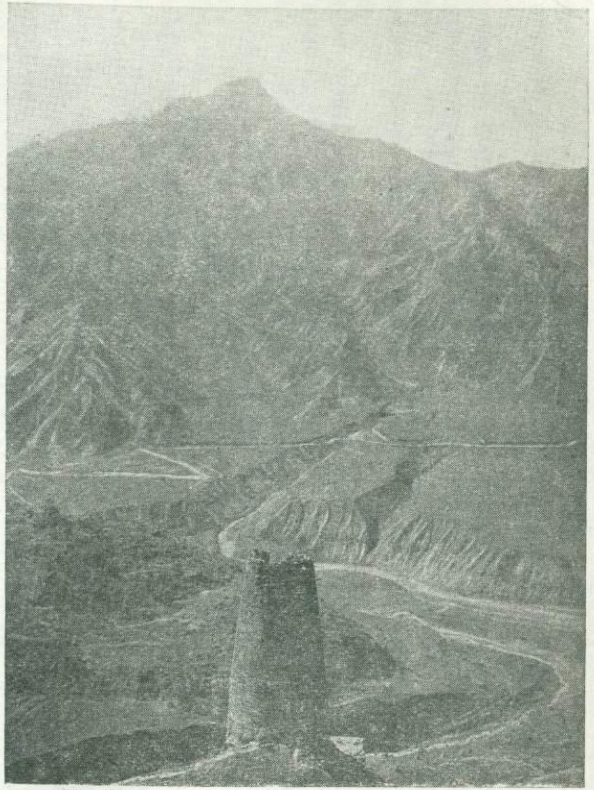


Фото 11. Район Военно-Грузинской дороги. Вулкан Кабарджин и конусы выносов в долине Терека. (Фото В. П. Ренгартена).

Аршинский поток, спускающийся с Казбека к долине р. Терека (около сел. Арша), считается послевюрмским. В концевой части этого потока видно, как он перекрывает размытые более древние вулканические образования.

С петрографической стороны для лав этого потока характерно следующее.

Структура большей частью андезитовая, вкрапленники представлены андезин-лабрадором, ромбическим пироксеном (встречающимся во всех разностях), биотитом, кроме того в некоторых разностях в ограниченном количестве встречаются базальтическая роговая обманка, авгит и даже кварц.

Лавы принадлежат андезитам и андезито-дацитам.

Мнадонский поток располагается к югу от Казбека по левому склону долины р. Мна-дон (левый приток р. Терека). Мощность потока достигает в среднем 30 *м*. В возрастном отношении эти излияния считаются довюрмскими, так как установлены следы воздействия вюрмских ледников на поверхность этого потока.

Сырхи-сар и Тхаршет. Что касается гор Сырхи-сар и Тхаршет, которые располагаются к югу от Казбека, то детальные геологические исследования В. П. Ренгартена заставляют считать их более молодыми образованиями, чем, например, мнадонские лавы.

Тхаршетские лавы, вероятно, принадлежат к андезито-дацитам, причем среди них имеется несколько разновидностей, выделяющихся по характеру вкрапленников (роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксено-биотитовые и биотитовые).

Лавы другого молодого конуса — Сырхи-сар представлены дацитами, в которых цветные фенокристаллы принадлежат биотиту, роговой обманке и ромбическим пироксенам.

В химическом анализе для этой породы SiO_2 64,52%.

Кабарджин. Этот интересный вулканический конус находится на правом берегу р. Терека. В отношении времени образования он является относительно древним — главная масса вулканических продуктов имеет риссвюрмский возраст. Среди них имеется значительное количество брекчий, а также рыхлых продуктов. Восточные отроги Кабарджина заняты, повидимому, более молодыми образованиями. Они и по составу отличаются от других частей этого конуса. Восточные отроги сложены дацитами (SiO_2 66,37%)[1], а основная масса конуса — андезитами (SiO_2 60,37%)[2]. Что касается юго-западной части Кабарджина, то, повидимому, она состоит из лав казбекского потока, концевая часть которого приткнулась к конусу Кабарджина (около сел. Коби) и затем была отделена р. Тереком.

Отметим, что Кабарджин находится около тектонической линии.

Милионский Сырх, лавы по р. Нарван-дон и конус Цители. К югу и юго-востоку от Кабарджина находятся несколько небольших выходов вулканических пород. Один из них встречен в верховье р. Милиони. Этот куполообразный выход лав представлен роговообманковым дацитом (SiO_2 64,51%). В верховье р. Нарван-дон наблюдается относительно небольшое поле лав, повидимому тоже дацитового состава. К востоку от р. Нарван-дон наблюдается конус Цители, черные и красные лавы которого принадлежат тоже к дацитам (SiO_2 66,37%). Среди вкрапленников

[1] Заимствовано у Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.
[2] Заимствовано у Н. С. Симонова.

этих лав, кроме полевых шпатов, отмечены биотит и ромбический пироксен.

Все эти относительно небольшие выходы лав располагаются вблизи тектонических линий.

Сакохе — Садзели. Главное поле этого вулканического района находится на южном склоне Главного хребта в районе Гудаура и Млетского спуска. К северу от горы Сакохе лавы занимают значительно меньшую площадь. С центром Сакохе связан, очевидно, и лавовый поток р. Хатис-хеви. Лавы Гудаура и Хатис-хеви относятся к андезито-базальтам (SiO 54,43—57,36%), преимущественно с интерсертальной основной массой, и в качестве вкрапленников в них присутствуют основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит), роговая обманка, ромбический пироксен и иногда оливин. Поток к северу от горы Сакохе состоит из пироксеновых (ромбический пироксен) дацитов, в которых содержится SiO_2 66,24%. Сам конус Сакохе сложен в значительной мере рыхлыми вулканическими породами и шлаками.

Что касается возраста излияния, то В. П. Ренгартен считает, что южные потоки (Гудаурский район) излились в рисс-вюрмскую межледниковую эпоху, а северный поток является более молодым.

Хурисар. В нескольких километрах к северо-западу от Крестового перевала, на северном склоне Главного хребта, расположен вулканический центр Хурисар.

Подстилающими породами являются верхнеюрские мергели и известняки. Хурисар представляет двойной вулкан, причем на восточном конусе имеется кратер, тогда как на западном он отсутствует.

Лавы имеют разнообразную окраску и принадлежат к андезито-дацитам (SiO_2 61,04%), хотя имеются несколько более кислые разновидности (SiO_2 64,40%). Вкрапленники в этих лавах представлены лабрадором, ромбическим пироксеном (преимущественно гиперстеном), роговой обманкой, а иногда авгитом. В одном случае обнаружен оливин. Эти лавы являются весьма молодыми (не старше предпоследней стадии отступания ледников).

Непискало («Семь братьев»). К западу от Крестового перевала, на правом склоне долины р. Арагвы, находится вулканический массив Непискало, лавы которого наблюдаются и на левом берегу указанной реки. Мощность лавового потока является относительно большой (360 *м*). Что касается химического состава этих вулканических пород, то в них наблюдается колебание содержания SiO_2 (61,57—68,48%).

Лавы обладают различной окраской, и вкрапленники в них представлены, как и в большинстве продуктов вулканической деятельности Приказбекского района, ромбическим пироксеном и иногда опацитизированной роговой обманкой. Лавы принадлежат к андезито-дацитам и дацитам. Интересно отметить попытку Ф. Ю. Левинсон-Лессинга выяснить причину красной и темносерой окраски лав. Химические анализы этих двух резко отличных по цвету лав говорят о значительно большем (чуть ли не в 2 раза) содержании окиси железа в красных участках (в красных Fe_2O_3 2,22%, а в темносерых Fe_2O_3 1,25%), что и обусловливает их своеобразный цвет.

Излияние этих лав произошло в начале рисс-вюрмской межледниковой эпохи.

Сырх. В верховье р. Арагвы, к северу от горы Непискало, находится конус Сырх, сложенный биотитовыми липарито-дацитами (делленитами); содержание кремнекислоты в них достигает 69,39%. Таким образом хими-

чески и минералогически они заметно отличаются от лав горы Непискало.

Плато Кели. К западу от горы Непискало значительная площадь закрыта лавами. Они однородны по составу. Среди них имеются слегка щелочные разновидности (трахидациты Магландори); отметим еще андезито-трахиты Нарван-хоха и дациты Фидар-хоха, причем относительно недавно среди них обнаружены тридимитовые разновидности (*817*). Наиболее распространенными лавами Кельского плато являются андезито-дациты.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЭФФУЗИИ В ЮГО-ОСЕТИИ, ВЕРХНЕЙ РАЧЕ И ДЗИРУЛЬСКОМ МАССИВЕ

Кроме обширных излияний Кельско-Казбекского района, в центральной части Закавказья известен ряд мелких четвертичных эффузий, представляющих собой лавовые вулканы, извергавшие лаву по самостоятельным каналам.

1. Наиболее северная из таких эффузий, именно Цители-мта (Красная гора), располагается в зоне южного склона Главного хребта в непосредственной близости от надвига сланцев лейаса на известняково-мергельную свиту верхней юры — нижнего мела. Эффузия Цители-мта (*454*, *745*, *754*, *884*) расположена на правом склоне долины р. Чанчахи, к западу от Мамиссонского перевала, и занимает площадь около 1,5 *кв. км*. Она представлена гиперстеновыми андезитами (*454*), прорывающими и покрывающими известняково-мергельную свиту. Весьма вероятно, что эффузия связана с ослабленной зоной вдоль упомянутого разрыва.

2. В верховьях р. Джоджоры, левого притока р. Рион, в Кударском районе Юго-Осетии у сел. Лесора и в холме Чисти-цуб (*319*) обнажаются андезиты, приуроченные, повидимому, к зоне разрыва, по которому флишевые осадки зоны южного склона Главного хребта надвинуты на зону эпиконтинентальных осадков северной части Рионской полого-складчатой зоны.

3. На продолжении только что упомянутого надвига к юго-востоку, по среднему течению р. Большой Лиахвы, непосредственно к северу от Джавы, в районе сел. Кимас—Елбачи, на небольшой площади сгруппировано восемь мелких моногенных эффузий, представленных андезитами. Приуроченность их здесь к сложной зоне разрывов устанавливается весьма явственно, и генетическая связь с последней вполне вероятна. Андезиты обнажаются частично к северу от разрывов, прорывая песчано-сланцевую свиту нижнемелового флиша, частично расположены на разрывах или между ними, прорывая верхнемеловые известняки, частью же южнее разрывов, прорывая миоценовые осадки зоны эпиконтинентальных осадков Куринской зоны. Местами потоки андезитов спускаются в русло долин и покрывают четвертичные галечники.

Состав андезитов определяется плагиоклазом (№№ 47—58), энстатитом и стеклом, изредка встречаются авгит, оливин и роговая обманка. Характерны частые ксенолиты кварца.

4. Южнее, в районе города Сталинира, располагаются еще две группы выходов новейших эффузивов, у сел. Квасатели к западу от р. Большой Лиахвы, и на площади от города Сталинира до сел. Ванати по рр. Большой Лиахве и Малой Лиахве. Эффузии прорывают здесь миоценовые осадки и покрывают плиоценовые и четвертичные галечники. Тектоническое положение их неясно, в общем они приурочены здесь к северному краю

Горийской наклонной равнины, представляющей зону погружения. Не исключена возможность наличия именно здесь, по линии широтного простирания, разрыва, ограничивающего с севера Горийскую равнину. По данным Б. В. Залесского и В. П. Петрова, эффузивы Сталинирского района *(319)* представлены базальтами и андезито-базальтами, состоящими из стекла, микролитов плагиоклаза (лабрадор), авгита, оливина, магнетита и, редко, энстатита и вкрапленников авгита, оливина и базальтической роговой обманки. Кажущиес явкрапленниками плагиоклаз (кислый андезин) и кварц представляют собой ксенолиты. Из всех 37 выходов Джавского и Сталинирского районов 35 представляют самостоятельные моногенные лавовые вулканы, и только в одном случае (под Ванатской крепостью) наблюдается два потока, разделенные конгломератом, а из центра Косо-биант-Вели извержения происходили со взрывами, обусловившими накопление туфов поля Ириси — Эредви.

5. На водоразделе между прорезающими Дзирульский гранитный массив р. Дзирулой и рч. Думалой две особняком стоящие конические вершины Гора-дзири сложены оливиновыми базальтами с пустотами, выстланными кристаллами черной слюды. Базальты прорывают и покрывают здесь нижнесарматские отложения и включают их обломки. Характер выходов показывает, что и здесь мы имеем мелкие моногенные эффузии.

Километрах в пяти севернее, вблизи сел. Дуреви, на водоразделе между р. Квирилой с одной стороны и верховьями речек Думалы и Дзирулы с другой, на плоской вершине с отметкой 509 саж. имеются громадные развалы базальтов, представляющие, очевидно, результат разрушения такой же мелкой моногенной эффузии.

Все охарактеризованные мелкие эффузии являются, вероятнее всего, одновременными и относятся к концу четвертичного периода.

ЭФФУЗИИ АЛАГЕЗА[1]

Вулканический массив Алагез (Арагац), занявший многократными своими излияниями и эксплозионными образованиями громадное пространство в 3 000 *кв. км* и действовавший в конце третичного и в четвертичное время, дает возможность при детальных его исследованиях вскрыть последовательность магматических проявлений, характерную вообще для вулканических процессов, принимавших участие в строении Армянского нагорья.

Границей распространения лавовых излияний на северном и северо-восточном склонах являются западные отроги Памбакского хребта; на востоке мы имеем также сплошное распространение эффузивов, перекры-

[1] При пользовании геологической картой масштаба 1 : 1 000 000, прилагаемой к настоящему тому, следует иметь в виду, что в районе горы Алагеза, согласно новейшим данным К. Н. Паффенгольца, показано значительное развитие вулканогенных пород олигоцена. П. И. Лебедев описывает эти эффузивные породы как излияния четвертичного времени.

Существенно отличная точка зрения К. Н. Паффенгольца ведет к установлению иной последовательности излияний и к иному объяснению наблюдаемых форм рельефа, но петрографическая характеристика разных типов эффузивных пород, даваемая П. И. Лебедевым, остается в силе. Новая точка зрения на строение Алагеза пока отражена в небольших по объему статьях — К. Н. Паффенгольца «Алагез и его происхождение» (Природа, 1939, № 6, стр. 68—71) и А. Л. Рейнгарда «Морфогенез массива Алагеза в свете новых геологических данных» (Изв. Гос. геогр. о-ва, 1939, т. 71, № 3, стр. 322—324) *(Ред.)*.

вающих продукты излияния других вулканических аппаратов, а также трещинных излияний, имевших место в те же эпохи в бассейне р. Занги и оз. Севан (Гокча).

На южном склоне вулкана, дающем вообще много материала для реставрации вулканических процессов, созидавших этот полигенный вулкан, мы имеем в качестве наиболее ранних продуктов излияния андезито-базальтов, далеко продвинувшиеся ввиду незначительной вязкости основного магматического раствора и достигшие р. Аракса (район озера Айгер-гель).

Наиболее сложно построенным является западный склон Алагезского массива, в состав которого входят не только вулканические образования центрального очага, но и трещинные излияния, изливавшиеся синхронично с некоторыми вулканическими фазами главного аппарата. Кроме того в состав западного склона Алагеза входят некоторые петрографические комплексы (конгломерато-брекчие выекомплексы Суванверды — Бугдашен), связанные уже частично с другими процессами (экструзивными) магматической деятельности. Только на западном склоне имеются незалитые лавами остатки осадочных образований (известняки района Суванверды — Бабурли), дающие возможность внести некоторую определенность в хронологию вулканических явлений Алагеза.

В отношении генетических и морфологических особенностей Алагезского массива и причленяющихся к нему вулканических образований можно отметить значительное разнообразие встречающихся здесь типов. В этом отношении здесь находятся почти все типы, отмечаемые Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (*500*, стр. 109) для Армянского вулканического нагорья, т. е.: 1) полигенный вулкан с центральным кратером, 2) массовые вулканические излияния или лавовые поля, 3) моногенные экструзивные конусы без потоков, 4) паразитические шлаковые конусы.

Главная площадь излияний — сам громадный вулканический массив — принадлежит полигенному вулкану, многочисленные вулканические фазы которого при циклически изменявшемся составе «магматического очага», как это обосновано ниже, укладываются в три эруптивных цикла.

Массовые излияния, образующие значительные лавовые поля, не связанные с центральным очагом, сосредоточены преимущественно на западном склоне. На последнем мы имеем два значительных района трещинных излияний дацитового типа: Калали-Мастаринский и Карабурунский, которые при ширине в среднем 7—8 *км* имеют протяжение первый около 25 *км* между селениями Калали и Мастара, а второй 15 *км* почти от сел. Талына Армянского до железной дороги (разъезд Мастара, южнее сел. Карабурун).

Таким образом вдоль западного склона вулкана, почти на всем его протяжении (до 40 *км*) существовала в направлении, близком к меридиональному, система трещин, по которой была выдавлена дацитовая магма, образовавшая лавовые поля состава, близкого к андезито-дацитам.

Из моногенных образований, которые могут быть причислены к экструзиям, следует назвать значительный массив Большой Богутлу, находящийся на юго-западном склоне вулкана. Большой Богутлу (вершина 2 060 *м*) представляет собой выдавленный значительный самостоятельный вулканический массив, составленный из производных кислой магмы: липаритов, обсидианов и липарито-дацитов. Возможно, что он является одновременным крупным липарито-обсидиановым экструзиям Агманганского плато, Большому Аг-дагу и Малому Аг-дагу, в расположении которых, точно так же как и в расположении Большого Богутлу,

можно видеть проявление дизъюнктивных линий меридионального направления.

Из экструзивных образований меньшего масштаба можно отметить несколько моногенных аппаратов, принадлежащих точно так же к производным дацитовой магмы. Так, можно указать несколько экструзивных конусов: Малый Богутлу (2 225 *м*) и Оюхлю (1 830 *м*), расположенных в направлении СВ — ЮЗ.

Интересно, что моногенный конус Малого Богутлу возвышается на пересечении двух направлений, играющих роль в тектонике массива: СЗ — ЮВ и СВ — ЮЗ.

Одновременно с указанными конусами происходило и выдавливание некоторого количества дацитового раствора по трещинам указанного направления.

Значительное развитие на Алагезе имеют эксплозионные аппараты, представляющие собой преимущественно шлаковые конусы, дающие производные лавы базальтового типа (андезито-базальты) в виде шлаковых выбросов обычно красного цвета и, что повело к названиям: Кизылы, Кизыл-зиарат, Кизыл-лягам и т. д. В более редких случаях встречаются конусы, составленные из черных шлаков или даже более легких темносерых пемзообразных образований основного состава (Кабах-тапа). В расположении эксплозионных аппаратов на Алагезе можно, точно так же, как и по отношению к дацитовым экструзиям, отметить ряд закономерностей, стоящих, несомненно, в связи с тектоникой, вызывавшей вулканические проявления. Например, для направления СЗ — ЮВ, являющегося характерным для Кавказа, можно указать ряд зон расположения на Алагезе эксплозионных паразитных конусов. Такой линией является линия шлаковых конусов: Болор-сар, Кизыл-лягам, Кизыл-зиарат, конус у сел. Ошаган; несколько севернее, параллельно первой, проходит линия конусов Кабах-тапа — Зиарат, расположенная уже в районе юго-западной вершины кратера. Одной из мощных групп шлаковых конусов являются так называемые Кизылы, группирующиеся в числе пяти на южном склоне, несколько севернее оз. Айгер-гель; к этой же группе можно отнести небольшой конус Зейва, расположенный южнее озера у р. Кара-су.

Интересно отметить, что некоторые паразитные аппараты (например, расположенный в вершинной зоне Кизыл-лягам) являлись проводящими каналами как для основных (андезито-базальтовых) лав, так и для кислых эффузий, преимущественно дацитового типа.

В пароксизмы эксплозионной деятельности дацитовая и щелочно-дацитовая магма создавали, в виде паразитных образований, аппараты, в состав которых входила пемза. Белая (чаще) и желтая пемза является часто встречаемым на Алагезе петрографическим компонентом тех побочных конусов, которые образовывались кислыми эффузиями.

СТРОЕНИЕ ГЛАВНОГО ВУЛКАНА

Морфологические особенности главного массива складываются в результате влияния двух факторов. Первым является совокупность физических свойств (вязкость и др.) отдельных лавовых извержений, влиявших на характер растекания отдельных порций лав различного состава в различные фазы вулканической деятельности.

Ввиду того, что общей закономерностью для Алагезского очага является изменение химического состава лав в направлении от андезито-базальтов до дацитов и даже кислее, т. е. в направлении возрастания

вязкости лав, мы видим, что изменение этого фактора в течение продолжительного периода первого вулканического цикла повело к формированию широкого правильного конуса. На этот массив, занимавший значительное пространство и возвышавшийся до современного района р. Амперта, после перерыва начали вновь изливаться подвижные андезито-базальтовые лавы второго цикла, причем в дальнейшей эруптивной деятельности Алагеза повторилась смена изменения химического состава в направлении от базальтов к щелочным дацитам. Последние фазы эруптивной деятельности второго цикла проявились в излиянии из кратера крайне вязкой щелочно-дацитовой магмы; которая застыла в форме отдельных потоков, образовав хребты Кара-даг, Ампур-даг и Архашан-даг; обособление последних было еще более усилено денудирующей деятельностью соответствующих рек южного склона: Амперта, Архашана и др.

Если вулканическая деятельность в течение многочисленных отдельных фаз двух первых циклов формировала более или менее правильные и нормальные морфологические черты конуса, правда, со значительным преобладанием излияний лав по южному и западному склонам, то излияния, которые могут быть отнесены к третьему, последнему циклу, сформировали, повидимому, исключительно северо-восточный склон вулкана, создав мощные андезитовые излияния. Эти эффузии отдельными повторными излияниями крайне близкого друг к другу состава, отвечающего нормальным андезитам, создали громадное возвышение около кратера в виде «нашлепки», в районе, примыкающем с северо-востока к северной вершине кратера. Эти излияния андезитов остановили свои потоки в районе селений Дускянд, Хаджи-халил и Танагирмаз (северный склон вулкана).

Такова связь морфологии главного массива Алагеза с химическими и физическими свойствами его магматической деятельности.

Вторым фактором, формирующим современную морфологию и скульптуру Алагеза, можно считать, в особенности в верхних горизонтах, явления эрозии и денудации, влияющие на гидрогеологический режим этого массива, столь важного в народнохозяйственной жизни Армении. Принимая во внимание совокупное влияние обоих факторов, можно различить в морфологии Алагеза следующие высотные зоны.

Вершинно-кратерная зона

Сюда можно отнести кратер, представляющий собой совокупность четырех разрозненных вершин с перемычками между ними и громадную кальдеру, открытую взрывом на восток. Кальдера является водосборным бассейном р. Дали-чай, протекающей через прорыв и собирающей, кроме того, воды с восточного склона массива.

Сложенная из дериватов кислых лав (дацитового и щелочно-дацитового типов), эта зона включает в себя характернейшие громадные осыпи вершин Алагеза. Особенности инсоляции и своеобразие климатических условий Армении создают исключительно быстрое образование осыпей, которое можно проследить за последние 40—45 лет, прошедшие со времени восхождения А. В. Пастухова в 1896 г.

Предвершинная зона

Эта ясно выраженная зона располагается выше верховьев рр. Амперта и Архашана и включает в свой состав районы высокогорных озер Бакугель и Кара-гель, где была организована в 1928—1929 гг. высокогорная обсерватория. Зона эта, ограниченная на севере вершинами — частями

кратера, является тоже ареной далеко продвинувшихся процессов эрозии и денудации. В состав этой зоны входят также на водоразделах главных рек южного склона хребты Ампур-даг и Архашан-даг, образовавшиеся в конце второго эруптивного цикла из пород щелочно-дацитового состава.

Ввиду значительной денудации в ряде участков этой зоны произошло смывание более поздних покровов хрупких дацитовых лав, причем таким образом обнажились более ранние андезитовые и андезито-базальтовые лавы, являющиеся более стойкими по отношению к процессам разрушения и медленнее инфильтрующими атмосферные осадки. В этой зоне наблюдаются останцы эрозии, например гора Гель-Зиарат на северном берегу озера Кара-гель.

Зона главного склона

В этой зоне влияние процессов эрозии и денудации отступает на второй план, и определяющим моментом являются чисто вулканические факторы: смена лав и их физические свойства. По отношению к южному склону наиболее важным горизонтом этой зоны является контактовый горизонт между последним дацитовым излиянием первого цикла и налегающим сверху андезито-базальтовым излиянием, начавшим собой второй цикл. Этот контактный горизонт, ясно представленный на амфитеатре склона полукругом селений Магда — Караджаляр — Аван — Койтул, является одним из важнейших горизонтов по выходам родников. Несколько ниже располагается второй важный гидрогеологический горизонт в контактной зоне между мощными дацитовыми излияниями первого цикла и подлежащими им андезито-базальтовыми эффузиями. Этот контактный горизонт обозначается также рядом селений, среди которых можно отметить на южном склоне селения Кош и Уджан с его известными подземными шумами «гыр-гыр», обусловленными продвижением воздуха в пещерных горизонтах по контактам.

Периферическая зона

Предыдущая зона крутым своим уступом опускается и переходит в почти равнинную периферическую зону, которая окружает главный массив с юга, запада и севера.

На восточном склоне, где имеется перекрывание алагезских лав лавами самостоятельного вулкана Карны-ярых и другими эффузиями Зангинского района, эта зона не выражена.

Наиболее характерной и типичной является периферическая зона южного склона, где она играет важную роль ввиду нахождения в ней озера Айгер-гель и р. Кара-су, генезис водных запасов которых остается до сих пор не вполне выясненным.

Эта почти равнинная зона, начинающаяся от зоны селений Махтука — Нижний Калакут — Талыш — Шамиран — Акерак и др. и простирающаяся до окаймляющей массив с юга линии железной дороги Ленинакан — Ереван, в петрографическом отношении является довольно просто построенной, преимущественно из двух компонентов. Фундаментом всего этого района можно считать андезито-базальтовые покровы, являющиеся, возможно, отчасти продуктом трещинных излияний, но несомненно также и излияниями главного очага Алагеза в начале его вулканической деятельности. В ряде участков с этими андезито-базальтовыми излияниями находятся в генетической связи упоминавшиеся выше конусы красных

шлаковых выбросов (группы северных и южных Кизылов, Зейва и др.). Значительная часть последующих эффузий Алагеза, будучи кислее андезито-базальтов, не достигла этого района при излиянии из кратера и застряла на склоне так же, как андезито-базальты второго эруптивного цикла.

Другим петрографическим элементом этой зоны являются красные и черные туфы, отдельными участками и пятнами перекрывающие базальтовые поля. Туфы являются продуктами пароксизмов эксплозионной деятельности, широко разнесенными по периферии вулкана и часто выравнивавшими неровности рельефа. По составу и времени извержения они отвечают фазам магматической деятельности, дававшим кислые дацитовые лавы.

Петрографические типы лав

По химическому составу и минералогическим особенностям лавы различных вулканических циклов Алагеза могут быть отнесены к трем семействам — базальтов, андезитов и дацитов. Если же считать и излияния Богутлу принадлежащими к магматическому очагу Алагеза, то представлены и липариты, возможно извергавшиеся и центральным очагом, но впоследствии сплошь денудированные (осколки обсидианов на Алагезе).

Кроме присутствия и большого развития указанных главных типов, значительно распространены также переходные разности между этими главными типами. В частности характерно присутствие тех разностей, которые ведут от андезитов как в направлении базальтов, так и в другую сторону — к дацитам. Эти ответвления, т. е. андезито-базальты и андезито-дациты, составляют вместе с главным андезитовым типом «андезиты» в широком смысле этого понятия, как его определяет Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Помимо того, можно отметить ряд разновидностей, группирующихся вокруг дацитового семейства. Прежде всего существуют две разности дацитов, сходные по своей магматической характеристике, но различающиеся по соотношению между щелочноземельными окислами (RO) и щелочными (R_2O). Соотношением RO : R_2O, близким к единице, обладают кислые излияния первого цикла и дают разности, которые могут быть сопоставлены с кавказским типом дацитов. Для второй разновидности дацитов RO : R_2O доходит до 1,5, и эти лавы характеризуют кислые излияния второго эруптивного цикла.

Кроме того, в конце первого и второго циклов происходило извержение лав, отклонявшихся от дацитов в сторону липаритов, которые характеризуются как повышенным содержанием Na_2O (около 5%), так и в особенности K_2O (4,75%). Хотя этот тип кислых эффузий может быть в магматическом отношении сопоставлен с трахидацитами или липарито-дацитами, однако ввиду отсутствия минералогически выраженных калиевых полевых шпатов эти разности на Алагезе отнесены к щелочным дацитам, близко примыкающим к главному дацитовому типу.

По химизму средних типов алагезских эффузий они могут быть сопоставлены как с лавами Центрального Кавказа, так и с рядом эффузивных типов более далекой вулканической провинции Италии. В последней аналогами некоторых лав Армении являются породы, получившие название чиминитов, вульзинитов, тосканитов и др.

При значительном разнообразии встречающихся на Алагезе типов эффузий, отвечающих почти всем существующим типам лавовых излияний, можно отметить, что почти во всех мы встречаем по внешнему виду

Таблица 8

Средний химический состав (различных типов) лав Алагеза (в процентах)

Составные части	Андезито-базальт	Андезит	Андезито-дацит	Дацит	Щелочной дацит
SiO_2	55,35	59,17	60,69	64,17	66,42
TiO_2	1,14	0,95	0,82	0,79	0,88
Al_2O_3	17,07	16,50	15,49	15,13	15,29
Fe_2O_3	3,02	2,15	2,54	2,88	2,08
FeO	4,42	4,15	3,71	2,32	2,02
MnO	0,09	0,08	0,11	0,07	0,07
MgO	4,89	3,56	2,49	1,65	0,90
CaO	7,26	6,10	4,78	3,49	2,20
BaO	—	—	—	0,07	Следы
Na_2O	3,25	3,61	4,12	4,42	4,87
K_2O	2,36	2,61	3,32	3,88	4,75
P_2O_5	—	—	—	—	0,10
Потеря H_2O до 110°	0,50	0,35	0,17	0,12	0,23
Потеря H_2O выше 110°	0,05	0,77	0,77	1,01	0,20
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Среднее из анализов	8	3	5	11	6

аналогичные разности. Ввиду того, что условия кристаллизации лавовых пластов, покровов и экструзий значительно варьировали нередко даже для отдельных горизонтов одного и того же лавового потока, мы почти в каждом семействе эффузии встречаем как темные, так и светлые разности. Последние разности, в особенности в кислых эффузиях, отвечают лучше закристаллизованным горизонтам, в то время как темные разности андезито-базальтов, андезитов и в особенности дацитов соответствуют условиям быстрой кристаллизации, которые благоприятствовали образованию значительного количества темного аморфного базиса, сообщавшего характерный темный оттенок этим лавам.

Кроме того нужно отметить существование в контактах горизонтов розовых лав, образовавшихся благодаря некоторому обжигу магматическими газами. Иногда мощность этих «прохваченных» газами разностей является значительной, и мы имеем как бы самостоятельные розовые разновидности, например дацитов (каньон р. Амперта).

Наконец, могут быть выделены разности эффузий по различному характеру пористости; в этом отношении можно отметить значительное количество разностей — от совершенно плотных до содержащих громадное количество пор.

Исходя из указанных критериев характеристики, можно наметить существование следующих конкретных разностей алагезских эффузий, из которых некоторые могут быть названы по характерным районам их развития.

1. Андезито-базальты. В пределах андезито-базальтов, пользующихся значительным распространением, выделяется серия лав, характерных для отдельных районов или отдельных циклов.

а) Ампертский тип светлосерых долеритовых андезито-базальтов, прослеженных от района кратера до Пираганского участка р. Амперта на протяжении до 40 *км*. Коэфициент кислотности $\alpha = 2{,}10$.

б) Агдажакалинский тип темных оливиновых андезито-базальтов принимает участие в строении южного и западного склонов, $\alpha=1{,}9—2{,}0$.

в) Айгергёльский тип периферических андезито-базальтов является более основным типом, обладая коэфициентом кислотности $\alpha=1{,}6$.

г) Башкегский тип базальтов ($SiO_2=50{,}92\%$) является еще более основным; он может быть отнесен к наиболее молодым эффузивным образованиям Алагеза (северный склон).

2. Андезиты, характерные, как указано выше, для северо-восточного склона, имеют среди своих разностей светлые и темные лавы, различающиеся количеством оставшегося аморфным базиса. Плагиоклаз — андезин; среди пироксенов моноклиническая и ромбическая разновидности: $\alpha=2{,}19$.

3. Андезито-дациты. Этот тип лав является широко представленным как на восточном, так и западном склонах; среди эффузий трещинного типа можно выделить следующие:

а) Гёльзиаратский тип светлосерых андезито-дацитов (предвершинная зона).

б) Вершинный тип серых андезито-дацитов; $\alpha=2{,}55$.

в) Башабаранский тип темносерых андезито-дацитов; $\alpha=2{,}51$.

4. Дациты. Среди дацитов, отдельные химические разности которых охарактеризованы выше, можно различить еще ряд разностей:

а) Светлосерые стекловатые дациты, характерные для западной вершины.

б) Эвтакситовые черно-красные полосатые лавы (пехштейновые дациты и т.д.). Этот же тип магматических образований дает при эксплозионных процессах пемзу. По кислотности: $\alpha=2{,}8—3{,}0$.

5. Щелочные дациты являются более щелочной и наиболее кислой разностью дацитов, сохраняющей, однако, характерные минералогические их особенности. В качестве разностей могут быть выделены:

а) Черные смоляные порфиры (вершина Ампур-даг и др.).

б) Карадагский тип черных щелочных дацитов ($\alpha=3{,}10$).

в) Светлосерые щелочные дациты ($\alpha=3{,}05$); они являются сильно распространенной разностью.

Массив Алагеза исключительно богат не только продуктами нормальной эффузивной деятельности — различного состава лавами, описанными выше, — но и целым рядом других петрографических образований, которые проявлялись в результате как эксплозионной деятельности, так и, повидимому, своеобразных подводных извержений (туфовые лавы артикского типа). Ввиду невозможности дать здесь подробную петрографическую характеристику всех этих образований, ниже приводится схема с отнесением соответствующих образований к химическим типам эффузий.

I. Туфовые лавы	1. Пламенный тип (черно-красные) 2. Артикский тип (фиолетово-серые)	Дацитовый и щелочно-дацитовый новый тип магмы
II. Туфы	1. Черные и темносерые 2. Красные 3. Желтые	
III.	Пемзы: 1. Желтые; 2. Белые Вулканические пески — белые и серые	
IV. Шлаковые выбросы	1. Черные 2. Красные 3. Темносерые, пемзовидные 4. Сваренные шлаки	Андезито-базальтовый и андезитовый тип магмы
V. Литомарге		

Приведенная схема дает возможность сравнительного генетического подхода к изучению разнообразных продуктов вулканической деятельности Алагеза, его экструзивных конусов и других паразитных образований. В качестве примера сопоставления отдельных фаз эффузивной и эксплозионной деятельности между собой можно привести следующую таблицу, в которой сопоставление между ними произведено по трем периодам последовательной деятельности Алагеза, когда извергались продукты дацитового состава.

Периоды	Эффузивная деятельность	Рыхлые продукты эксплозионной деятельности
I	Туфовые лавы Поля — Артикское, Сонгурли-Махмуджукское, Адиамано-Согутлинское, Инаклино-Пираганское	Туфы черные и черно-красные Ленинаканского типа Периферическая зона Алагеза
II	Пламенный тип туфовых лав Район: Кош-Аван, Пираган-Инаклю	Желтые туфы и переходные разности к туфовым лавам Районы: Кош-Инаклю, Такия
III	Нормальные излияния дацитовой лавы	Пемзы, вулканические пески Конусы: Берглю, Малый Богутлу, Кизыл-лягам

Из других минерало-химических процессов, связанных уже с изменением дацитовых лав посредством пневматолических агентов, можно указать: 1) на явления алунитизации, имеющие значительное проявление в кратере Алагеза, в результате которых получаются алунитовые разности дацитов, содержащие Al_2O_3, K_2O, Na_2O, 2) на явления натронизации, характерные для районов туфовых лав артикского типа, и, наконец, 3) на происходившее прямое разложение дацитовых лав с накоплением гидратов железа и гидратов кремнекислоты (опалы).

СТРАТИГРАФИЯ АЛАГЕЗА

Как показывает детальное петрографическое исследование всего сложного комплекса эффузивных образований Алагеза, принадлежавшего к замкнутому в себе магматическому очагу, в отношении последовательности вулканических фаз и в отношении закономерного изменения химического состава очага могут быть сделаны определенные выводы. Последние, как указано выше, заключаются в установлении трех эруптивных циклов вулканической деятельности Алагеза.

Два первых из них дали излияния, состав которых ритмически изменялся от андезито-базальтов до щелочных дацитов. Третий цикл дал, повидимому, эффузии базальтов и особенно мощные извержения андезитов, которые закончили эту сложную магматическую историю.

Последний наиболее молодой момент геологической истории Алагеза, т. е. мощные излияния андезитов и дацитов, может быть довольно точно определен на основании соотношения с террасами р. Абаран-чай, изученными Б. Л. Личковым. Согласно предложенной им стратиграфической схеме, к более молодым четвертичным вулканическим образованиям можно отнести следующие лавовые покровы и потоки, разлившиеся по эрозионным террасам рек восточного склона массива: андезито-дацитовые и дацитовые излияния района Аштарах — Могни — Уши, а также андезито-

дацитовые лавы между Али-кочаком и Баш-абараном. Андезитовые же лавы явились последней эффузией следующего цикла.

Труднее определить время начала эффузивной деятельности рассматриваемого вулкана, а также отдельные моменты его вулканической работы; больше всего материала для решения ряда стратиграфических вопросов дает исследование осадочных и конгломерато-брекчиевых комплексов западного склона (Приарпачайского).

Конгломерато-брекчиевый комплекс, расположенный по левому берегу р. Арпа-чай с перерывами от сел. Суван-верды, через район Агин и захватывающий ур. Шура-гель до Бугдашена, включает в себя также производные «гранодацитовых» интрузий и экструзий. Весь этот комплекс с неоинтрузиями, с одной стороны, является более молодым образованием, чем меловые известняки, обнажающиеся тут же у сел. Суван-верды, а, с другой стороны, его возраст более точно определяется путем сопоставления с синхроничными петрографическими образованиями Армении. Так, возраст аналогичных гипабиссальных пород Даралагезского района определяется В. Н. Котляром как более молодой, чем среднеэоценовый возраст туфогенной толщи; для еще более близкого к Алагезу района Восточной Армении К. Н. Паффенгольц наблюдал интрузию гранодиоритов в отложения среднеолигоценового возраста. На указанный конгломерато-брекчиевый комплекс Богдашенского района налегают мощные излияния более ранних дацитовых лав западного склона Алагеза, которые некоторыми исследователями относятся к миоценовому возрасту (исследования В. Ф. Захарова).

Следовательно, к еще несколько более раннему третичному возрасту можно отнести обширные излияния андезито-базальтов, которые послужили основой для всего этого мощного вулкана Армянского нагорья. Возможно, что трещинные излияния андезито-базальтов Ахманганского плато, которые, по Б. М. Куплетскому, относятся к послетретичным на основании отношения их с верхнетретичными осадочными породами, содержащими *Dreissensia rostriformis* D e s h. и др., могут быть по отношению к Алагезу сопоставлены с андезито-базальтовыми второго цикла.

Для восточной Армении К. Н. Паффенгольц на основании соотношения лавовых излияний с террасами р. Восточный Арпа-чай устанавливает стратиграфию плейстоценовых андезито-базальтов, относя более ранние их эффузии к доледниковому времени (конец третичного периода). Довольно хорошо геологически определяется один из замечательных моментов в вулканической истории Алагеза, когда происходило формирование характерных не только для периферической зоны Алагеза, но и для других районов Армении черных и красных туфов со всеми переходными между ними образованиями. Повидимому, синхроничными с ними можно считать туфовые лавы артикского типа, которые, возможно, в некоторых районах (Махмуджух) следовали по времени образования за отложением туфов. Для определения возраста характерен разрез под Ленинаканом, где мощный (до 20 *м*) пласт зеленовато-желтых глин с раковинами *Dreissensia diluviana* A b i c h перекрыт 45 *м* отложений аллювия, перекрытого, в свою очередь, черным вулканическим туфом.

Если, таким образом, черно-красные туфы и следующие за ними туфолавовые излияния отнести в связи с этим к самому началу плейстоценовой эпохи, то ввиду того, что эти дацитовой природы излияния произошли в конце первого эруптивного цикла Алагеза, приходится не только конец этого цикла, но и излияния двух последующих циклов рассматривать происходившими в разные стадии плейстоценовой, а возможно, и в начале

современной эпохи четвертичного периода. Может быть, дальнейшее изучение геоморфологических особенностей массива и сопоставление с изученными уже фазами вулканической деятельности, для которых являются характерными определенные типы лав, дадут возможность установить как точную стратиграфию эффузий, так и точную хронологию отдельных моментов деятельности этого полигенного вулкана.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЭФФУЗИИ АЗЕРБАЙДЖАНА И ВОСТОЧНОЙ АРМЕНИИ

В пределах восточной части Малого Кавказа четвертичные лавы слагают большие площади в центральных частях нагорья. Лавами сложена бóльшая часть Агманганского вулканического плато в южной части бассейна оз. Севан, верховья рр. Гарни-чай и Веди-чай к югу от Агманганского плато, водораздел между рр. Восточный Арпа-чай, Базар-чай, Тертер и Карабахское вулканическое плато в междуречье верхнего и среднего течений рр. Базар-чай и Акера-чай.

К западу от оз. Севан четвертичные лавы слагают все левобережье р. Занги, а в бассейне ее правых притоков встречаются по их водоразделам в виде довольно крупных отдельных покровов, изолированных друг от друга эрозией.

Лучше всего изучены лавы в бассейнах оз. Севан и рр. Тертера, Восточный Арпа-чай и Занги. Лавы Карабахского плато совсем не изучались; о них имеется лишь небольшая статья А. С. Гинзберга *(240)*, не сопровождаемая никаким картографическим материалом. Указания общего характера для этого района имеются также в работе Г. В. Абиха *(887)* и С. И. Лукашевича *(521)*. По внешнему виду лавы кажутся довольно однообразными, почему они в некоторых работах по бассейну оз. Севан *(239, 467, 481, 500, 801)* смешаны все воедино, местами даже не выделены олигоценовые андезиты. Между тем некоторые типы лав выделял уже Г. Абих; на его карте масштаба 1 : 420 000 отмечены особым знаком лавы вулкана Абдула-сар (Магмаган) по южному берегу оз. Севан, в районе сел. Адиаман.

При тщательном картировании К. Н. Паффенгольцу удалось выделить как в бассейне оз. Севан, так и в соседних районах, несколько лавовых потоков, взаимно перекрывающих друг друга *(663)*.

Наиболее древний покров четвертичных лав констатирован раньше всего в бассейне оз. Севан (Манычарская равнина), где он располагается на заметно дислоцированных верхнетретичных (нижнечетвертичных?) отложениях (сарыкаинская толща), содержащих, по определению А. Г. Эберзина, *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* Pall., *Dr.* ex gr. *rostriformis* Desh., *Dr.* cf. *diluvii* Abich *(650)*.

Необходимо указать, что упомянутые выше отложения имеют прослои с окатанными гальками типичных лав и, в свою очередь, подстилаются характерными лавами черного цвета андезито-базальтового состава. К сожалению, упомянутые лавы обнажаются лишь в одном пункте (к югу от Сарыкаинского мыса) — на берегу озера, у самого уреза воды, в ядре небольшой антиклинали на протяжении всего только 10—20 *м*. Таким образом остается неизвестным, какие отложения их подстилают. Следует отметить, что разрез сарыкаинской толщи можно вполне параллелизовать с разрезом по р. Западный Арпа-чай в районе Ленинакана (б. Александрополь). По данным Г. В. Абиха *(3)*, в указанном районе под

известковыми туфообразными слоями с *Mytilus (Dreissensia) polymorphus* P a l l. «залегает базальтическая лава» (у сел. Кигач).

По данным маршрута К. Н. Паффенгольца, весной 1932 г. в Ленинаканском районе, нижняя толща лав отчетливо соединяется с верхней толщей туфовых лав по р. Западный Арпа-чай в 1—1,5 *км* от сел. Нижняя Каланджа. Известково-глинистая туфовая осадочная толща при этом отчетливо выклинивается. Вероятно такое же соотношение обеих лавовых толщ должно быть и в Норбаязетском районе.

В. В. Богачев *(104)* указывает на нахождение в вышеупомянутых слоях района г. Ленинакана, кроме *Mytilus (Dreissensia) polymorphus* P a l l., еще *Dreissensia diluvii* A b i c h и остатков крупных млекопитающих — *Elephas armeniacus* F a l c., *El. trogontherii* P o h l., *Equus* n. sp., *Cervus* sp., *Bos* (aff. *primigenius*).

На основании указанных фактов возраст лав и определяется как четвертичный. Все же относительный возраст разных горизонтов более молодых лав оставался неопределенным до 1929 и 1930 гг., когда благодаря работам К. Н. Паффенгольца в бассейне р. Восточный Арпа-чай возраст был установлен более или менее удовлетворительно. Здесь удалось установить, что покровы лав приурочены к речным террасам, хорошо развитым в этом районе.

Всех лавовых покровов в исследованных К. Н. Паффенгольцем районах констатировано пять. Первый из них, как уже упоминалось выше, располагается на заметно дислоцированных верхнетретичных или нижнечетвертичных отложениях. Последний покров лежит на нижней галечной террасе, а промежуточные три покрова расположены на трех вышележащих речных террасах, отражающих стадии жизни реки.

Такое замечательное совпадение лавовых излияний с переломами жизни реки позволило вывести некоторые логические заключения, ниже вкратце сообщаемые. Перед изложением этих выводов приводится краткая петрографическая и химическая характеристика всех встреченных типов лав.

По своему составу лавы представлены андезитами, андезито-базальтами и базальтами. Макроскопически лавы имеют довольно много разновидностей, выражающихся как в оттенках цвета и различной степени раскристаллизованности, так и в различной плотности. Цвета обычно черные, серые, темносерые и кирпично-красные; последний цвет наблюдается у шлаковых конусов и на границе лавовых покровов и, видимо, обусловлен дальнейшим окислением солей закиси железа; сложение плотное, пористое и часто пузыристое, особенно в верхних горизонтах. Нередко лавы обладают миндалинами, выполненными водяно-прозрачным кварцем. Особенно часто в миндалинах и на поверхности лав наблюдаются скопления и корки углекислых солей.

Суммарная мощность отдельных лавовых потоков колеблется от 2—3 до 30—40 *м* и местами доходит до 100 *м* и более. Залегание лав обусловлено наклоном поверхности древнего и современного рельефа, по которому потоки растекались. Кроме того, несомненно, имело место и смятие их на отдельных участках в результате дифференциальных давлений, возникавших в различно охлажденных частях лавы, а также под воздействием последующих излияний. Незначительная локализованная складчатость, наблюдаемая в лавах с плитняковой отдельностью, явилась в результате местных напряжений в потоках лавы. Может быть, здесь имелись случаи скольжения верхней коры потока по более жидкой лаве внутренних его частей, как это описывает Р. Дэли для острова Вознесения.

В результате таких скольжений получаются по Р. Дэли[1] различные формы микродислокаций.

Все лавовые потоки имеют хорошо выраженные центры излияний в виде моногенных вулканических аппаратов, большей частью кратерных. Лавовые потоки не сопровождаются рыхлыми продуктами извержений и туфами. Согласно классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга *(503)*, это смешанные везувиальные вулканы.

В бассейне оз. Севан, кроме того, встречены чисто лавовые вулканы (бескратерные), лишенные рыхлых продуктов извержения, и, наконец, эксплозионные образования в виде шлаковых конусов. Экструзивных образований исследователями нигде не констатировано. В литературе имеются указания общего характера, что центры извержений приурочены к антиклинальным поднятиям. Во всем исследованном К. Н. Паффенгольцем районе эта теория не оправдывается, так как всюду центры излияний приурочены к крыльям антиклиналей. Извержения лав одного типа, несмотря на наличие многих очагов, происходили, вероятно, в одну фазу, чем объясняется большое сходство лав по их составу. Соответственно возрастным соотношениям все четвертичные лавы исследованной К. Н. Паффенгольцем части Восточной Армении подразделены от более древних к более новым на пять типов: A, B, C, D и E. Лавы типа A встречены лишь в бассейне оз. Севан и затем по правому берегу р. Восточный Арпа-чай, где они слагают большие пространства вдоль предгорий, располагаясь на постплиоценовых (?) галечниках. В результате синклинального прогиба долины р. Аракса указанные лавы и галечники уходят под новейшие аллювиальные отложения этой реки, обнажаясь у уреза воды. Центром излияния указанных лав, вероятно, является область горы Малый Арарат. Далее, повидимому, этого же типа лавы слагают громадный поток по р. Дебеда-чай *(649, 651a)* и отдельные изолированные покровы по водоразделам правых притоков р. Занги в Мисханском районе. Наибольшее же развитие имеют лавы типа B и E, т. е. второй и пятый типы; лавы типа C и D имеют ограниченное распространение в бассейне р. Восточный Арпа-чай. По данным маршрута К. Н. Паффенгольца 1931 г. из Нахичевани через Беченагский перевал и сел. Ангелаут в город Горис (Герюсы), бóльшая часть лав Карабахского плато соответствует второму типу (B). Лавы левобережья р. Занги принадлежат отчасти первому, затем второму и пятому типам.

В. Н. Котляр выделяет для Мисханского района (бассейн правых притоков р. Занги и западнее) следующие типы лав:

1) Караклисские лавы, распространенные у города Караклиса, селений Вартанлу, Ягублу и др. и представленные андезитами; очаг излияния их находится к западу или северо-западу от Караклиса.

2) Лавы и вулканические брекчии Мисханского хребта, а также южного склона Памбакского хребта представлены также андезитами и более кислыми разностями. Они вылились, вероятно, из другого центра, ныне не сохранившегося. В. Н. Котляр относит их к типу A по классификации К. Н. Паффенгольца.

3) Лавы и туфы восточных склонов Алагеза (андезито-базальты и дациты).

4) Лавы и вулканические брекчии горы Али-бек (Агверанского района) имеют андезитовый состав.

---

[1] Daly, Reginald A. The Geology of Ascension Island. Proceed. Americ. Acad. of Arts a. Sci., vol. 60, No 1, June 1925, pp. 3—80.

5) Лавы горы Али-бек (Даричичагского района) имеют также андезитовый состав и, вероятно, соответствуют типу В.

6) Лавы и туфы вулкана Карны-ярых относятся к разностям долеритового типа.

На крайнем юго-востоке Восточного Закавказья, в Ленкоранском районе П. П. Авдусин *(17)* отмечает, что «сравнительно большие площади изученной части района покрыты излияниями оливиновых базальтов, вероятно, плиоценового возраста». Возможно, что указанные лавы стратиграфически соответствуют базальтам типа А Восточной Армении.

ЛАВЫ ТИПА А (ТИП МАНЫЧАРСКИЙ)

Древнейшие четвертичные лавы исследованного района Восточной Армении слагают большое плато в районе города Нор-Баязета и залегают на осадочных образованиях с *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh., *Dr.* ex gr. *polymorpha* Pall., *Dr.* cf. *diluvii* Abich[1].

Макроскопически указанные лавы представлены плотной светлосерой породой с небольшим количеством вкрапленников. Местами встречается и лава черных оттенков, причем взаимоотношение «светлых» и «темных» лав не всюду ясное; цветные оттенки, повидимому, представляют лишь фациальные отличия. Иногда все же можно подметить, что серая лава залегает в более низких горизонтах и обладает местами столбчатой отдельностью; черная же лава встречается в более высоких горизонтах покрова и имеет часто глыбовую отдельность. Общая мощность покрова достигает 40—60 *м*.

Под микроскопом структура породы порфировая, афировая; основная масса гиалопилитовая, но местами и трахитовая. Основная масса представлена микролитами довольно основного плагиоклаза (№№ 50—60), пироксеном, магнетитом и небольшим количеством стекла. Вкрапленники плагиоклазов или пироксенов встречаются редко; микровкрапленники (0,2—0,5 *мм*) довольно часты.

В окрестностях сел. Эранос в породе наблюдаются микровкрапленники оливина и моноклинного пироксена; местами обнаружены выделения ромбического пироксена и амфибола. Лавы более основные, чем андезито-базальты, встречаются, кроме окрестностей сел. Эранос, также к северу от города Нор-Баязета и в районе к западу от сел. Еленовки (Севан), а также по правому берегу р. Аракса против устья р. Восточный Арпа-чай и по р. Дебеда-чай в районе ст. Колагиран. Стратиграфически эти лавы залегают, видимо, в основании Манычарского покрова.

Как было сказано выше, лавы Манычарского покрова должны быть отнесены к базальтам и андезито-базальтам. Химическая характеристика лав типа А иллюстрируется нижеприведенными анализами.

Обращает на себя внимание большое сходство всех этих анализов и магматических формул за исключением, пожалуй, № 5 (1115с); последние два анализа почти точно совпадают. Сходство анализов тем более разительно, что образцы взяты разными лицами в разных удаленных друг от друга пунктах, но из стратиграфически соответствующих друг другу толщ. Наиболее основными оказываются лавы (№ 5) правого берега р. Аракса, являясь типичными базальтами. Химическое отличие их объясняется большей удаленностью от бассейнов оз. Севан и р. Восточный Арпа-чай и, кроме того, вероятно, принадлежностью к другому вулканическому поясу.

[1] Определения А. Г. Эберзина.

Таблица 9

Химические анализы лав типа А (в процентах)

№ по пор.	№ по коллекциям	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	BaO	P_2O_5	Σ
1	2388a	56,11	0,97	17,77	2,84	4,01	0,11	6,88	4,01	2,26	3,90	0,60	0,26	—	—	99,72
2	135	55,01	1,24	16,68	3,87	4,00	0,22	8,40	4,39	2,18	3,82	0,54	—	—	—	100,35
3	1436	51,04	1,11	18,45	5,46	4,33	0,04	8,65	4,48	2,45	3,64	0,44	0,11	—	0,03	100,23
4	217	50,55	1,42	18,12	4,83	4,27	0,19	8,87	5,42	1,59	4,08	0,63	—	0,10	—	100,07
5	1115c	45,05	2,35	19,05	2,43	9,34	0,18	9,80	3,47	1,98	5,50	0,38	0,20	—	—	99,73
6	31	50,60	0,86	17,12	4,43	5,98	0,17	9,30	5,69	1,42	3,41	0,71	0,20	—	—	99,89
7	—	50,34	—	17,55	6,40	3,89	—	9,66	6,45	1,68	3,71	0,33	0,19	—	—	100,20

Тип А. Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ по пор.	№ по коллекциям	$RO \cdot R_2O_3 \cdot SiO_3$	a	$R_2O \cdot RO$	Порода
1	2388a	1,91·1·4,8	1,95	1:3,3	Андезито-базальт
2	135	2,15·1·4,98	1,93	1:3,74	» »
3	1436	2,0 ·1·4,1	1,6	1:3,7	Тефрито-базальт
4	217	2,11·1·3,81	1,50	1:4,3	» »
5	1115c	1,48·1·2,2	0,99	1:3,6	Базальт
6	31	2,37·1·4,32	1,6	1:5,6	»
7	—	2,19·1·3,93	1,51	1:4	»

В таблицах анализы относятся к образцам из следующих местностей:

1) к востоку от сел. Кюзджик, к юго-востоку от города Нор-Баязета; из коллекции К. Н. Паффенгольца;

2) окрестности Нор-Баязета, по данным Б. М. Куплетского (*481*, стр. 27, 28, 34);

3) левый берег р. Занги в районе сел. Тотмашен; из коллекции К. Н. Паффенгольца;

4) Окрестности города Нор-Баязета; по данным С. С. Кузнецова *(467*, стр. 75*)* и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга *(500*, стр. 104*)*;

5) правый берег р. Аракса, против ст. Норашен; по данным К. Н. Паффенгольца;

6) ст. Колагиран, левый склон долины р. Дебедачай, по данным К. Н. Паффенгольца *(651a)*;

7) окрестности ст. Колагиран, по данным А. С. Гинзберга и А. И. Цветкова [1].

[1] Гинзберг А. С. и Цветков А. И., Андезито-базальты Армении как материал для фасонного литья. Каменные строительные материалы, сборн. III, № 67, стр. 104—118, 1928.

Лавы района ст. Колагиран *(651а, 649)* составляют часть громадного потока, соединяющегося с лавами Воронцовского плато. Центр излияния этих лав находится еще далее к юго-западу от Лорийского плато, в районе Мокрых гор (восточная окраина Ахалкалакского вулканического плато). Конец потока доходит до ст. Садахло; общая длина потока получается свыше 100 *км*, что свидетельствует о том, насколько жидка была базальтовая магма. К ст. Колагиран лавы спускаются по верхней террасе левого притока р. Дебеда-чай—р. Дзорагет (Джелал-оглы-чай или Каменка); здесь они не только заполнили главную долину (р. Дебеда-чай), но заходили вверх по боковым притокам иногда на большое расстояние (по долине р. Бабаджан-дараси у сел. Кариндж и Марц на 6 *км* от устья). Гипсометрический уровень их при этом заметно снижался вверх по этим боковым долинам.

К этому же типу следует отнести базальты Ленкоранского района, встреченные П. П. Авдусиным *(17)* в бассейне р. Ленкоран-чай.

ЛАВЫ ТИПА В (ТИПЫ АЛЛАГЕЛЯРСКИЙ И ГАСАНКЕНДСКИЙ)

Лавы этого типа представлены андезитами и занимают огромные площади на водоразделах речных бассейнов, спускаясь затем по верхним террасам в долины рек на большие расстояния. Процессами эрозии покровы этих лав сильно размыты, отдельные части их разобщены друг от друга, и по среднему течению рек они наблюдаются по бортам ущелий в виде останцев на высоте до 250 *м* над современным уровнем реки. Впервые эти лавы для бассейна р. Восточный Арпа-чай описаны А. В. Кржечковским *(439)*, без указания относительного возраста. В основании обрывов, сложенных этими лавами, наблюдается столбчатая отдельность, переходящая вверх в глыбовую. Обыкновенно столбчатая отдельность занимает половину мощности покрова (общая мощность достигает 100—150 *м*). На водораздельном плато наблюдается неправильная пластовая отдельность (отдельные плиты встречаются размерами до 10 *кв. м*).

Макроскопически порода представлена темносерой и темнокоричневой лавой с средним количеством порфировых вкрапленников светлосерых полевых шпатов (до 5—8 *мм* по длине) и с редкими пустотами округлой формы, выполненными водянопрозрачным кварцем.

Под микроскопом структура гипокристаллически-порфировая; основная масса пилотакситовидная; текстура местами флюидальная. Вкрапленники представлены (около 8—15%) андезином; спорадически встречаются опацитизированная роговая обманка, и в небольшом количестве имеются микровкрапленники моноклинного пироксена (авгита). Основная масса состоит из андезина, заметного количества моноклинного пироксена, амфибола, магнетита и небольшого количества стекла.

Порода № 133b (см. табл. 10) по количеству кремнезема (60,28%) и коэфициенту кислотности (2,36) должна относиться к андезитам (согласно схеме Ф. Ю. Левинсон-Лессинга), но по сумме $R_2O_3+RO=1,5$, а также отношению $R_2O:RO=1:1,9$ приближается к андезито-дацитам. Порода № 133-а должна быть отнесена к крайней основной ветви андезито-базальтов. Таким образом в указанном мощном покрове нижняя часть сложена более основной разностью, что свидетельствует о довольно сильном изменении кислотности в пределах одного излияния; переход указанных лав друг в друга постепенный, и никаких следов несогласного залегания на границе слоев не найдено. А. С. Гинзберг отмечает, что описываемые им породы близки между собой, давая некоторые уклонения в ту или другую

Таблица 10

Химические анализы лав типа B (в процентах)

№ по пор.	№ по коллекц.	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	BaO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	Cl	S	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Σ
1	133b	60,28	0,77	0,01	15,89	5,48	0,67	0,11	0,16	5,84	3,05	2,74	4,28	—	0,09	0,35	0,39	0,11	100,22
2	133a	53,67	1,13	—	18,10	3,07	4,35	0,08	—	7,49	3,69	2,92	3,71	—	—	—	1,06	0,33	99,60
3	84	56,95	0,79	—	17,04	2,61	3,27	0,09	0,09	6,79	4,08	2,75	3,74	0,03	—	—	1,74	—	99,97
4	89	57,17	0,84	—	18,19	2,89	3,48	0,10	—	6,15	3,44	2,85	4,00	—	—	—	1,00	0,12	100,33
5	117	55,89	1,09	—	18,72	1,05	5,63	0,10	—	6,76	4,19	1,44	3,34	—	—	—	1,21	0,19	99,61
6	435	55,33	1,27	—	17,20	5,70	2,35	0,21	0,06	7,46	4,98	2,41	5,25	—	—	—	0,64	—	100,86
7	1	52,14	—	—	19,71	6,12	1,50	—	—	7,89	3,99	3,00	4,64	—	—	—	0,67	0,15	99,81
8	39	52,76	—	—	20,28	5,87	1,49	—	—	7,08	4,26	3,47	3,94	—	—	—	1,06	0,32	100,53

Типа B. Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсону-Лессингу

№ по пор.	№ по коллекц.	$\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot SiO_2$	a	R_2O:RO	Порода
1	133b	1,5·1·5,3	2,36	1:1,9	Андезит
2	133a	1,9·1·4,4	1,78	1:3,2	Андезито-базальт
3	84	1,91·1·5,10	2,08	0,33	» »
4	89	1,72·1·4,88	2,07	0,39	» »
5	117	1,96·1·4,95	1,99	0,23	» »
6	435	1,97·1·4,41	1,77	1:2,66	» »
7	1	1,61·1·3,73	1,62	1:2,4	Трахито-базальт (шошонит)
8	39	1,46·1·3,62	1,62	1:2,48	Трахито-базальт (шошонит)

В таблицах анализы относятся к образцам из следующих местностей:

1) сел. Гасан-кент по р. Восточный Арпа-чай, нижний слой потока; из коллекции К. Н. Паффенгольца;

2) оттуда же, верхний слой потока; из той же коллекции;

3) бассейн оз. Севан, к северу от кочевки Кюмбез; по данным С. С. Гинзберга *(239)*;

4) бассейн оз. Севан, район сел. Яных; по данным А. С. Гинзберга *(239)*;

5) бассейн оз. Севан, вершина «1023 с»; по данным Б. М. Куплетского *(481)*;

6) бассейн оз. Севан, район г. Большой Ат-даг; по данным Б. М. Куплетского *(481)*

7) окрестности города Герюсы; по данным А. С. Гинзберга *(240)*; стратиграфическое положение не ясно;

8) Карабахское плато, оз. Кара-гёль; по данным А. С. Гинзберга *(240)*; стратиграфическое положение не вполне ясно.

сторону, но всегда укладываясь в пределы разновидностей между андезитом и базальтом.

К гасанкендскому типу лав следует отнести весь покров лав района селений Кущи-Беляк и Гиндеваз, в бассейне левой составляющей р. Восточный Арпа-чай, спускающийся с вершин вулканов Сары-ер-Сырчалы, Жилли-гель, Мурат-тапа; к этому же типу лав относится Тертерский покров, спускающийся от возвышенных вулканов Сары-ер-Сырчалы, Спрымсаглы, Ай-чингыл и Галин-кая до сел. Кяльбаджар, расположенного на поверхности потока в 1,5 *км* от его конца. Вся длина указанного потока около 30 *км*. Изменение минералогического состава лав по длине потока варьирует также в незначительных пределах; некоторые различия отмечаются лишь в структуре и текстуре.

ЛАВЫ ТИПА С (ТИПЫ КУДАХВАНКСКИЙ И ДЖАННИНСКИЙ)

Лавы этого типа залегают в долине р. Восточный Арпа-чай на третьей террасе (до 150 *м* над уровнем реки), причем центр их излияния находится на этой же террасе. Последний факт исключает возможность предположения, что эти лавы могут соответствовать предыдущим.

Лучшие обнажения этих лав сохранились по левому склону р. Восточный Арпа-чай, выше сел. Кудах-ванк. В виде отдельных «клочков» поток этих лав сохранился и ниже названного селения, вплоть до сел. Джанни, на нем расположенного.

Макроскопически эти лавы темносерого цвета, слабопористые, без вкрапленников; они обладают глыбовой отдельностью. Наибольшая мощность покрова достигает 15—20 *м*.

Под микроскопом структура порфировая, афировая; основная масса пилотакситовая с заметной флюидальной текстурой. Основная масса из олигоклаз-андезина, моноклинного пироксена, магнетита и небольшого количества стекла. Моноклинный пироксен встречается местами в микровкрапленниках размером до 0,2 *мм*. В основной массе он находится в виде округлых микроскопических зернышек; лейсточки плагиоклаза достигают 0,1 *мм*. Пироксена в общем мало (15—20% всей массы).

На основании указанных данных порода должна быть отнесена к пироксеновым андезитам. Химический анализ одного образца лавы (№ 182b) указанного типа из коллекции К. Н. Паффенгольца дал следующие результаты [1] (в процентах):

Таблица 11

№ по коллекц.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
182b	58,88	0,78	16,45	2,90	2,91	0,07	6,17	3,19	2,98	3,38	0,49	0,22	98,42

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ 182b $1{,}8\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 5{,}4SiO_2$ $a=2{,}3$ $R_2O:RO=1:2{,}7$

По количеству кремнезема порода должна быть отнесена к андезито-базальтам, но отношение $R_2O : RO=1 : 2{,}7$ и коэфициент кислотности (2,3) соответствуют типичному андезиту.

[1] Выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком М. Селютиной.

ЛАВЫ ТИПА D (ТИП ГЮЛЮДУЗСКИЙ)

Лавы этого типа (более основные, чем предыдущие) залегают в бассейне р. Восточный Арпа-чай на второй террасе, где расположен и центр извержения. Первое описание находим у А. В. Кржечковского *(439)*, без указания относительного возраста. У сел. Верхний и Нижний Гюлюдуз лавы, на которых расположены селения, образуют длинный (5 *км*) «язык», эффектно выделяющийся благодаря тому, что лавовый поток с двух сторон обрезан рр. Алагез-чай и Каракая-су. Мощность покрова доходит до 60 *м*; высота поверхности над уровнем рек достигает 120 *м*. В нижней части покров обладает столбчатой отдельностью, вверху — глыбовой. В нижней части потока, вследствие вываливания столбов лавы, наблюдаются пещеры до 15—20 *м* глубиной. Макроскопически лавы представлены темно-серой и черносерой лавой с светлыми вкрапленниками полевых шпатов до 2—3 *мм*; оливин наблюдается лишь в микровкрапленниках.

Под микроскопом структура гипокристаллически-порфировая, олигофировая, с пилотакситовой основной массой и флюидальной текстурой. Распределение вкрапленников неравномерное; они представлены лабрадором, оливином, пироксеном и магнетитом.

Местами зерна плагиоклаза резорбированы, равно как и некоторые сильно разрушенные кристаллы ромбического пироксена. Основная масса состоит из тех же минералов с очень небольшим количеством стекла; лабрадор явно преобладает над бисиликатами в основной массе, и в ней появляется заметное количество магнетита. По совокупности данных микроскопического исследования порода должна быть отнесена к оливиново-пироксеновым андезито-базальтам. Химический анализ одного образца указанной лавы (№ 141b), взятого на краю плато, тотчас к востоку от сел. Гюлюдуз, дал нижеследующие результаты [1] (в процентах):

Таблица 12

№ по коллекц.	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	BaO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	S	P_2O_5	H_2^+O	H_2^-O	Σ
141b	54,16	1,03	0,01	16,74	5,94	2,60	0,11	0,15	7,74	4,08	2,62	4,06	0,08	0,27	0,30	0,12	100,01

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ 141b; $1{,}82\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 4{,}5SiO_2$; $a=1{,}8$; $R_2O:RO=1:3$

Эта формула, как и химический анализ, показывают, что вышеописанная порода должна быть отнесена к андезито-базальтам и является их крайней ветвью, переходной к базальтам. Коэфициент кислотности ($a=1{,}8$) и содержание кремнезема (56,16%) отвечают крайней ветви базальтов (непосредственно на границе с андезито-базальтами по схеме Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). Но сумма $R_2O+RO=1{,}82$ отвечает переходу от андезитов к андезито-базальтам.

ЛАВЫ ТИПА E (ТИПЫ ГОСТУНСКИЙ И АЙСАСИНСКИЙ)

Наиболее молодыми лавами Восточного Закавказья, лежащими на первой галечной террасе, являются андезито-базальты, приближающиеся к андезитам. Центры извержений лав этого типа находятся в разных пунктах, причем они нередко расположены на лавовых полях прежних типов.

[1] Аналитик Н. Левенфиш, лаборатория ВСЕГЕИ.

Таблица 13

Таблица химических анализов лав типа Е (в процентах)

№ по пор.	№ по коллекц.	SiO_2	TiO_2	ZrO	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	BaO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	S	P_2O_5	H_2^+O	H_2^-O	Σ
1	108	59,68	0,77	0,05	15,55	2,72	3,18	0,11	0,21	5,92	2,99	2,88	3,95	0,06	0,48	1,13	0,18	99,86
2	6	58,68	—	—	16,43	3,72	3,85	—	—	6,21	3,12	2,93	4,16	—	—	0,84	—	99,94
3	30	57,49	—	—	17,15	5,57	0,71	—	—	5,61	4,02	2,61	3,96	—	—	1,65	—	98,77
4	163	58,42	0,36	—	14,15	7,03	2,78	—	—	6,11	3,27	8,37		—	—	0,20	—	100,69

Тип Е. Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ по пор.	№ по коллекц.	$\overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot SiO_2$	a	P_2O:RO	Порода
1	108	1,8·1·6,0	2,43	1 : 2,3	Андезит
2	6	1,9·1·5,4	2,3	1 : 2,4	Андезито-базальт
3	30	1,5·1·4,8	2,13	1 : 2,3	Пемзообразный красный шлак андезито-базальтового состава
4	163	1,91·1·5,34	2,16	1 : 1,91	Андезито-базальт, близкий к андезиту

В таблицах анализы относятся к образцам из следующих местностей:

1) сел. Алагез в долине р. Восточный Арпа-чай; из коллекции К. Н. Паффенгольца;

2) сел. Ордаклю, бассейн оз. Севан; по данным С. С. Кузнецова *(467)*;

3) гора Уч-тапаляр, бассейн оз. Севан; по данным С. С. Кузнецова *(467)*;

4) гора Агу-даг, бассейн оз. Севан, по данным Б. М. Куплетского *(481)*.

Встречены они К. Н. Паффенгольцем как в бассейне оз. Севан, так и в бассейне р. Восточный Арпа-чай.

Макроскопически порода представляет черно-серую и черную среднепористую лаву с весьма редкими вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом структура порфировая, афировая; основная масса гиалопилитовая, представлена олигоклазом (лейсты до 0,2 *мм*), моноклинным пироксеном в виде зерен неправильной формы, магнетитом и небольшим количеством стекла. Наиболее крупные лейсты плагиоклаза, поддающиеся измерениям, отвечают олигоклазу. По совокупности данных микроскопического исследования указанные лавы должны быть отнесены к пироксеновым андезитам.

К этому же типу лав следует отнести в бассейне р. Восточный Арпа-чай пироксеново-андезитовые лавы вулкана Тапаси-далик, описанного Л. К. Конюшевским *(426)* и В. Н. Котляром *(427)*. Этот же тип лав слагает всю западную часть Агмаганского плато с вулканическими вершинами Кызылджа-даг (3104 *м*), Кара-даг (3237 *м*) и Кызыл-даг (3611 *м*); такими же лавами сложено все побережье оз. Севан от сел. Ордаклю до сел. Эйри-ванк (Айри-ванк) к северо-западу от города Нор-Баязета. Эти лавы излились в уже существовавшее озеро. В юго-восточной части бассейна оз. Севан подобные же лавы слагают длинный (свыше 20 *км*) узкий поток, излившийся из кратера Алла-гёлярын-баши (3057 *м*), обусловивший образование озера Алла-гёль к югу от указанной вершины и спустившийся в оз. Севан у сел. Гедак-булах.

Обращает на себя внимание почти полное тождество анализов пород из обнажений № 108 и № 6, удаленных друг от друга на 80 *км* (см. табл. 13).

По количеству кремнезема (59,68%) и сумме $R_2O_2 + RO = 1{,}8$ порода № 108 должна быть отнесена к ранней ветви андезито-базальтов, но коэфициент кислотности ($a = 2{,}43$) превышает таковой, приводимый Ф. Ю. Левинсон-Лессингом для андезита.

Схема изменения кислотности излияний для четвертичных лав Восточного Закавказья рисуется, на основании всего вышеизложенного, в следующем виде:

1. Базальты и андезито-базальты (тип A).
2. Андезиты, приближающиеся к андезито-базальтам (тип B).
3. Андезиты (тип C).
4. Базальты, приближающиеся к андезито-базальтам (тип D).
5. Андезиты (тип D).

В общем четвертичный период излияний начинается с основных лав, переходит к более кислым, снова возвращается к основным и, наконец, оканчивается опять более кислыми лавами. При этом, как уже указывалось, наблюдаются еще небольшие колебания кислотности в пределах одного излияния.

В целом же все приведенные анализы и магматические формулы показывают, что среди этих лав имеются как представители типичных андезитов и базальтов, так и промежуточные типы пород, относящиеся в широком смысле слова к андезито-базальтам. Все описанные выше породы в общем настолько сходны между собой, что мы можем говорить о ясно выраженной петрографической провинции.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг *(501)* о последовательности извержений в Армянском нагорье высказывает такие соображения:

«Последовательность извержений в Армянском вулканическом нагорье соответствует такому порядку, при котором возрастает кислотность.

Это вытекает из следующих двух фактов: липаритовые и обсидиановые вулканы Аг-дага расположены, по указаниям Б. М. Куплетского, на андезито-базальтовых покровах и, следовательно, моложе их. Во-вторых, П. И. Лебедев дает для Алагеза следующую последовательность: андезито-базальты, андезиты, трахиты, трахилипариты и липариты».

Схема изменений кислотности излияний Агманганского плато, по данным К. Н. Паффенгольца, не соответствует схеме, предложенной Ф. Ю. Левинсон-Лессингом.

Интересно отметить наблюдения С. И. Ильина *(337*, стр. 21*)* над четвертичными лавами бассейна р. Храми (к северо-востоку от Ахалкалакского плато). Указанный автор пишет: «Излияния лав происходили неоднократно, и в районе имеется несколько потоков, наложенных друг на друга и отчетливо разграниченных прослоями рыхлых вулканических продуктов. Всего имеется пять потоков, причем наблюдается закономерность в их составе, а именно — верхние лавы являются более основными и представлены базальтами, а нижние — обычно андезитами».

Как указывалось в начале очерка, факт замечательного совпадения лавовых излияний с переломами в жизни речной системы невольно заставляет сделать некоторые выводы.

Впервые, правда лишь для Северного Кавказа, хронологическая схема четвертичного периода предложена В. П. Ренгартеном [1].

Схема эта имеет в своем основании смену циклов эрозии. Анализ же всех фактов Ассинско-Камбилеевского района позволил В. П. Ренгартену установить синхронизацию этой схемы с наиболее разработанной схемой подразделения четвертичного периода в Альпийской области, основанной на периодичности изменений климата. В долине р. Восточный Арпачай, как и в других больших долинах Кавказа, наблюдаются четыре террасы, резко отделенные друг от друга.

Образование указанных террас, несомненно, связано с изменениями климата. В бассейне же оз. Севан некоторые террасы, возможно, флювиогляциального происхождения, ввиду наличия там следов древнего оледенения *(650)*. Лавовые покровы приурочены к поверхности террас, имея в основании галечники, и нигде не покрыты ими. Очевидно, излияние лав было приурочено точно к концу циклов эрозии.

Одной из основных причин многократного возобновления циклов эрозии являются повторные сводообразные поднятия всей области Кавказских гор.

Отсюда логически вытекает заключение, что при сводообразных поднятиях возникали тектонические нарушения, которые являлись путями для поднятия андезито-базальтовой магмы.

В последнюю фазу складкообразования, охватившую зону Армении, происходило формирование складок в сарыкамышской толще (Норадуз). Вслед за тем имело место излияние лав (тип А) Манычарской равнины в бассейне оз. Севан.

В дальнейшем сводообразные поднятия (после гюнцской, миндельской, рисской и вюрмской ледниковых эпох) обусловили излияния лав следующих четырех типов (В, С, D, Е).

В заключение описания четвертичных лав Восточного Закавказья следует отметить их экономическое значение.

1. Все лавы являются прекрасным строительным материалом, широко используемым местным населением.

[1] Ренгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе Изв. ГРГО, т. LVII, 1925, вып. 2.

2. На поверхности более древних лавовых покровов образуется плодородная почва («вулканический чернозем»).

3. Все покровы четвертичных лав весьма интересны в гидро-геологическом отношении: они являются в силу своей пористости и трещиноватости хорошими коллекторами осадков. Контакт лав с подлежащими «коренными» породами является водоносным горизонтом. В пониженных местах из-под лав вытекают родники воды прекрасного качества (местами с громадным дебитом). Такой водой из четвертичных лав снабжается город Ереван.

4. Наиболее основные разности лав пригодны для фасонного литья [1]. Наиболее кислые разности, может быть, найдут применение как кислотоупорный материал.

Наконец, следует отметить, что на Боржомском бутылочном заводе уже давно, в связи с недостатком щелочей, употребляется андезит в качестве одной из составных частей шихты [2].

---

[1] Гинзберг А. С. и Цветков А. И., Андезито-базальты Армении как материалы для фасонного литья. Кам. строит. мат., сб. III, № 67, стр. 104—118, 1928.

[2] Петухов Н., Опыты плавки стекла из андезита Боржомского имения. Записки Русск. технич. о-ва, 1891.

Глава пятая

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ОБЩИЙ ОБЗОР ТЕКТОНИКИ

Приводимая ниже в отдельных очерках подробная характеристика тектонических зон и областей в пределах Закавказья позволяет сделать некоторые общие выводы.

Кавказ совершенно правильно включается в складчатый пояс Альпийского орогена. Мы знаем, что, несмотря на разнообразие фаций, мощность мезо-кайнозойских отложений во всех зонах является огромной. Тектонические нарушения в большей или меньшей степени также охватывают все зоны.

Понятие «ороген» в геотектоническом смысле не является чем-то однородным и резко противоположным кратогену. В области Закавказья мы различаем прежде всего три зоны с особенно сильными проявлениями тектоники (интенсивная складчатость, надвиги) — Большой Кавказ, Аджаро-Триалетский хребет и складчатая зона Армении. Между Большим Кавказом и зоной Армении располагается Закавказская пологоскладчатая зона, в которую с запада в форме залива врезывается Аджаро-Триалетская складчатая система. Внутри этих крупных зон мы различаем еще ряд подзон и областей, перечисленных уже во введении и более подробно охарактеризованных в специальных очерках. Существенные отличия двух основных групп зон состоят не только в различной интенсивности проявлений диастрофизма и различных формах тектоники, но и во времени проявления фаз орогенезиса и в режиме колебательных движений земной коры, т. е. в ходе развития эпейрогенезиса.

Здесь, прежде всего, следует несколько остановиться на применяемой тектонической терминологии. Геотектоника — наука очень молодая. Для самых основных ее положений выдвигается одновременно несколько различных теорий, которые в короткое время или сменяются новыми или коренным образом модифицируются. Соответственно меняется и терминология.

Геосинклиналям противополагаются платформы. Позднее были предложены более широкие понятия орогена и кратогена. Когда выяснилось, что переходы между орогеном и кратогеном не являются резкими, в отличие от «альпинотипной» тектоники орогена было выдвинуто понятие «германотипной» тектоники для тех частей платформы, которые были охвачены процессами диастрофизма. Внутри орогена стали отличать интенсивно-складчатые зоны и пологоскладчатые «плиты», «глыбы», а также «промежуточные» полосы (Zwischengebirge). В основу этих понятий вкладывалась идея существования в земной коре пластичных и жестких зон. При тангенциальных движениях земной коры жесткие несминаемые массы должны были играть активную роль передатчиков движений. Термины «жесткая плита», «жесткий субстрат» широко применяются в тектонической литературе. В применении к Кавказу В. П. Ренгартен

также пользовался ими. Они фигурируют и в настоящем томе в очерке тектоники Западного Закавказья, написанном Б. Ф. Меффертом. Однако во избежание недоразумений необходимо сделать еще некоторые пояснения. Прежде всего, понятие «плита» является неудобным уже потому, что его смешивают с нескладчатой платформой. Между тем, например, Закавказская «плита» обладает ясно выраженной складчатостью. Далее посмотрим, какой смысл следует вкладывать в выражение «жесткая зона». Сопротивление пород механическим усилиям различно. Влияние жестких и пластичных пород на форму отдельных складок и более мелких тектонических элементов вне сомнения. Такой же смысл вкладывается и в американские термины — компетентные и некомпетентные породы. Обычно жесткими породами считаются массивнокристаллические и метаморфические породы. Однако все это верно, пока давление не достигнет некоторого предела. Мы знаем примеры, когда кристаллические породы участвуют в самой прихотливой складчатости. Еще менее применимо объяснение жесткости или пластичности целых зон преобладанием в их осадочной покрышке соответственно жестких или пластичных пород. Причины различной интенсивности тектонических проявлений в этих зонах надо искать не в сравнительно тонкой осадочной покрышке, а в более глубоких слоях земной коры. Различный состав и строение этих слоев, различная толщина твердой оболочки, движения магмы и другие факторы, учесть которые пока еще очень трудно, ведут к неодинаковому в разных зонах распределению действующих тектонических сил, которые и производят наблюдаемые нами деформации в породах.

Недавно О. С. Вялов *(220)* предложил называть пологоскладчатые зоны «плацидарными» [1]. Однако он ограничивает это понятие только случаем, когда складчатость в соседних зонах направлена внутрь плацидарной зоны (антивергентно) и противополагает ей промежуточные спокойные полосы (Zwischengebirge), сопровождающиеся дивергентной складчатостью соседних зон. Это деление предполагает обязательной схему двустороннего строения орогена, что, по нашему мнению, можно принимать только с большими натяжками. Закавказская пологоскладчатая зона в таком понимании может называться плацидарной только в западной своей части, в восточной части нет ни антивергентной, ни дивергентной складчатости, и все перемещения направлены однообразно к югу. О.С. Вялов считает далее, что плацидарные зоны являются лишь суженными и несколько дислоцированными платформами. Такое сближение было бы совершенно парадоксальным в применении к Закавказской зоне, где к складчатости прибавляется еще и огромная мощность мезо-кайнозойских отложений.

Итак, при быстрой эволюции идей и неустойчивости терминологии очень трудно дать сводку по тектонике в таком издании, как «Геология СССР», где отдельные очерки написаны в разное время и разными авторами. Нам кажется все-таки, что наиболее важным является изложение и сопоставление фактических материалов. Намечаемые закономерности и выводы представляют интерес как рабочие гипотезы, которые, быть может, в ближайшее время получат иное освещение.

Очень интересные работы В. В. Белоусова по геотектоническому анализу Большого Кавказа *(78а, 79, 80)* еще не могли быть учтены в очерках тектоники отдельных зон Закавказья. Мы рассмотрим здесь кратко

[1] От латинского слова placidus спокойный), правильнее было бы образовать слово плацидный.

возможность приложения некоторых выводов В. В. Белоусова к Закавказью, хотя его анализом затронута только северная часть края.

Мощность осадков и их фациальный характер в значительной степени определяются теми медленными колебательными движениями земной коры, которые обычно обозначаются названием эпейрогенических движений. В Закавказье зоны наибольшего накопления мезозойских и палеогеновых осадков, т. е. геосинклинальные зоны в узком смысле, располагаются в области Большого Кавказа, в Аджаро-Триалетской зоне и в Армении. Закавказская зона в этот период проявляла геоантиклинальные тенденции, так как в ней мезозойские и палеогеновые осадки отличаются меньшей мощностью и частыми перерывами. Начиная с миоцена, происходит инверсия колебательных движений — зоны прежних геосинклиналей поднимаются и в них развивается эрозия, а Закавказская зона превращается в депрессию, в которой идет накопление продуктов размывания горных областей. Эта схема осложняется неодинаковой интенсивностью или амплитудой колебательных движений даже в разных частях одной и той же крупной зоны. Если рассматривать только относительные движения, то на фоне общего прогиба геосинклинали Большого Кавказа можно выделить на южном склоне зону особенно быстрого погружения и накопления флишевых осадков и более северную зону, погружавшуюся медленнее и накопившую менее мощную серию неритических осадков. Эти зоны можно рассматривать как геосинклинали и геоантиклинали второго порядка. В геосинклинальной зоне Армении можно выделить Араксинскую подзону с геоантиклинальными тенденциями и Севанско-Курдистанскую подзону с геосинклинальными тенденциями. В большой Закавказской геоантиклинальной зоне в мезозойское и палеогеновое время выделяется Абхазско-Рачинская геосинклинальная подзона, Рионско-Дзирульская, Карталинская и Куринская подзоны с более резко выраженными геоантиклинальными тенденциями и, наконец, геосинклинальная Сомхетско-Азербайджанская подзона.

При рассмотрении времени проявления диастрофических движений (орогенических фаз) замечается любопытная закономерность. В течение мезозоя и палеогена диастрофические движения, в общем слабые, локализовались в зонах и подзонах с геоантиклинальными тенденциями. Во вторую половину третичного периода особенно интенсивные диастрофические движения происходят в Главном хребте, в Аджаро-Триалетской системе и в Армении, т. е. в зонах, которые в это время превращаются в геоантиклинали. В зоне Закавказских депрессий неогеновые движения проявляются значительно слабее. Здесь можно было бы еще указать, что наибольшее число орогенических фаз было отмечено в пограничных полосах между крупными тектоническими зонами. Не кроется ли причина этого в том, что эти переходные полосы являются зонами наименьшего сопротивления?

Все сведения о границах выделяемых зон и о характерных для них формах тектоники приводятся в соответствующих очерках и кроме того кратко резюмированы во введении (см. рис. 1, стр. 9). Мы не будем здесь повторять этих данных и остановимся лишь на колебательных движениях.

Те небольшие участки зоны северного склона Большого Кавказа, которые входят в пределы Закавказья, сложены, главным образом, очень мощной серией глинистых сланцев нижней и средней юры. Это подтверждает существование с лейасового времени обширного геосинклинального прогиба на месте всего Большого Кавказа. Однако уже в верхнеюрское время геосинклинальный характер накопления осадков сохраняется

только в флишевой зоне южного склона. В зоне северного склона, на Шах-даге, верхняя юра выражена неритическими известняковыми фациями, местами сильно размыта и замещена в титонское время известняковыми брекчиями. Замедленное накопление осадков, перерывы и следы размывания характеризуют и меловые отложения зоны Шах-дага. В центральном Кавказе эти отложения не сохранились, но в пограничной полосе флишевой зоны мы встречаем мантии брекчий в титонских и нижнемеловых отложениях (перевал Гудос-дзири в районе Военно-Грузинской дороги). Таким образом геосинклинальная флишевая зона сопровождалась на севере зоной, в которой в меловое и юрское время проявлялись геоантиклинальные тенденции.

В зоне южного склона в течение юрского, мелового и палеогенового времени непрерывно накапливались исключительно мощные отложения. Процесс прогибания геосинклинали шел непрерывно, и только на юго-востоке, в области Дибрара и Кабристана, были перерывы и моменты накопления брекчий. С миоценового времени все подзоны Большого Кавказа начинают подниматься и постепенно превращаются в эродируемую горную страну. Погруженным под уровень моря остается только Апшерон, где мы видим отражение всех орогенических фаз в виде угловых несогласий.

Закавказская пологоскладчатая зона в целом имела противоположный ход колебательных движений по сравнению с зоной Большого Кавказа, но на этом фоне отдельные ее части имели свои особенности.

Абхазско-Рачинская подзона[1] отличается очень мощным развитием известняковой фации верхней юры и нижнего мела, т. е. здесь в это время взяли верх геосинклинальные тенденции. Однако эти неритические фации сильно отличаются от флишевых толщ, заполняющих геосинклиналь Главного хребта. Кроме того, местами имел место значительный размыв верхней и средней юры перед отложением титона в лагунной фации. Второй период проявления геосинклинальных тенденций можно отметить для южной окраины подзоны в плиоценовое время, когда здесь накоплялись мощные песчано-галечные полуконтинентальные отложения.

Рионско-Дзирульская подзона[2] все время проявляла более отчетливо геоантиклинальные тенденции, выразившиеся малой мощностью мезозойских и палеогеновых осадков и частыми перерывами в их образовании. В неогеновое и особенно в четвертичное время в рассматриваемой подзоне, особенно в ее западной части, образуются депрессии, в которых идет накопление обломочных отложений с поднимающихся на севере и на юге хребтов.

Карталинская подзона, к западу от Дзирульского массива, продолжает предыдущую подзону. О том, что в мезозойское и палеогеновое время здесь проявлялись геоантиклинальные тенденции и даже происходило размывание отложений вплоть до юрских порфиритов и древних гранитов, мы можем судить по присутствию валунов и брекчий в соответствующих отложениях по северной и южной границам подзоны. С миоцена, наоборот, подзона образует депрессию, в которую сносятся обломочные материалы как с Большого Кавказа, так и с Триалетского хребта.

Обширная Куринская подзона в значительной мере повторяет историю Карталинской. Палеогеографические построения В. В. Белоусова

---

[1] В нижепомещенном очерке Б. Ф. Мефферта эта зона описывается под именем «эпиконтинентальной зоны южного склона».

[2] Б. Ф. Мефферт описывает ее ниже под именем Рионской плиты в узком смысле.

(79, 80) рисуют для верхнеюрского и нижнемелового времени существование в области Куринской депрессии обширной суши, питавшей продуктами своего размыва геосинклинальный бассейн Большого Кавказа. По южной границе последнего известны грубые брекчии из верхнеюрских известняков, порфиритов и гранитов в отложениях нижнего и верхнего мела и палеогена. Геосинклинальные тенденции в неогеновое и четвертичное время сказываются накоплением колоссальных толщ обломочных отложений типа предальпийских молассов и нагельфлю. Самая молодая, современная депрессия рр. Алазани и Агри-чай образовалась по северной окраине Куринской подзоны, захватив отчасти и фронтальную полосу надвигов Главного хребта.

Южная часть Закавказской пологоскладчатой зоны — Сомхетско-Азербайджанская подзона включается в ее состав несколько условно, главным образом по формам тектоники. Мезозой имеет здесь большую мощность, в значительной степени за счет вулканогенных толщ. Геоантиклинальные тенденции проявлялись только в некоторые моменты и сказались довольно большими стратиграфическими перерывами (верхняя юра, нижний мел, нижний сенон, датский ярус). Палеоген, сохранившийся лишь на западе (в Сомхетии) и на востоке (в Ленкорани), выражен в вулканогенной фации большой мощности. Начиная с миоцена, благодаря геоантиклинальному подъему устанавливаются процессы эрозии. В этом существенное отличие от Куринской подзоны. Гораздо больше сходства рассматриваемая подзона имеет с Аджаро-Триалетской складчатой зоной[1]. Отличиями все же служат значительно более слабая тектоника, меньшая мощность верхнего мела и палеогена, развитие вулканогенной юры и появление на поверхности древнего кристаллического субстрата. Н. Б. Вассоевич *(187)* сближает Сомхетско-Азербайджанскую подзону с нашей Абхазско-Рачинской подзоной под именем «Картвельско-Азербайджанской лабильной плиты». История их развития действительно очень сходна, но в мезозое и палеогене они были разъединены зоной геоантиклинальных поднятий (подзоны Рионско-Дзирульская, Карталинская и Куринская) и геосинклинальной Абхазско-Триалетской зоной.

История Аджаро-Триалетской складчатой зоны известна нам пока только с верхнемелового времени[2]. Это, однако, не значит, что соответствующая геосинклинальная депрессия не существовала раньше. Мощные (более 6 *км*) отложения верхнего мела и палеогена во флишевой и вулканогенной фациях свидетельствуют о продолжавшемся геосинклинальном прогибании зоны. В неогеновое время вместе с пликативными процессами идет геоантиклинальный подъем всей зоны.

Северо-восточная часть складчатой зоны Армении может быть выделена под именем Севанско-Курдистанской подзоны. Юрские, меловые и особенно палеогеновые отложения имеют здесь огромную мощность и фации, несколько более устойчивые, чем в Сомхетско-Азербайджанской подзоне; перерывы, правда, имеются, но они, повидимому, менее значительны, чем в последней. Впрочем, стратиграфия мезозоя еще не

[1] На основании своих новейших исследований, В. П. Ренгартен намечает возможность выделить в Сомхетско-Азербайджанской зоне две подзоны — южную Муровдагскую, с более резко выраженными геоантиклинальными тенденциями, и северную геосинклинальную, являющуюся связующим звеном между Аджаро-Триалетской зоной и Ленкоранью. В таком случае в этой длинной самостоятельной зоне средний сегмент является погруженным, причем пока еще остается неясным, продолжается ли сюда также и складчатость Триалетской системы, скрытая под новейшими плиоценовыми и четвертичными отложениями современной депрессии Куры.

[2] М. И. Варенцовым установлено также присутствие верхнего альба.

может считаться хорошо изученной. В геосинклинальном прогибе накоплялись, кроме нормальных морских осадков, в большом количестве вулканогенные продукты. С неогенового времени господствуют геоантиклинальные тенденции. Ничтожным развитием пользуются отложения плиоценового бассейна и довольно значительно распространены четвертичные лавы.

Юго-западная Араксинская подзона уже в течение мезозоя проявляла неоднократно геоантиклинальные тенденции. В результате мы имеем выходы палеозоя и триаса, прикрытые в разных местах различными трансгрессивными свитами средней юры, сеномана, сенона, эоцена и олигоцена. Перерывов в этой осадочной серии много. Еще южнее, П. Бонне и К. Н. Паффенгольц отмечают для участка между Селимским перевалом и горой Казан-Яйла геосинклинальные условия отложения верхнего мела и эоцена без перерывов. Геоантиклинальные тенденции устанавливаются с миоцена, но в четвертичное время вдоль р. Аракса образуется обширная депрессия с накоплением песков и галечников.

Перейдем теперь к рассмотрению времени проявления диастрофизма, т. е. к обзору орогенических фаз.

Сложное и разнообразное тектоническое строение Закавказья возникло в результате продолжительного воздействия сил в земной коре, напряженность которых то усиливалась во время пароксизмов или фаз складкообразования, то ослаблялась, уступая место спокойному накоплению осадков.

Древнейшие породы Закавказья — кристаллические сланцы докембрия с включенными в них гранитами, а также свита кембрия в Дзирульском районе — носят на себе следы интенсивных дислокаций каледонского периода. Верхнепалеозойские, девонские и, предположительно, силурийские отложения, хотя и не соприкасаются с выходами кембрия, но дислоцированы совершенно иначе и значительно слабее метаморфизованы. В мощной серии известняковых осадков палеозоя и триаса не отмечается никаких угловых несогласий. Указываемые колебания фаций вызваны не орогеническими движениями, а чисто эпейрогеническими. За это время морской режим в области Закавказья ни разу не прерывался. Отсюда как будто следует, что эта область лежала вне зоны варисского орогена или по крайней мере представляла в нем промежуточную спокойную зону. Севернее в области Главного Кавказского хребта мы уже знаем проявления нескольких орогенических фаз варисского цикла. Однако для зоны Армении мощность непрерывной серии карбонатных по преимуществу осадков палеозоя и триаса достигает 2000 и даже 3000 *м*. Это позволяет говорить о формировании и заполнении к началу мезозоя геосинклинального прогиба.

Мезозойская складчатость проявляется в Закавказье гораздо более отчетливо. Древнекиммерийская фаза на границе триаса и лейаса проявляется теми угловыми несогласиями, с которыми лейасовые отложения налегают трансгрессивно на все более древние отложения, в том числе и на триас. Тот факт, что субстратом для юрской серии служат самые разнообразные отложения, уже говорит о предшествовавшей абразии складчатой страны. В Главном хребте мы знаем случаи налегания верхних горизонтов нижнего лейаса на триас, пермь, карбон, девон и докембрийские кристаллические сланцы и граниты. В Дзирульском массиве, в Чатахе и в Казахском районе юрская серия ложится на древние граниты и эквиваленты кембрия. В зоне Армении имеются выходы верхнего триаса среди вулканогенной юры. Угловые несогласия, бывшие в Арме-

нии не особенно резкими, маскируются налеганием на триас неслоистых вулканогенных толщ юры.

Менее определенно можно говорить об орогенических движениях донецкой фазы в конце лейаса. Единственным указанием в этом отношении является наличие ааленской морской трансгрессии, констатированной в некоторых пунктах зоны Армении.

В Закавказье нет указаний на проявление орогенических движений на границе средней и верхней юры. Келловейские отложения в Западной Грузии и в Малом Кавказе, повидимому, вполне согласно следуют за батскими. Смена вулканогенной фации песчаниковой и известняковой также не говорит еще об орогенических движениях.

Предтитонская или новокиммерийская фаза проявилась с большой отчетливостью в Закавказской геоантиклинальной зоне: в Западной Грузии на собранную в складки среднеюрскую свиту пород несогласно налегают красноцветные отложения титона. В Верхней Раче, повидимому, в этой же складчатости принимают участие и отложения келловея, оксфорда, лузитана и, быть может, даже кимериджа. Для области Малого Кавказа и Армении нет данных, определенно указывающих на новокиммерийскую фазу[1], но отсутствие титона и большей части нижнего мела (за исключением мало распространенных отложений апта и альба) служит косвенным указанием на происшедшие в конце верхней юры крупные движения, прервавшие надолго седиментационные процессы.

Предсеноманские (австрийские) движения в Главном хребте и в Западной Грузии имели, повидимому, скорее эпейрогенический характер и отразились появлением грубообломочных фаций в основании сеномана. В Малом Кавказе и в Армении широко распространена сеноманская трансгрессия, перекрывающая разнообразные более древние отложения. В Азербайджанской геоантиклинальной зоне (Агджакенд, Тертер и др.) сеноман трансгрессивно, с угловым несогласием срезывает разные горизонты альба. В этой зоне движения имели орогенический характер.

Верхнетуронской трансгрессии, повидимому, не предшествовали орогенические движения, и морские карбонатные отложения без углового несогласия сменяют вулканогенные фации нижнего турона. Между нижним и верхним сеноном, местами даже внутри сантона, проявлялись тектонические движения, вызвавшие размывание осадков нижнего сенона, турона и сеномана и трансгрессивное залегание верхнего сантона, кампана и маастрихта (Душетский район, Кахетия, Малый Кавказ). На р. Тертере отмечено даже угловое несогласие между коньякским ярусом и сантоном.

Отголосками ларамийской фазы являются признаки перерыва и несогласного залегания внутри сумгаитской свиты (датский ярус и палеоцен), констатированные в Кабристане. Более определенно можно говорить об орогенических движениях на границе верхнего мела и палеогена по отношению к фронтальной зоне южного склона Главного хребта, где средний эоцен местами залегает трансгрессивно и начинается горизонтом грубообломочных отложений. Налегание среднего эоцена на разные горизонты верхнего мела констатировано в Сомхетско-Азербайджанской подзоне и в Араксинской подзоне Армении. Здесь, однако, остается не вполне выясненным, когда именно произошли орогенические движения, вызвавшие перерывы и размывание, — между датским ярусом и эоценом или в нижнеэоценовое время. В Западной Грузии местами за верхним

[1] Впрочем в окрестностях Шуши титонские известняки с угловым несогласием перекрывают вулканогенную свиту доггера и известняки келловея.

мелом вполне согласно следуют отложения нижнего эоцена (палеоцена) с фауной.

Пиренейская фаза между эоценом и олигоценом выражена очень отчетливо в зоне Армении в Сомхетии, Талыше и отчасти в Триалетах. Везде она сопровождается и угловыми несогласиями между двумя вулканогенными толщами, охарактеризованными пуммулитами. Грубые обломочные фации и трансгрессивное залегание олигоценовых отложений (майкопа и его аналогов) наблюдается также и в Западной Грузии, и в Кахетии, и в Кабристане. Таким образом эта фаза, совпадающая с началом инверсии колебательных движений, проявляется в большинстве зон Закавказья.

Признаки савской фазы между олигоценом и нижним миоценом, или, вернее, внутри нижнего миоцена (перед тарханом) можно видеть в трансгрессивном залегании разных членов миоцена на всех более древних отложениях вплоть до докембрия (в Дзирульском районе). Главный хребет и Малый Кавказ к этому времени, повидимому, уже совершенно освободились от моря и начали посылать продукты своего размывания в морские бассейны, занимавшие Закавказскую депрессию. Однако угловых несогласий между майкопом и тарханским горизонтом в Закавказской зоне нигде не наблюдалось; нет их и в верхнем майкопе (Н. Б. Вассоевич, *177*).

Более сильные орогенические движения, повидимому, происходили в штирийскую фазу (перед чокраком) в зонах Большого Кавказа, Аджаро-Триалетской и Армянской. Однако в других зонах, где собственно и развит миоцен, нигде не констатировано угловых несогласий между тарханом и чокраком.

Важное значение имеют орогенические движения на грани между миоценом и плиоценом (аттическая фаза). Повидимому, максимальные движения произошли между сарматом и меотисом, который, по новейшим воззрениям, правильнее относить к плиоцену. Главный хребет в это время уже поднялся как горная страна, то же можно сказать относительно Малого Кавказа, Армении и Аджаро-Триалетской зоны. Отсутствие здесь точно датируемых неогеновых отложений не позволяет выяснить отдельные моменты происходивших орогенических движений. Продукты размывания горных областей в виде толщи континентальных отложений во многих местах Закавказской пологоскладчатой зоны покрывают с угловым несогласием более древние третичные отложения вплоть до сармата.

Многочисленные плиоценовые фазы, во время которых шло окончательное формирование тектоники только что возникших горных систем, главным образом в виде подвижек по разломам, отражались легкими угловыми несогласиями в Кабристанско-Апшеронском участке и в западной части Закавказской зоны, где развиты плиоценовые отложения. Пользуясь работой Н. Б. Вассоевича *(177)*, мы перечислим здесь орогенические фазы (или стадии), отмеченные для Закавказья:

1. Кабристанская фаза констатирована в Чеилдагском районе между меотисом и понтом.

2. Супсинская фаза намечается в Гурии между понтом и киммерийскими слоями.

3. Магомедлинская фаза установлена на Апшероне между продуктивной свитой и акчагылом.

4. Дагестанская фаза распространена на юго-востоке Кавказа между акчагылом и апшероном.

5. Абхазская фаза между гурийскими и чаудинскими слоями пока лишь условно намечается на Черноморском побережье.

6. Южнокахетинская фаза прослеживается в Куринской зоне между апшероном и бакинскими слоями.

7. Калинская фаза установлена на Каспийском побережье между бакинскими слоями и древнекаспийскими отложениями.

Н. Б. Вассоевич считает возможным рассматривать 1—3 фазы как подфазы или стадии роданской фазы Западной Европы, а 4—7 фазы — как подфазы валашской фазы. Следует отметить, что фаза 7-я, породившая складки в бакинских отложениях, относится уже к четвертичному времени. Сюда же относятся, повидимому, движения по линиям некоторых разрывов, например, по южной границе зоны южного склона и по северному ограничению Аджаро-Триалетского складчатого пояса. Эти движения, очевидно, обусловливают повышенную сейсмичность этих линий (Шемаха, Гори). С другой стороны, новейшие мощные эффузии андезитовых и базальтовых лав Ахалкалакского нагорья и Армении также свидетельствуют о тектонических напряжениях в земной коре в четвертичное время.

Еще большим распространением в Закавказье пользуются эпейрогенические или колебательные движения четвертичного времени. Повторное сводообразное воздымание Главного Кавказского хребта, Кахетинского и Аджаро-Триалетского хребтов, Малого Кавказа и других складчатых комплексов повело за собой образование серии террас по долинам рек, с них сбегающих. В области обширной Куринской депрессии определилось несколько более узких зон, испытывающих медленное прогибание (Алазанско-Агричайская мульда, котловина Эрцо на р. Иоре, Мухрано-Сагурамская мульда и др.). Такое же опускание, повидимому, испытывают низовья рр. Риона и Куры. Наконец, в Армении можно отметить обширную депрессию среднего течения р. Аракса, в которой благодаря происходящему медленному прогибу накопилась огромная толща четвертичных отложений, причем древнейшие из них изогнуты мульдообразно.

Важную роль в тектонике и геоморфологии Закавказья играют продольные разломы. Далеко не все они зародились одновременно со складчатостью. Многие из них появились лишь в более поздние фазы и секут складчатые элементы под более или менее косыми углами. Скалывающиеся и надвигающиеся друг на друга чешуи большей частью являются крутыми. Реже во фронтальных поясах складчатых зон чешуи выполаживаются настолько, что переходят в небольшие шарриажи. Разломы чисто сбросового характера наблюдаются сравнительно редко и не имеют больших амплитуд.

В выработке современной геоморфологии Кавказа, кроме явлений сводообразных воздыманий и прогибов мульд, значительную роль играют также упомянутые разрывы. Южная граница горного сооружения Большого Кавказа определяется разрывами, причем слагающие ее тектонические элементы — складки и чешуи — наискось секутся этими молодыми разломами. Для юго-восточной оконечности Главного хребта создается даже впечатление прямого срезывания горной цепи Каспийским морем с якобы новым появлением ее в цепях Большого Балхана. В действительности складчатые элементы и фации Большого Кавказа, резко изгибаясь в районе Кабристана, уходят далеко на юг (см. очерк тектоники Большого Кавказа). Другим примером могут служить разрывы, образующие северное ограничение Аджаро-Триалетского хребта.

Ф. Освальд в своем обзоре тектонического строения Закавказья *(627, 979)* сильно преувеличил значение разломов. В его представлении вся территория подразделяется сбросовыми линиями на отдельные глыбы. Детальные исследования последних лет доказали нереальность большинства из этих разломов.

В другом направлении пошел И. Г. Кузнецов *(457)*. Исходя из наблюдаемых в настоящее время разломов, он постулировал их очень раннее зарождение — задолго до возникновения складок. Наблюдаемые различия в полноте стратиграфических разрезов и разницу фаций в отдельных пунктах Рионской подзоны он пытался объяснить вертикальными колебаниями отдельных глыб, ограниченных разломами еще в период образования осадков. Однако большинство разломов, как указано выше, образовалось не только по окончании седиментационного периода, но и после сформирования складчатых структур. Закавказской зоне гораздо более свойственно образование плавных полос воздымания и погружения, которые могли обусловливать разницу фаций в различных участках зоны. В схеме И. Г. Кузнецова остается совершенно недоказанным совпадение границ фаций на всем протяжении с наблюдаемыми линиями разломов. С другой стороны, по законам механики, появления изломов можно ожидать как раз там, где происходит изменение мощности и характера осадочных отложений. Таким образом возникающие в более позднюю фазу разломы более или менее (но не точно) будут совпадать с границами существовавших ранее фациальных областей. В рассуждениях И. Г. Кузнецова следствие принято за причину явления. Попытку И. Г. Кузнецова объяснить образование всех сложноскладчатых структур только влиянием напряжений, возникающих при вертикальных осцилляциях отдельных глыб, приходится признать мало приемлемой и не учитывающей масштаба явлений.

Обширная и сложнопостроенная складчатая область Кавказа с запада и с востока замыкается морями. До сих пор еще не вполне ясна судьба за пределами Кавказа тех тектонических зон, которые в нем выделяются.

Относительно западного продолжения геосинклинальной зоны Большого Кавказа наиболее вероятным представляется предположение, высказанное В. П. Ренгартеном в докладе на XVII Международном геологическом конгрессе в 1937 г. [1] Геосинклиналь Кавказа продолжается через Тамань и Керчь и, минуя горный Крым, проходит вдоль Одесского побережья Черного моря под Карпаты. Это не завершивший своего развития ороген. Западная часть Горного Крыма, по В. П. Ренгартену *(710, 992)*, должна быть продолжением и аналогом Закавказской зоны. В доказательство приводился целый ряд сходных черт между этими областями в отношении фаций отложений и форм тектоники. За недостатком места на этих вопросах здесь не придется останавливаться. Во всяком случае Абхазско-Рачинская и Рионско-Дзирульская подзоны, расширяясь к западу, продолжаются в область Черного моря.

По мнению Ю. Вильзера *(1018)*, Закавказская зона через Черное море соединялась с Добруджей и далее с Подольской глыбой. Крым он целиком считал продолжением Большого Кавказа, что не оправдывается характером фаций и тектоники этих столь различных областей.

---

[1] В. П. Ренгартен, Общий очерк тектоники Кавказа, Труды XVII Сессии Международного Геологического Конгресса в СССР в 1937 г., том II, 1939 г., стр. 415—426.

Рис. 28

ЗОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

По В.П. Ренгартену

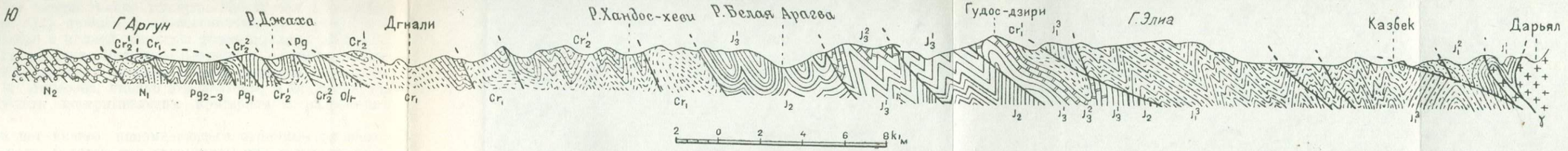


Рис. 29

ТРИАЛЕТСКИЙ ХРЕБЕТ И КАРТАЛИНСКАЯ ПОДЗОНА

По М.И. Варенцову и В.П. Ренгартену

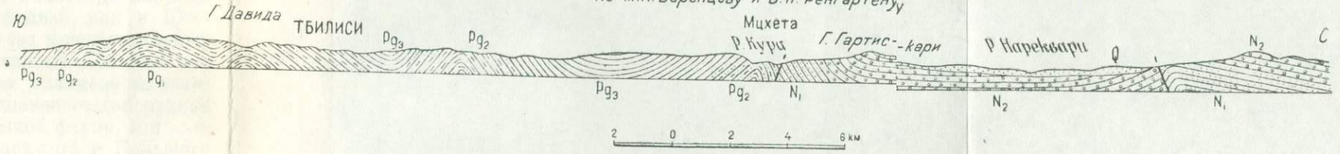


Рис. 30

АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ И АРМЯНСКАЯ ЗОНЫ

По К.Н. Паффенгольцу

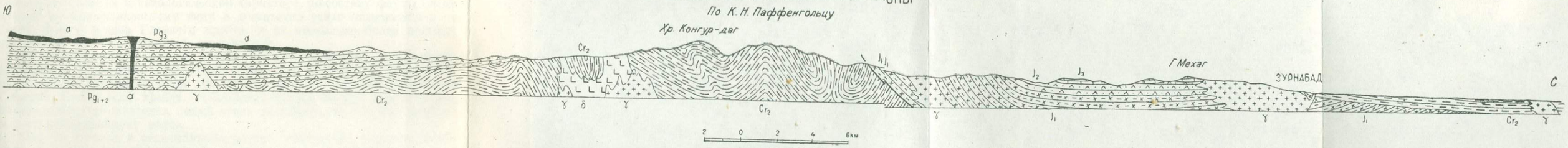


Рис. 31

АРМЯНСКАЯ ЗОНА

По К.Н. Паффенгольцу

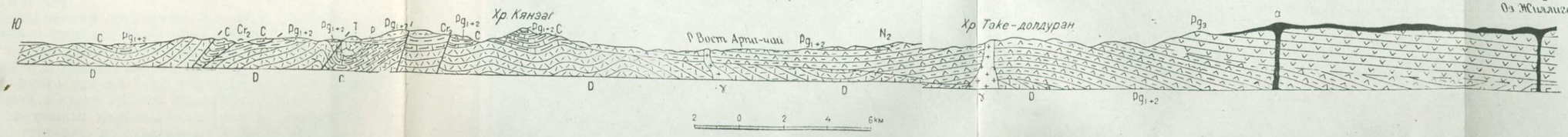


Рис. 28—31. Тектонические разрезы Кавказа.

Перейдем теперь к восточному окончанию Кавказа. Уже в 1928 г. В. П. Ренгартеном было отмечено, что «продолжения Большого Кавказа в Закаспии нет» *(710)*. Приведенные тогда доказательства этого положения можно было бы теперь только усилить. Между тем в недавнее время С. М. Апресов *(41)* пришел к противоположному заключению. Прежде всего необходимо с полной ясностью формулировать проблему: мы ищем на востоке продолжения Большого Кавказа, т. е. зоны с геосинклинальными фациями осадков и альпинотипными формами тектоники. Вопреки мнению С. М. Апресова, именно эти факторы, а не что-нибудь другое, должны служить исчерпывающим критерием в разрешении проблемы.

Итак, в Закаспии нет ничего напоминающего огромные флишевые толщи пород юры и мела, которые так характерны для геосинклинальной зоны Главного Кавказского хребта. Наоборот, мы находим в Копет-даге и в Большом Балхане те фации, которые развиты в Дагестане, т. е. в зоне северного склона Кавказа. В сланцево-песчаниковой нижней и средней юре преобладает угленосная песчаниковая фация. Верхняя юра представлена очень неполно. Зато нижний мел вплоть до баррема выражен значительной известняковой (зоогенной) фацией, как в Юго-Восточном Дагестане. Здесь совершенно нет аналогов тех мощных и немых толщ, которые так характерны для зоны южного склона Кавказа: нет мергельно-известнякового флиша верхней юры, нет сланцево-песчаникового флиша нижнего мела, нет даже ничего напоминающего дибрарские и кабристанские фации мела. И по богатой неритической фауне, и по характеру осадков аптские и альбские отложения Копет-дага и Большого Балхана очень сходны с соответствующими свитами Мангышлака и Северного Кавказа. Верхнемеловые отложения Закаспия, несмотря на некоторые отличия в литологическом характере, по составу фауны очень близки к северокавказскому типу и достаточно резко отличаются и от почти немого флиша Главного хребта, и от несколько более пестрых отложений его юго-восточной оконечности.

Об альпинотипных формах тектоники по отношению к Большому Балхану и Копет-дагу говорить, конечно, не приходится. Невозможность прямо протянуть сюда тот пучок складок, который составляет Главный Кавказский хребет, становится очевидной при рассмотрении направления тектонических линий обеих складчатых систем при приближении к Каспийскому морю.

Как мы увидим в региональном обзоре тектоники, складки Апшерона и Кабристана поворачивают к югу, принимая направления юг-юго-восточные и до меридиональных. Складки и разрывы в районе к югу от Красноводска (Челекен, Нефте-даг, Малый Балхан, Кюрен-даг и пр.) получают поперечное к предыдущим направление (на юго-запад). Совершенно ясно, что сопряжение обеих складчатых систем возможно только по дуге, круто выгнутой к югу.

С. М. Апресов наиболее веским аргументом в пользу прямого соединения Большого Кавказа с системой Копет-дага считает существование подводной перемычки на дне Каспийского моря между Апшероном и Красноводском. Сила этого аргумента значительно падает, если мы разъясним, что крутизна южного склона этой «перемычки» не превышает 1—2°. Далее, вглядываясь в карту глубин Каспийского моря *(41)*, мы должны признать, что ничтожные глубины (менее 100 *м*) характерны не только для упомянутого траверса, но охватывают и очень обширную область в юго-восточной части вообще чрезвычайно плоской депрессии

Каспия. На этом фоне к югу от оконечности Апшеронского полуострова вырисовывается несколько более глубокая впадина (до 1000 *м*), отчетливо вытянутая в меридиональном направлении. Склоны этой впадины имеют крутизну до 4°. Такую форму подводного рельефа скорее можно связывать с тектоническими линиями Кавказа, имеющими в районах Южного Кабристана и Сальянской степи направления, близкие к меридиональным. Мы не видим причин, почему длинная и узкая впадина Южного Каспия не может оказаться как раз на простирании погрузившейся зоны Главного хребта. И. М. Губкин подсчитал *(283)*, что между вершиной горы Хиналуг в Главном хребте и Апшеронским полуостровом кровля юрской сланцевой серии погружается к юго-востоку почти на 14 *км*, т. е. с уклоном более 5°. Легко видеть, что при таком уклоне даже самые молодые отложения Апшеронского полуострова могут к началу подводной впадины погрузиться на гораздо бóльшую глубину, чем 1000 *м*.

То немногое, что мы знаем о строении горной цепи Эльбурса в Иране, показывает, что по формам тектоники и отчасти по фациям отложений она стоит гораздо ближе к Главному Кавказскому хребту, чем к Малому Кавказу, продолжением которого она обычно считается. Особенно интересно развитие в северной зоне Эльбурса мощных сланцевых толщ нижней юры и известняковой фации в верхней юре. Вулканогенные фации палеогена и мезозоя (?) появляются лишь в более южной зоне Эльбурса. А. М. Овчинников *(623)*, настаивающий на покровном строении этой горной цепи, высказывает даже гипотезу о том, что участки Кавказского хребта, тектонически выдвинутые к югу, образовали покровы в Эльбурсе. Мы не думаем итти так далеко, но полагаем, что глубоко погруженный участок геосинклинальной зоны Большого Кавказа проходит под самой южной частью Каспийского моря, и его продолжение надо скорее всего искать между восточным окончанием Эльбурса и Копетдагом. Данные Л. С. Либровича по этому району Ирана указывают на значительно более карбонатный, глубоководный характер развитых здесь мезозойских отложений, чем в цепях Копет-дага *(511)*.

Изложенная общая картина тектоники Закавказья есть только рабочая схема. Многое в ней подлежит дальнейшему изучению и проверке. Основой для всякого рода тектонических построений и обобщений должны быть детальные региональные исследования — геологическая съемка, проработка вопросов стратиграфии, распределения фаций, составление детальных частных разрезов. В этом отношении за последние годы сделано уже не мало, но многое еще предстоит выполнить. Можно отметить ряд районов, строение которых освещено пока недостаточно.

В зоне Главного Кавказского хребта необходимо осуществить геологическую съемку высокогорной части Абхазии и Сванетии. Здесь подлежит уточнению вопрос о границе между тектонической зоной южного склона и Абхазско-Рачинской подзоной. В Юго-Осетии остаются взаимно неувязанными пересечения Главного хребта по рр. Риону, Большой Лиахве и по Военно-Грузинской дороге. Особенно большой интерес представляет изучение фронтальной области, где соприкасаются аллохтонные элементы с автохтоном Закавказской зоны. Еще далее к востоку, между Военно-Грузинской дорогой и районом Лагодехи, имеются только отрывочные наблюдения Л. А. Варданянца и Н. Б. Вассоевича. Здесь нужны систематические работы для выяснения соотношений между тектоническими элементами, установленными на западе, с теми, что наметились исследованиями В. В. Вебера в юго-восточной части южного склона Главного хребта. Вопрос о срезывании тектонических элементов современной

Алазанско-Агричайской депрессией имеет немаловажное значение для познания погребенных структур в примыкающей части Куринской подзоны.

Для Западной Грузии, где в отношении геологической съемки и стратиграфии сделано уже не мало, встает вопрос о более пристальном изучении тектонических форм нижне- и верхнеюрских толщ по сравнению со структурами более молодых отложений. Намечаемые для этой области проявления новокиммерийской орогенической фазы еще недостаточно выявлены. Тектоника Дзирульского массива, в которой принимают участие докембрийские, кембрийские отложения и, быть может, другие члены палеозоя, пока еще остается совершенно неосвещенной. Изучение этой обширной области должно дать материал для восстановления древнейших этапов тектонической истории Закавказской зоны.

Очень мало изучены Сомхетская подзона и ее предполагаемое продолжение под Ахалкалакским лавовым нагорьем. Есть основания ожидать нахождения здесь, кроме молодых лавовых покровов, также и более древних дислоцированных вулканогенных и осадочных отложений. Установление границ этой зоны и складчатых областей имеет существенное значение для общих тектонических построений и правильного их понимания.

Юго-восточная часть Азербайджанской подзоны освещена недостаточно. Неясны ее границы, не выяснена судьба того крупного разлома, по которому вдоль северного побережья оз. Севан происходит надвигание вулканогенной юры на более молодые меловые и палеогеновые отложения. Что представляют собой Ленкорань и Талыш в тектоническом отношении — мы еще не можем сказать с полной уверенностью. В опубликованных предварительных отчетах П. П. Авдусина данных по тектонике слишком мало. Крайне желательно было бы сделать непосредственную увязку этой области с Нагорным Карабахом (через иранскую территорию).

По вопросу о строении складчатой зоны Армении очень много материалов собрано за последнее время К. Н. Паффенгольцем. Нужна еще общая сводка. Недостаточно освещенной остается только юго-восточная, прилегающая к р. Араксу полоса.

Геолого-съемочными работами не исчерпываются все источники получения материалов для тектонических построений. При рассмотрении тектоники Кабристанско-Апшеронской области были использованы чрезвычайно ценные выводы гравиметрических наблюдений. Надо надеяться, что распространение этого рода исследований, а также и других видов геофизических работ на обширные степные районы Закавказья прольет много света на строение тех частей Куринской и Рионской депрессий, которые скрыты сплошным покровом четвертичных отложений. Пункты гравиметрических наблюдений до сих пор были слишком редко рассеяны по территории Закавказья, чтобы можно было использовать их для решения геотектонических проблем. Сводку этих данных можно найти в работах А. Д. Архангельского *(45)* и М. С. Абакелия *(1)*. Безусловно желательно увеличение густоты гравиметрической сети не только на равнинах, но и в горных областях Закавказья; в частности можно подчеркнуть большой геологический интерес гравитационных поперечных профилей через Большой и Малый Кавказ.

Изучение сейсмических явлений на Кавказе ведется давно. Однако геологи-тектонисты уделяли до сих пор этим вопросам слишком мало внимания.

В настоящем томе пришлось воздержаться от специальной разработки темы по геологической интерпретации сейсмических явлений Закавказья. Тема эта трактуется в работе Л. А. Варданянца *(151)*. Оригинальные и подчас неожиданные выводы, к которым приходит Л. А. Варданянц, еще недостаточно увязаны с новейшими данными по геологическому строению различных частей Закавказья. Во всяком случае нужно считать дальнейшую всестороннюю разработку этой темы весьма своевременной.

Во введении к настоящему тому уже была указана невозможность подвести все итоги и глубоко проработать все выводы и обобщения, которые намечаются при рассмотрении приводимых здесь геологических материалов. В области тектоники на очередь выдвигаются новые интереснейшие проблемы. Одна из них — это историко-тектонический анализ Закавказья. Сопоставление фаций одновременных отложений для всей территории и для всех хронологических этапов, а также сопоставление мощностей тех же отложений должно выявить в ее исторической последовательности всю сложную картину вертикальных осцилляций на территории Закавказья, а также определить геотектонический характер каждой зоны и проверить правильность принятой в настоящее время схемы геотектонического районирования Закавказья. Подобная работа пока выполнена только для Большого Кавказа В. В. Белоусовым *(78а, 79, 80)*.

Лишь в общих чертах в настоящее время приходится коснуться вопросов о связи явлений вулканизма с тектоникой. Между тем в условиях Закавказья для разработки этой темы имеется особенно много материалов.

Приведенный перечень очередных проблем тектоники Закавказья показывает, насколько важно в научном отношении их разрешение. Нет, конечно, надобности доказывать здесь, что и в вопросах прикладной геологии знание всех деталей тектоники и общих ее выводов имеет огромное и подчас решающее значение.

ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Во введении к настоящему тому было дано разделение территории Закавказья на тектонические зоны и приведена их краткая характеристика. В нижеследующем очерке рассматривается более подробно тектоника той части Большого Кавказа, которая входит в пределы Закавказья. Административная граница края не совсем совпадает с северной границей подзоны южного склона Главного хребта. Она заходит на некоторых участках и в подзоны северного склона, полная тектоническая характеристика которых дается в IX томе Геологии СССР. Характеристика этих участков здесь приводится лишь в самых кратких словах.

В настоящей главе рассмотрим тектоническое строение следующих областей:

1. Из подзоны северного склона мы рассмотрим только кристаллическое ядро Большого Кавказа и покрывающие его кое-где юрские глинистые сланцы на пространстве от Абхазии до Дарьяльского ущелья, а также известняковую область Шах-дага.

2. Подзона южного склона начинается в бассейне р. Псоу (Абхазия) свитой флишевых отложений и протягивается далее к юго-востоку узкой полосой через Абхазию и Сванетию, включая только более или менее

метаморфизованные сланцы лейаса. В Раче эта полоса расширяется; здесь в нее входят, кроме лейаса, флишевые отложения юры и мела. В таком составе эта подзона протягивается через Южную Осетию, район Военно-Грузинской дороги, в Северную (Заалазанскую) Кахетию. Далее к этой зоне относится южный склон Главного хребта от города Закаталы до города Лагича.

3. Особо рассмотрим фронтальную область подзоны южного склона, где развиты надвиги покровного типа (шарриажи), — Душетский район и Кахетинский хребет.

4. Юго-восточная оконечность Большого Кавказа по тектоническим и фациальным особенностям также должна быть выделена в особую подзону. Сюда входит горная область Дибрара и область погружения Апшерона и Кабристана, так как отличия этих районов от Куринской зоны и от зоны южного склона Главного хребта довольно значительны.

Тектоника Большого Кавказа занимает видное место в работах многих исследователей Кавказа. Общие концепции давали Г. Абих *(884, 889, 899)*, А. А. Иностранцев *(347)*, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг *(969)*, А. Гейм *(958)*, И. В. Мушкетов *(615)*, М. Бертран *(912)*, К. И. Богданович *(130, 132)*, а в последнее время В. П. Ренгартен *(703, 710, 992, 993)*, А. П. Герасимов *(232)*, Л. А. Варданянц *(141)* и В. В. Белоусов *(78а,79,80)*. Сравнительно немного работ непосредственно касается тех частей Большого Кавказа, которые входят в пределы Закавказья. Здесь можно назвать работы Л. К. Конюшевского *(420, 423)*, И. Г. Кузнецова *(453, 454, 461)*, Л. А. Варданянца *(140, 144, 149)*, В. П. Ренгартена *(698, 699)*, Н. Б. Вассоевича *(161, 163, 167, 168)*, И. Э. Карстенса *(373)*, Н. А. Кудрявцева *(446)*, К. Н. Паффенгольца *(651)*, Д. В. Голубятникова *(248, 254, 255, 261)*, В. В. Вебера *(190, 197, 197а, 199, 202)*, М. Ф. Мирчинка *(578, 588)*, З. А. Мишуниной *(598)* и др. Что касается Апшеронского полуострова и Кабристана, то в сравнительно недавнее время великолепную сводку по тектонике этих районов дал И. М. Губкин *(283)*, использовав всю прежнюю литературу и данные новейших исследований, из которых многие являются еще не опубликованными. Сводка литературы по исследованию Апшерона и Кабристана сделана В. В. Вебером в специальной работе *(198)*.

ЗОНА СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

К зоне северного склона в западной части Закавказья приходится отнести только водораздельную часть Главного хребта, образованную в верхней части бассейна р. Бзыби исключительно древними, докембрийскими гранитами. В бассейне р. Кодор к гранитам присоединяются вмещающие их докембрийские кристаллические сланцы, а также узкие полосы аспидных сланцев, повидимому лейасового возраста. Эти полосы представляют собой сжатые синклинали или моноклинальные тектонические чешуи (И. В. Мушкетов, *615* и Г. П. Агалин). В верхнем течении рр. Секена и Ненскрыры (бассейн р. Ингур), по Г. П. Агалину, сильно дислоцированная свита кристаллических сланцев многократно инъицирована гранитами, интрузии которых вытянуты в широтном направлении. Возможно, что здесь также имеется чешуйчатое строение. Такой же характер сохраняет водораздел Главного хребта на всем протяжении бассейна р. Ингур до перевала Штулу. По данным И. Г. Кузнецова *(460)*, кристаллический субстрат, подстилающий сланцевую свиту лейаса на Северном Кавказе, вдоль всего южного склона Главного хребта надвинут

по крутой поверхности на осадочные отложения зоны южного склона. К такому же заключению пришел и В. Н. Робинсон *(714)*, исследовавший разрез южного склона в бассейне р. Мзымты, непосредственно к западу от границ Закавказья. Таким образом на протяжении более 230 *км* кристаллический субстрат центральной части Северного Кавказа обрезан линией разлома, с надвиганием северного крыла на южное. Это одна из важнейших тектонических линий Кавказа[1].

В районе перевала Штулу гранитный субстрат понижается настолько, что здесь Главный хребет весь сложен глинистыми сланцами лейаса. От таких же сланцев, развитых на южном склоне, они, очевидно, отделены разрывом, так как еще далее на восток, в бассейне р. Чвешури, И. Г. Кузнецов *(453)* отмечает появление двух тектонических чешуй, надвинутых с севера на юг на сланцы зоны южного склона. Эти чешуи состоят из гранитов, покрытых трансгрессивной свитой лейаса, обрисовывающей опрокинутые к югу синклинали.

Дальнейшее продолжение того же надвига изображено И. Г. Кузнецовым *(454)* на разрезе в бассейне р. Чанчахи, где гранитное ядро снова поднимается настолько, что исчезают покрывавшие его сланцы. У Мамисонского перевала этот надвиг отмечен Л. А. Варданянцем *(141, 144)*, который указывает, что поверхность его падает к северу под углом в 45°. В бассейне р. Ардона надвиг, прослеженный на протяжении 275 *км*, уходит в пределы Северной Осетии.

Мы вновь встречаемся с ним в районе Дарьяльского ущелья, в бассейне р. Терека. По В. П. Ренгартену *(699)*, Дарьяльский гранитный массив вместе с облекающими его сланцевыми свитами нижнего и среднего лейаса в форме сложного комплекса складок надвинут на более молодые верхнелейасовые сланцевые свиты (казбекскую и гудошаурскую), принадлежащие уже к следующей к югу зоне. Надвиг происходит по поверхности, наклоненной к северу под углом в 15—20°. Породы надвинутого крыла принадлежат, как и в других частях зоны северного склона, к древнему кристаллическому субстрату и состоят из докембрийских гранитов. Кровля этого батолита, состоящая из докембрийских кристаллических сланцев, здесь не сохранилась. Кое-где встречены остатки более позднего покрова палеозойских оттрелитовых сланцев, в свою очередь размытых до начала отложения толщи лейаса. Следы скольжения и смятия по контактам между гранитами и лейасовыми отложениями, а также полный катаклаз и сильная милонитизация гранитов говорят о том, что все это гранитное тело вместе с остатками его палеозойской покрышки тектоническими силами было вмято в юрские сланцево-песчаниковые свиты в виде протыкающих ядер антиклиналей: большой — Дарьяльской и двух малых — Гвилетской и Охкуринской.

Лейасовые отложения, облекающие гранитные ядра, принадлежат к кистинской свите (нижний лейас) — песчаники, сланцы с прослоями графитизированного угля, кислые эффузивы, и к циклаурской свите (средний лейас) — кварцитизированные сланцы с большим количеством основных эффузивов (порфиритов и диабазов). Кроме уже упомянутых крупных складок, отложения лейаса обнаруживают множество мелких прихотливых складочек и разрывов. Особенно сильно смята синкли-

[1] Новейшие наблюдения А. В. Пейве в верховьях Риона привели его к заключению, что этот разлом местами проходит южнее, отделяя полосу уплотненных среднелейасовых сланцев от менее метаморфизованных сланцев верхнего лейаса.

нальная полоса кистинской свиты между Дарьяльским и Гвилетским гранитными массивами. Тектоническое воздействие на породы выразилось катаклазом и милонитизацией гранитов, развитием кливажа и плойчатых текстур в сланцах, а также некоторым общим метаморфизмом пород лейаса. Последний выражается серицитизацией и окремнением сланцев и песчаников с развитием пятнистых и кварцитовидных разностей. Кроме того, во всех породах резко выражены трещины отдельности. В гранитах параллельно главной системе трещин широтного направления наблюдаются зоны милонитов и огромное количество жил диабазов. В осадочных отложениях интрузивных диабазов несколько меньше, но они также располагаются преимущественно параллельно системе широтных трещин с крутым падением к северу.

Направление кливажа, важнейших трещин отдельности, опрокидывание складок и характер разрывов и надвигов — все это говорит о преобладающем перемещении масс с севера на юг. Этому вполне соответствует и общее перемещение всего складчатого комплекса рассматриваемой зоны по южному Казбекскому надвигу.

Однако существование к северу от Дарьяла зоны сланцев лейаса, собранных в складки, опрокинутые к северу и трансгрессивно перекрытые келловеем, заставляет признать, что сперва (в предкелловейскую фазу) в зоне Дарьяла был образован сложный веерообразный антиклинорий, лишь отчасти измененный во время более поздних фаз диастрофизма.

Описанная пликативная тектоника окончательно сформировалась, повидимому, в третичные фазы складчатости. Намечаются, однако, еще разрывы более позднего времени — четвертичные, которые уже имеют характер сбросов с радиальным перемещением. Таков, например, разрыв к северу от Дарьяла, по границе между циклаурской и джерахской свитами.

Здесь, повидимому, вплоть до эпохи вюрма были перемещения с подъемом южного крыла.

К зоне северного склона относится также небольшой участок на юго-востоке горной области, в Кубинском районе Азербайджана. Гряда верхнеюрских и меловых известняков, начинающаяся от массива Шахдага и протягивающаяся на восток почти до Каспийского моря, резко отличается от более южных областей по фациям развитых отложений. Здесь нет ничего напоминающего флиш. Тектоника выражается простыми складками и лишь по южной границе она осложняется продольными разрывами.

ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Западная часть

Возможность выделения интенсивно-складчатой флишевой зоны южного склона в северо-западной части Закавказья выясняется на основании исследований В. Н. Робинсона *(714)* в бассейне р. Мзымты, т. е. за пределами Закавказья. Однако выделенные им стратиграфические, фациальные и тектонические элементы, несомненно, продолжаются и в Абхазию. Об этом можно судить по некоторым указаниям в более старой работе Л. К. Конюшевского *(423)*. По данным В. Н. Робинсона, в зоне в 18—20 *км* шириной развиты отложения глинистых сланцев нижнего лейаса, вулканогенный (порфиритовый) средний лейас, сланцы верхнего лейаса и карбонатная флишевая свита верхней юры и нижнего

мела. Система сжатых, опрокинутых к югу складок с разрывами и надвигами по поверхностям, наклоненным к северу, характеризует тектонику этой зоны.

В пределах Абхазии и Сванетии полоса карбонатных флишевых отложений быстро выклинивается (в бассейнах рр. Псоу и Бзыби), и далее прослеживается только узкая зона сланцевых и отчасти порфиритовых свит лейаса, отличающихся от подобных же отложений более южной области значительно более сильным метаморфизмом, кливажем и тектоническими формами в виде сильно сжатых опрокинутых к югу складок с соответствующими чешуйчатыми надвигами. Скудные данные об этих отложениях в работах И. В. Мушкетова *(615)* и Л. К. Конюшевского *(423)* не позволяют выяснить не только ширину этой зоны, но даже ее непрерывность. Только начиная с верховьев р. Секена и далее в бассейне р. Ингура, по данным Г. П. Агалина и И. Г. Кузнецова *(460)*, можно считать, что в зону южного склона входит полоса до 25 *км* шириной. В состав ее включаются небольшие выходы древних гранитов, слоистые известняки карбона, аспидные сланцы и кварцитовидные песчаники лейаса, порфиритово-диабазовые эффузии того же возраста и мергельно-известняковые флишевые отложения верхней юры. Тектоника выражена крутыми сжатыми складками, опрокинутыми к югу, иногда моноклинальными чешуями. Так, например, выходы карбона по рр. Секену, Ингуру и хр. Ляйла имеют вид полосы, ограниченной разрывами. Любопытно несколько диагональное расположение складок и тектонических чешуй к общему направлению зоны и ее северному ограничению. Граниты Главного хребта перекрывают эти элементы по линии разлома, имеющей здесь почти широтное направление.

Для бассейна р. Рион разрезы зоны южного склона даны в работах И. Г. Кузнецова *(453, 454)* и Л. К. Конюшевского *(420)*. Здесь развиты сланцевые свиты верхнего лейаса, карбонатные отложения верхней юры и частично нижнего мела и сланцево-песчаниковая свита нижнего мела. Все эти отложения имеют флишевый характер. Кроме того, в бассейне р. Лиахвы, вблизи южного ограничения зоны, Н. Б. Вассоевич *(168)* отмечает появление верхнемеловой карбонатной свиты, глинисто-песчаных и вулканогенных отложений эоцена и даже глин майкопской свиты. Характер складчатости зоны южного склона в восточной части бассейна р. Рион хорошо передан на разрезе И. Г. Кузнецова *(454)*. Очень резко выражено опрокидывание складок к югу. Крупные тектонические элементы осложнены большим количеством мелких складок, имеющих общую тенденцию опрокидываться к югу. Кроме главного надвига, составляющего северное ограничение зоны южного склона, на разрезе отмечен еще разрыв между сланцевой свитой лейаса и полосой карбонатных пород верхней юры[1]. Этот разрыв приобретает далее к востоку первостепенное значение. Повидимому, имеются еще и другие разрывы, не отмеченные на разрезе. Общее перемещение масс устанавливается по разрывам и по характеру складчатости с севера на юг. Отмечается дислокационный метаморфизм сланцевых, мергельных и известняковых свит, выражающийся кливажем, развитием трещин отдельности и уплотнением пород. Местами даже нижнемеловые сланцы имеют шелковистый блеск на поверхностях кливажа. Вдоль южного ограничения зоны Н. Б. Вассое-

[1] По новейшим данным экспедиции Академии наук, этот ненормальный контакт в бассейне р. Рион большей частью объясняется трансгрессивным залеганием карбонатных отложений титона на более древних образованиях.

вич *(168)* рисует развитие узких тектонических чешуй, в которых участвуют наиболее молодые отложения зоны. Здесь можно видеть зарождение фронтальной подзоны, но пологих надвигов и шарриажей еще нет.

Центральная часть

В районе Военно-Грузинской дороги зона южного склона имеет наиболее полное и типичное развитие. Здесь она была впервые выделена и изучена В. П. Ренгартеном *(698, 699, 701, 703, 710)*. По возрасту и фациям отложений, а также по формам тектоники зону южного склона, достигающую здесь ширины в 53 *км*, можно подразделить на три подзоны: Казбекско-Гудошаурскую, Гудомакарскую и Мтиулетскую. Лежащую еще южнее фронтальную подзону мы рассмотрим особо.

Самая северная Казбекско-Гудошаурская подзона сложена двумя свитами, относимыми к верхнему лейасу: сланцево-песчаниковой — казбекской и сланцевой — гудошаурской. Суммарная мощность их не менее 2500 *м*. На протяжении 20 *км* вкрест простирания зоны насчитывается 25—30 средних и крупных антиклинальных складок. Все они отчетливо обнаруживают наклон или даже опрокидывание к югу. Кроме того, наблюдаются целые зоны очень интенсивной мелкой складчатости и несколько продольных разрывов с надвиганием с севера на юг. В результате эрозии северная, тектонически наиболее приподнятая полоса сложена более древней казбекской свитой, а южная — более молодой гудошаурской. Между ними проходит линия сравнительно крупного надвига и наблюдается особенно сильное смятие северного надвинутого крыла. Южная граница подзоны выражена линией надвига первого порядка, проходящей вдоль Трусовского ущелья р. Терека, ст. Коби и уходящей между перевалами Гудос-дзири и Квенамтским на южный склон главного водораздела. Эта линия разлома сопровождается выходами огромного количества углекислых минеральных источников, описанных В. П. Ренгартеном *(701)*. Тектонические воздействия на породы выражаются значительным их уплотнением, серицитизацией, графитизацией пачек углистых сланцев и, местами, появлением мелких выделений асбеста. В зоне крупного южного надвига развиваются сланцево-песчаниковые милониты с разорванными и изогнутыми конкрециями сидеритов. Этот надвиг уже был отмечен в бассейне р. Чанчахи; таким образом он протягивается более чем на 120 *км*.

Следующая к югу Гудомакарская подзона имеет ширину от 14 до 20 *км*. Она сложена сланцево-песчаниковой бусарчильской свитой (средняя юра), млетской сланцево-углистой и баханской мергельной свитами (верхняя юра), известняковой свитой Ципори (титон — валанжин) и отчасти сланцево-песчаниковыми отложениями (нижний мел). Общая мощность пород более 2000 *м*. Все эти свиты образуют очень хорошо выраженные крупные, почти изоклинальные складки, однообразно опрокинутые на юг. Наблюдается и более мелкая складчатость, имеющая тот же характер. О средней величине складок можно судить по тому, что на протяжении 17 *км* вкрест простирания насчитывается 22 антиклинали и синклинали. Расположение свит таково, что северную полосу можно считать тектонически более опущенной, чем южную. Рельеф, однако, является обращенным, так как более молодые известняковые толщи южной полосы слагают самый возвышенный гребень Главного водораздела. Внутри зоны отмечено несколько продольных разрывов, поверхности которых падают к северу. Два более крупные из них приводят в соприкосновение

более древние породы южных крыльев с более молодыми северных. При общем опрокидывании складок к югу и наклоне поверхностей разрывов к северу следовало бы ожидать как раз обратного соотношения возраста пород в крыльях. Предполагать здесь опускания северных крыльев и подъемы южных невозможно, так как такое растяжение было бы в полном противоречии с общим сжатием зоны. Единственное объяснение состоит в том, что эти разрывы с глубиной становятся более пологими и перекрывают несколько складок, в том числе и более глубокие синклинали. Значительность того надвига, который проходит от Крестового перевала к горе Ципори, доказывается изменением фаций верхнеюрских отложений по обе стороны от этого разрыва: на севере титон выражен известняками и брекчиями, на юге вся верхняя юра представлена мергелями. Об интенсивности действия тектонических сил можно судить по развитию сланцеватости, часто не совпадающей со слоистостью даже в пластах плотных известняков. Млетская свита углистых и пиритизированных сланцев обычно бывает особенно сильно смята. Видимо, слагающие ее породы особенно легко подвергались скольжениям и деформациям. При всех этих признаках значительного воздействия тектонических сил общий метаморфизм пород, несомненно, более слабый, чем в казбекско-гудошаурской зоне. Здесь, повидимому, сказывается значительно меньшая нагрузка, под которой находились верхнеюрские породы в момент проявления дислокаций.

Самая южная из подзон Главного хребта — Мтиулетская пересекает Военно-Грузинскую дорогу между сел. Пасанаури и сел. Павлеури на р. Арагве, т. е. имеет ширину от 18 до 20 *км*. Она сложена исключительно меловыми отложениями во флишевой фации, мощностью от 2500 до 3000 *м*. Наибольшее развитие здесь имеет толща нижнемеловых сланцево-песчаниковых отложений. В синклиналях наблюдаются однообразные известняково-мергельные отложения верхнего мела тоже значительной мощности. Тектоника Мтиулетской подзоны выражена большим числом (19—20) сжатых и опрокинутых к югу складок, часто осложненных разрывами растянутых крыльев. Надвиги обычно происходят так, что синклинали, сложенные известняками верхнего мела, перекрываются с севера нижнемеловым флишем. Верхние крылья, прилегающие к этим довольно крутым разрывам, являются, как правило, сгофрированными мелкой и прихотливой складчатостью. Реже наблюдаются зоны совершенно перетертых пород. Амплитуда надвигов внутри зоны невелика. Значительно более крупные перемещения происходили по разрывам, составляющим северное и южное ограничения подзоны. По разрыву, проходящему севернее сел. Пасанаури, с нижнемеловым флишем соприкасаются нижние горизонты верхней юры и средняя юра. Южный надвиг у сел. Павлеури имеет более пологий уклон, градусов 40. Из-под него выступают меловые отложения иных фаций, чем в Мтиулетской подзоне, а также и третичные свиты. Этот комплекс является фронтальным и рассматривается ниже как особая тектоническая и фациальная подзона. Перемещение масс в Мтиулетской подзоне очень отчетливо устанавливается в направлении с севера на юг. Дислокационный метаморфизм пород здесь еще несколько слабее, чем в Гудомакарской подзоне: глинисто-сланцевые и мергельные породы являются только уплотненными, но не обнаруживают кливажа. В зонах растяжения наблюдались четковидные разрывы твердых слоев среди более мягких.

Итак, в зоне южного склона, достигающей в районе Военно-Грузинской дороги 53 *км* в ширину, насчитывается 60—70 антиклиналей и син-

клиналей. Этот широкий пучок сравнительно крупных, сжатых и довольно глубоких складок, несомненно, должен прослеживаться на большие расстояния к западу и к востоку от рассмотренного пересечения. Следует, однако, отметить, что полной параллельности всех складок не наблюдается. Прежде всего вся система складок разбивается на два комплекса тем надвигом, который проходит внутри Гудомакарской подзоны. К северу от него господствуют северо-западные — юго-восточные простирания складок, к югу — широтные. Разрыв и сопровождающие его с севера титонские известняки протягиваются к западу через верховья р. Лиахвы, Рокский перевал, Шамшови и, вероятно, переходят еще западнее в полосу карбонатных пород верхней юры в бассейнах рр. Цхенис-цхали и Ингура до Бечо, где они уходят под граниты зоны северного склона. Что касается южного комплекса складок, то он с тем же широтным простиранием доходит до бассейна р. Большой Лиахвы, где подсекается фронтальными разрывами зоны южного склона.

Восточная часть

Восточная часть зоны южного склона прослеживается через Северную Кахетию до Лагича. Однако южный комплекс складок Мтиулетской и Гудомакарской подзон доходит только до верховьев р. Алазани. Здесь он суживается и погружается под четвертичную депрессию продольной части долины р. Алазани. Южный склон Главного хребта сложен, по данным Л. А. Варданянца *(149)*, Н. Б. Вассоевича *(163)*, К. Н. Паффенгольца *(651)* и В. В. Вебера *(199, 202)*, преимущественно сланцевыми свитами лейаса, среди которых местами выдвигаются чешуи более древних пород палеозоя и даже гранитов. Карбонатная свита верхней юры имеет ограниченное развитие. Хорошо выражен пояс сравнительно более сильно метаморфизованных аспидных сланцев с пластовыми и секущими порфиритами и диабазами (средний лейас). Нет, однако, оснований считать этот пояс продолжением Дарьяльской зоны, которая должна проходить севернее через массивы Тебулос-мта и Диклос-мта.

О характере складчатости в зоне южного склона дает представление разрез, приводимый К. Н. Паффенгольцем для окрестностей Белокан. На протяжении 20 *км* отмечено до 15 антиклинальных и синклинальных складок, сжатых и опрокинутых к югу. Разрывов изображено только два: между порфиритовой юрой и нормальными сланцами верхнего лейаса и между последними и полосой карбонатной верхней юры. Несомненно, есть и еще неучтенные разрывы.

По новым данным В. В. Вебера *(197а, 199, 202)*, тот же характер тектоники прекрасно изображен в ряде разрезов южного склона Главного хребта между сел. Лагодехи и Куткашином. В области главного водораздела, однако, появляются веерообразные складки. Возможно, что они принадлежат уже зоне северного склона. С другой стороны, с юга вновь появляется и к востоку постепенно расширяется полоса меловых отложений. По своим фациям она уже связывается с областью Дибрара, рассматриваемой ниже.

Фронтальная область

Фронтальная область зоны южного склона Главного хребта может быть выделена в особую тектоническую подзону протяжением 180 *км* между р. Большой Лиахвой и сел. Ихвели в Кахетии, т. е. против центральной части Большого Кавказа. Эта подзона сложена меловыми и

третичными отложениями, фации которых обнаруживают постепенные изменения от флишевых мощных тонкозернистых осадков непрерывной свиты на севере к грубым прибрежным, с частыми перерывами отложениям в южной полосе зоны. Тектоника выражается развитием узких чешуй, представляющих собой разорванные части сильно сжатых и опрокинутых к югу складок. Местами эти чешуи получают значительные перемещения по очень пологим поверхностям, превращаясь в шарриированные покровы или надвиги послеэрозионного характера. Как увидим далее, амплитуда таких горизонтальных перемещений местами достигает 15 *км*. Перемещения чешуй произошли не одновременно, не в один пароксизм, но их взаимное положение явилось результатом ряда подвижек. Поэтому, например, северные чешуи не только перекрывают средние и южные, но иногда переходят непосредственно и на автохтонные мио-плиоценовые отложения Закавказской зоны. Этот процесс дробления и перемещения отдельных чешуй ведет к развитию мелкой складчатости внутри чешуй и к появлению зон полного смятия и перетирания мягких сланцевых пород, превращающихся в своеобразные хрупкие милониты из отполированных частичек. Малая нагрузка и даже послеэрозионный характер этих тектонических перемещений ведут к тому, что общий метаморфизм пород является очень слабым.

Самое западное появление рассматриваемой зоны отмечено Н. Б. Вассоевичем *(168)* в бассейне р. Большой Лиахвы (сел. Боргниси), где по тектонической границе между интенсивно складчатой флишевой областью и полого залегающими отложениями периферии Дзирульского массива встречены узкие круто падающие чешуи эоцена в кахетинской фации[1]. Далее к востоку подобные тектонические элементы усиливаются, умножаются и образуют все более и более расширяющуюся зону в бассейнах рр. Малой Лиахвы, Меджуды, Лехуры, Ксана и Арагвы. Они остаются здесь еще неизученными, и только в бассейне р. Арагвы, в Ананурско-Душетском районе, все стратиграфические, фациальные и тектонические особенности рассматриваемой зоны были впервые выделены В. П. Ренгартеном в 1923 г. *(698)*. Более полная характеристика зоны дана им позднее *(699)*, причем учтены также работы Н. Б. Вассоевича по Кахетии *(161, 167, 172)*.

В бассейне р. Арагвы фронтальная зона имеет ширину от 6 до 9 *км* (от сел. Павлеури до сел. Аргуни). При чрезвычайно запутанной тектонике этот пояс сложен в высшей степени разнообразными отложениями не только по возрасту и литологическому составу, но и по фациям, которые для данной стратиграфической единицы изменяются от одного тектонического элемента к другому. Детальное изучение стратиграфии позволило установить, что изменение фаций идет совершенно закономерно с севера на юг, как это уже было отмечено выше. Однако не все наблюдаемые тектонические чешуи являются равноценными. Иногда в соседних чешуях изменения фаций незначительны. В других случаях мы видим гораздо более резкие скачки. Здесь в серии изменяющихся фаций нехватает некоторых звеньев. В этих случаях приходится допустить более значительные горизонтальные перемещения и тектоническое перекрытие недостающих звеньев. Каждый из таких комплексов, зна-

[1] Работами Кавказской комплексной экспедиции Академии наук в 1940 г. такие чешуи эоцена прослежены вдоль фронтального надвига и далее к западу через сел. Кемульта, рр. Грамулу, Гарулу, сел. Уцери на Рионе и сел. Сакао до р. Лухумисцхали.

чительно переместившийся относительно соседних, можно рассматривать как самостоятельный тектонический покров. Поверхности разрывов, разграничивающие подобные покровы, местами имеют довольно крутые падения к северу, местами же становятся очень пологими, и тогда значительность горизонтальных перемещений и покровный характер таких тектонических комплексов становятся очевидными.

В Душетско-Ананурском районе В. П. Ренгартен выделил четыре тектонических комплекса или покрова. На севере они граничат с описанной выше Мтиулетской зоной по крупному разлому, имеющему местами очень пологое падение к северу. Надвиг Мтиулетской зоны таким образом перекрывает то первый с севера покров, то второй. Вот особенности каждого из выделенных четырех покровов.

Покров Лалаурис-хеви образован нижнемеловым флишем и очень мощной и полной серией отложений верхнего мела без особенно грубых обломочных фаций, т. е. по своему флишевому характеру вполне сходен с Мтиулетской зоной. Отличием служит только присутствие в покрове Лалаурис-хеви более молодых свит: орбитоидной и надорбитоидной, отсутствующих в более северной зоне. Ширина покрова по р. Пшавской Арагве достигает 6 *км*, но западнее, по рр. Хорху, Белой Арагве и в бассейне р. Ксана он уже не наблюдается, и Мтиулетская зона там непосредственно перекрывает следующий, Хевкрильский покров. Внутри покрова Лалаурис-хеви наблюдается несколько складок. Нижнее ограничение покрова, по которому он надвинут на следующие к югу тектонические элементы, местами является довольно крутым, местами выполаживается настолько, что, например, на горе Мариам-цминда покров имеет характер тектонического слоя.

Хевкрильский покров образован также очень полной серией меловых и палеогеновых отложений, но в фациях более грубых, чем в более северной зоне. В него входят верхи нижнемелового флиша, сеноманские полимиктовые песчаники, кремнистый горизонт, туронские красные известняки, сильно сокращенная в мощности литографская свита, верхнесенонские свиты зернистых известняков и орбитоидная, в которой встречаются горизонты брекчий, датский ярус и нижний эоцен, выраженные мощной надорбитоидной флишевой свитой и зелеными мергелями, и, наконец, средний эоцен в фации битуминозных глин и мергелей. В Хевкрильском покрове различаются три крупные складки, разделенные разрывами и надвигами в форме крутых чешуй. Кроме того наблюдается необыкновенно прихотливая мелкая складчатость, особенно отчетливая в тонкослоистых свитах. В более хрупких породах смятие выражается бесчисленными разрывами и раздроблением слоев. Общее направление складок и чешуй Хевкрильского покрова обрисовывает между селениями Ананури и Жинвани резкий изгиб: широтные простирания переходят сперва в меридиональные, а затем направляются на юго-восток. Здесь эти тектонические элементы как бы прижимаются к выступу субстрата автохтонной Карталинской подзоны.

Аргунско-Жинванский покров включает нижнемеловой флиш, сеноман, представленный очень грубыми конгломератами и большой мощности кремнистым ананурским горизонтом, турон и нижний сенон, почти полностью размытые, трансгрессивно залегающие, весьма грубые обломочные отложения маастрихтских орбитоидных слоев, сильно размытые надорбитоидные слои, трансгрессивно срезанные известняковыми и порфиритовыми брекчиями, подстилающими песчано-сланцевые отложения эоцена. Вся эта серия отложений резко отличается от более северных

своим грубым прибрежным характером и частными перерывами. В тектоническом отношении мы имеем узкую полосу чешуй, выступающую из-под таких же чешуй Хевкрильского покрова на внутренней стороне уже описанной дуги. В районе сел. Жинвани крутое падение покрова резко переходит в весьма пологое, и он образует большой выступ, прихотливо изрезанный эрозией. Здесь можно отличить три чешуи, выдвигающиеся одна из-под другой и залегающие на отложениях паравтохтона. Еще далее к юго-западу вершина изолированной возвышенности близ сел. Аргуни образована остатком четвертой чешуи того же покрова, совершенно отрезанным эрозией от своих корней. Нижнемеловые и маастрихтские отложения в форме перевернутой антиклинали покоятся здесь на сармате автохтона Куринской зоны. Итак, Аргунско-Жинванский покров в некоторых местах образует тектонические формы, соответствующие альпийским, хотя в миниатюрном виде. Как увидим далее, эти формы наблюдаются и в других покровах.

Описанные три крупных покрова составляют собственно аллохтон фронтальной зоны. Но между ними и автохтоном Карталинской подзоны местами наблюдаются еще довольно сильно смятые чешуи, повидимому представляющие собой сколотые части осадочной покрышки автохтонной зоны. Такие образования в литературе по геологии Альп известны под именем паравтохтона. В Ананурско-Душетском районе эта подзона обозначена названием Аркалинской. Она сложена, главным образом, третичными отложениями, причем эоцен выражен еще более грубыми фациями, чем в самых южных членах аллохтона. Далее в нее входят олигоцен и миоцен, неизвестные в аллохтоне. Тектоника выражена несколькими сравнительно крупными складками, не обнаруживающими опрокидывания к югу. Южное ограничение подзоны сопровождается разломом, падающим к северу, причем весь складчатый комплекс Аркалинской подзоны является надвинутым с севера на несколько смятый миоцен Карталинской подзоны. Этот раскол прослеживается только к западу от долины р. Арагвы, т. е. в выдвинутой к северу части автохтонной зоны. На левобережье р. Арагвы чешуи аллохтона Аргуно-Жинванского покрова непосредственно перекрывают мио-плиоценовые отложения Карталинской подзоны.

Проследим теперь распространение к востоку выделенных главнейших тектонических элементов фронтальной зоны. Исследования Н. Б. Вассоевича в Кахетии пролили много света на вопросы тектоники этой области, которая из всех частей Кавказа имеет наиболее сложное геологическое строение. Предположение о наличии здесь явлений шарриажа было уже высказано в 1911 г. А. Н. Рябининым *(728)*. В полной мере покровное строение было доказано лишь в недавнее время работами Н. Б. Вассоевича *(161, 167, 172)* и И. Э. Карстенса *(373)*. Тектоника восточной части Кахетии (район сел. Пховели) освещена Н. А. Кудрявцевым *(446)*.

Отсутствие сводной геологической карты и разрезов для всей Кахетии пока еще не позволяет дать вполне ясную картину строения этой области.

Под именем Чиаурской зоны Н. Б. Вассоевич выделил область развития меловых и палеогеновых отложений в флишевых фациях, т. е., повидимому, аналоги не только Хевкрильской, но и Мтиулетской подзон района Военно-Грузинской дороги. Однако, указывая на перекрытие с севера чиаурских тектонических элементов Чинчвельским покровом, Н. Б. Вассоевич тем самым ограничивает объем Чиаурской зоны фациями

более южными, чем Чинчвельский покров. Последний же, по замечанию автора, отличается еще большей мощностью меловых отложений и более типично выраженным флишевым характером их, что делает их сходными с синхроничными отложениями таких отдаленных местностей, как Туапсе, Анапа и Кабристан. В районе Военно-Грузинской дороги аналогом Чинчвельского покрова служит покров Лалаурис-хеви и, быть может, отложения Мтиулетской подзоны.

Таким образом Чиаурская зона должна быть полным аналогом только Хевкрильской подзоны.

Фронтальная зона в Кахетии отличается еще более частыми переходами чешуйчатого строения в покровное.

Чинчвельские фации до сих пор встречены только в покровных островах. Корни покрова не установлены, вероятно потому, что детальная геологическая съемка еще не распространилась достаточно к северу. Если двигаться с запада на восток от бассейна р. Арагвы, то первым таким островом является Алисисгорский покров, включающий, как и покров Лалаурис-хеви, не только верхний мел, но и нижнемеловой флиш. Алисисгорский покров лежит на складках Чиаурской зоны. Еще более замечательное строение имеет гора Пантиани на левобережье р. Иоры. Вершина ее образована верхним мелом Чинчвельского покрова. Под ними развит складчатый комплекс пород Чиаурской зоны от верхнего мела до эоцена. Наконец, почти полным кольцом гора окружена серией пород следующей к югу Кахетинской зоны.

В бассейне правых притоков р. Алазани — Хевгрдзели, Орвили, Шуагорис-цхали, Иолаис-хеви, Ходашенис-цхали, Турдо и Кизис-хеви — на протяжении около 40 *км* прослеживается Чинчвельский покров, местами достигающий 10 *км* в ширину. Его южный край является сильно изрезанным, имеются также тектонические окна, в которых выступают на юге породы кахетинского аллохтона, а севернее отложения Чиаурской зоны (р. Иолаис-хеви), которые получили название Баканского покрова. Полная мощность свиты пород Чинчвельского покрова достигает 1000 *м*, причем в его строении принимают участие только верхнемеловые отложения от свиты Эшмакис-хеви (нижний сенон) до шахветильских слоев (датский ярус — палеоцен).

На протяжении 10 *км* вкрест простирания породы покрова образуют несколько складок, разорванных и опрокинутых на юг. Северное ограничение Чинчвельского покрова не вполне ясно, так как на большом протяжении оно прикрыто молодыми отложениями Алазанской депрессии, и только на правобережье р. Ильто видно налегание Чинчвельского покрова на породы Чиаурской зоны, причем здесь этот покров перекрывает также линию Ильдоканского разрыва, составляющего границу между Чиаурской и Кахетинской зонами.

Чиаурская зона в узком смысле есть продолжение Хевкрильского покрова в районе Военно-Грузинской дороги. Стратиграфический диапазон — от нижнемелового флиша до верхнего эоцена. Отсутствие перерывов и характер фаций те же, что и в Хевкрильском покрове. Число складок и чешуй в Чиаурской зоне больше — зона расширяется. Опрокидывание к югу очень отчетливое. Северные складки скорее представляют собой чешуи; при этом следует заметить, что северное ограничение Чиаурской зоны еще точно не установлено. Южный Ильдоканский разрыв на востоке выступает из-под Чинчвельского покрова, пересекает р. Иору несколько южнее Тионети и далее к западу образует большой изгиб к верховьям р. Цирдалис-хеви. Его продолжение в бассейне р. Арагвы снова

резко уклоняется к северу, проходя через селения Жинвани и Ананури, где он служит границей между Хевкрильским и Аргунско-Жинванским покровами. К югу от этого разрыва известны только немногие и небольшие покровные острова, образованные отложениями Чиаурской зоны (горы Пантиани, Шуамта и др.). Тектонических окон в Чиаурской зоне не известно.

Кахетинская зона является аналогом Аргунско-Жинванских покровов района Военно-Грузинской дороги и, повидимому, Аркалинской зоны, отнесенной там к паравтохтону. Крайне сложный чешуйчатый характер тектоники Кахетинской зоны до сих пор еще служил препятствием к ее расчленению на подзоны и к выяснению нормальной последовательности пород в каждой подзоне. Вследствие того, что некоторые из разрывов, разделяющих чешуи, имеют очень значительные амплитуды, по ним приходят в соприкосновение отложения, очень различные по возрасту и по фациям. Наблюдается как бы перетасовка свит, при этом некоторые глинистые свиты (например, нижнемеловая свита Тетра-хеви, олигоценовая свита Кинта) обнаруживают очень сильное смятие. Они служили горизонтами, по которым происходили наибольшие перемещения и скольжения. Более жесткие свиты, например верхнемеловые, оказываются при этом выжатыми кверху и залегают в форме полого складчатых покровов (см. И. Э. Карстенс, *373*). С севера Кахетинская зона ограничена на западе Ильдоканским разрывом, в центральной части Кахетии она прикрывается с севера надвигом Чинчвельтского покрова, а на востоке, в районе сел. Пховели, покрывается мантией молодых отложений Алазанской депрессии. Южным ограничением Кахетинской зоны служит Орхевский разрыв. К югу от него развиты только отложения мио-плиоцена Куринской зоны, автохтонные и паравтохтонные. На востоке, не доходя до сел. Пховели, Орхевский разрыв перекрывается трансгрессивной верхнеплиоценовой алазанской свитой. К западу он прослеживается через Гомбори, левобережье р. Иоры до Сиони и переходит в бассейн р. Арагвы. Здесь его продолжением нужно считать разрыв, отделяющий Аркалинскую паравтохтонную зону от миоценовых отложений окрестностей Душети. Н. Б. Вассоевич отмечает тот же разрыв по р. Ксану к северу от сел. Икоти и, наконец, в бассейне р. Большой Лиахвы у селений Хвце, Мугута, Раро и Котанто (Мугутский разрыв). Таким образом этот важнейший тектонический разрыв прослеживается более чем на 160 *км*. Следует, однако, отметить, что к северу от него, кроме аллохтонных образований, могут быть и некоторые чешуи паравтохтонного происхождения, как сколотые части осадочной покрышки автохтонной зоны. Поверхность Орхевского разрыва большей частью имеет сравнительно крутые падения к северу. В пределах Кахетии ни одна аллохтонная чешуя не переходит к югу от Орхевского разрыва.

Н. Б. Вассоевич *(184)* считает возможным выделить к югу от рассмотренной фронтальной зоны еще паравтохтонную зону Эрцо, в которой нет отложений древнее среднего сармата. Отличие этой зоны от остальных частей Куринской зоны состоит, главным образом, в большой мощности миоценовых отложений в фации нагельфлю. Характер же тектоники мало отличается от более южных областей, где также наблюдаются продольные разрывы и надвиги до так называемого Эрик-Тарского надвига включительно. Н. Б. Вассоевич допускает даже общий срыв миоплиоценовых отложений не только в зоне Эрцо, но и в большей части Куринской зоны. Таким образом подзона Эрцо составляет неотъемлемую часть Куринской зоны, и понятие паравтохтона к ней не вполне приложимо.

ОБЛАСТЬ ПОГРУЖЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Область погружения Большого Кавказа на юго-востоке можно рассматривать как продолжение, главным образом, зоны южного склона, или шире — зоны главной Кавказской геосинклинали. Однако развитые здесь очень мощные отложения мезозоя уже значительно уклоняются по своим фациям от типичного флиша. Нет в этой области также той сжатости складок и изоклинального опрокидывания их к югу, которые характеризовали тектонику зоны южного склона. Одновременно с понижением всей горной системы Кавказа происходит еще более быстрое погружение к юго-востоку и всех тектонических элементов, а стало быть, и всех стратиграфических комплексов. В соответствии с этим рассмотрим ниже две части области: 1) область Дибрара, где развиты преимущественно мезозойские отложения, и 2) области Кабристана, Апшерона и низовье р. Куры, сложенные третичными и четвертичными отложениями.

Область Дибрара

Для юго-восточного окончания Главного Кавказского хребта К. И. Богданович уже в начале девятисотых годов дал общую тектоническую картину. В его работах *(130, 132)*, основанных на очень беглых маршрутных наблюдениях, дается большое число разрезов, правда, совершенно эскизного характера, но все же рисующих тектонику этой области как нечто отличное и от описанной выше сжатой изоклинальной складчатости Главного хребта и от системы коробчатых складок, развитых в более северных частях Дагестана. К типу складчатости зоны южного склона, пожалуй, еще приближается полоса юрских сланцев, особенно в водораздельной области Главного хребта, приблизительно до горы Баба-даг. Восточнее, где развиты, главным образом, меловые отложения, складчатость становится менее напряженной. Обширная область, выделенная К. И. Богдановичем под именем «системы Дибрара», может быть ограничена на севере линией широтного направления, проходящей по южному склону горы Шах-даг к сел. Афурджа и далее до Хидырзинде на берегу Каспийского моря. К северу от этой линии, как сказано выше, развиты мезозойские и третичные отложения в фациях северного склона, то залегающие с моноклинальным падением к северу, то образующие сложные складки перед отмеченной выше линией разлома. Южнее, в зоне Дибрара, фации меловых отложений резко меняются, развиваются и своеобразные формы тектоники.

За последние годы в области Дибрара велось много работ Нефтяным институтом и Геолого-разведочным бюро Азнефти. Выполнена, повидимому, сплошная геологическая съемка в крупном масштабе, но пока еще опубликовано сравнительно немногое, особенно по вопросам тектоники [1]. Наибольшее значение имеют работы М. Ф. Мирчинка, который дал также и краткую сводку данных по стратиграфии и тектонике юго-восточного окончания Кавказа *(573, 578—580, 585, 587—589)*. Общий тектонический

[1] Назовем работы В. Е. Хаина: 1) Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах (Юго-Восточный Кавказ), Баку, Азнефтеразведка, 1937, 91 стр, 33 фиг., 1 табл. (разрезы); 2) Новые данные о геологическом строении Юго-Восточного Кавказа. Труды Геол. инст. им. акад. И. М. Губкина, Аз-ФАН, т. XII, № 63, Баку, 1939, стр. 261—300. Выполненные Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиным сводки по тектонике и фациям отложений Юго-Восточного Кавказа еще не были опубликованы ко времени печатания настоящего тома.

разрез по линии Дивичи — Шемаха приводится в сводной работе И. М. Губкина *(283)*.

Для области Дибрара характерна толща меловых отложений, превышающая 3 000 *м* и состоящая из известняков, мергелей, песчаников и конгломератов. При всем ее сходстве с флишевыми осадками зоны южного склона она все же отличается наличием перерывов, более грубообломочным характером отложений и гораздо более частым нахождением фауны. В отношении восприятия тектонических напряжений М. Ф. Мирчинк отмечает преобладание свит средней и высшей компетентности. Более податливыми (некомпетентными) свитами являются по преимуществу глинистые свиты баррема и сантонско-кампанская свита юнусдага. Гораздо меньшим распространением пользуются отложения палеогена: сумгаит, коун и майкоп. Все они являются некомпетентными.

Тектоника в зоне к северу от Дибрара выражена рядом широких пологих синклиналей, разделенных более узкими и крутыми антиклиналями, иногда с разрывами в крыльях. Плоскости разрывов сравнительно круто падают на север. Надвиги происходят с севера на юг. На южном склоне, между горой Дибрар и городом Шемахой, складчатость становится несколько более сжатой. Антиклинали, лишь немного более узкие, чем синклинали, имеют несколько пережатый веерообразный характер. Это пояс в 17—18 *км* шириной. Южнее Шемахи характер тектоники снова резко меняется: широкие и плоские синклинали, выполненные плиоценовыми отложениями, разделяются узкими антиклиналями палеогена. Это скорее всего продолжение складок Куринской зоны.

Из рассмотренных четырех поясов ни один не обладает той степенью сжатости складок, которая характеризует флишевую зону южного склона. Все же продолжением этой зоны можно считать пояс складок между Шемахой и горой Дибрар. Изменение тектонического характера этого пучка складок можно связывать и с изменением фаций и с уменьшением напряжений на рассматриваемом отрезке.

Прослеживая еще дальше на юго-восток выделенные складчатые пояса, мы констатируем срезывание береговой линией Каспийского моря двух северных поясов. И только Шемахинско-Дибрарский пучок складок переходит на Апшеронский полуостров и в Кабристан.

Апшерон и Кабристан

В тех тектонических схемах Кавказа, которые были предложены В. П. Ренгартеном в 1926 и 1928 гг. *(703, 710, 992)*, Апшеронский полуостров и Кабристан как-то не находили себе ясного положения. В 1926 г. они были включены в зону северного склона Кавказа, в схеме 1928 г. на эти области было распространено понятие Куринской «плиты». В настоящее время ни то, ни другое положение нельзя считать приемлемым. Своеобразие тектонического строения заставляет признать Кабристан и Апшерон самостоятельной тектонической областью, входящей в складчатую систему Большого Кавказа.

За последние годы в рассматриваемой области, а также в лежащем севернее районе горы Дибрар было выполнено много новых геолого-съемочных работ, результаты которых еще в значительной мере остаются неопубликованными. Блестящая сводка всех этих материалов дается в вышедшей в 1934 г. работе И. М. Губкина «Тектоника юго-восточной части Кавказа» *(283)*. Строение отдельных площадей этой обширной области приводится в работах С. М. Апресова *(41)*, В. В. Богачева *(91, 104, 106)*,

В. В. Вебера *(191,194, 198)*, П. Е. Воларовича и Н. М. Леднева *(216)*, Д. В. Голубятникова *(253, 255, 261)*, И. М. Губкина *(276, 279)*, К. П. Калицкого *(358)*, С. А. Ковалевского *(387, 388, 394)*, А. Кремса *(435)*, М. Ф. Мирчинка *(573, 587)*, Н. И. Ушейкина *(822—824)*, Н. С. Шатского *(856)* и др. До последнего времени было очень трудно разобраться в колоссальном накопленном фактическом материале. Работа И. М. Губкина *(283)* дает общую геологическую карту всей области в масштабе 1 : 210 000, тектоническую карту и ряд разрезов. Основные черты тектонического строения Апшерона и Кабристана теперь вырисовываются вполне отчетливо.

Для суждения о строении более глубоких частей земной коры в пределах рассматриваемой области огромное значение имеют произведенные в 1931 г. гравиметрические исследования. Результаты их опубликованы А. Д. Архангельским и В. В. Федынским *(44, 49)* и приводятся также И. М. Губкиным *(283)* в виде карточки полных аномалий силы тяжести. Чрезвычайно отчетливо вырисовывается линия северо-северо-западного — юго-юго-восточного простирания между заливом Кизил-агач в устье р. Куры и Лагичем. Господствующие к западу от этой линии положительные аномалии на востоке быстро сменяются отрицательными, достигающими в районе Баку 120 единиц (миллигал). Геологическое значение этих явлений таково: в области положительных аномалий (Куринская зона) тяжелые плотные массы залегают сравнительно неглубоко. Указанная линия есть край пологоскладчатой зоны. Отрицательные аномалии в области Апшерона и Кабристана указывают на большое погружение плотного субстрата и на присутствие здесь огромной толщи легких осадочных отложений. По данным И. М. Губкина, мощность третичных отложений достигает здесь 4500 *м*. Сюда, повидимому, можно прибавить меловые отложения в фациях Дибрарского района — 3000 *м* и более условно юрские отложения, мощность которых в Юго-Восточном Дагестане превышает 5000 *м*. Мы получим, таким образом, вероятную мощность осадочных отложений в районе Апшерона в 12 000—13 000 *м*.

Всю область Апшерона и Кабристана можно подразделить на три подзоны: 1) восточная часть Апшеронского полуострова и остров Артема, 2) западная часть Апшеронского полуострова, Северный и Центральный Кабристан до долины р. Джейран-Кечмас и 3) Южный Кабристан и низовье р. Куры (Сальянская степь).

Восточная часть Апшеронского полуострова характеризуется тремя очень слабо выраженными пологими антиклинальными складками акчагыльских и апшеронских отложений, с простиранием ССЗ — ЮЮВ. Антиклиналь острова Артема осложнена косым разрывом. Средняя антиклиналь — Калинская — наиболее пологая. Западная антиклиналь образует извилистую линию, идущую от сел. Геродила через Балаханы, Раманы, Сабунчи, Сураханы до Зыхских солончаков на южном берегу Апшеронского полуострова. На последней антиклинали расположены все главнейшие нефтяные месторождения.

Восточная подзона есть область очень слабых дислокаций плиоценовых отложений. Она может служить продолжением двух северных подзон рассмотренной выше области Дибрар — Хидырзинде, но с более значительным погружением мезозоя.

Средняя подзона является продолжением главного, более сжатого пучка складок Дибрарской системы. Отличие прежде всего проявляется в постепенном погружении меловых ядер антиклиналей и в развитии более молодых третичных отложений, причем в ядрах антиклиналей здесь

выступает палеоген и миоцен. Для этого района особенно характерны диапировые структуры, объясняющиеся, прежде всего, большей жесткостью плиоцена по сравнению с легко сминаемым майкопом и миоценом. Густой пучок складок, выходящий из Северного Кабристана в направлении ЮЗ, разветвляется, расширяется и теряет свою правильность по мере приближения к Каспийскому морю. Складки разбиваются на цепи брахиантиклиналей и куполов и разнообразно изгибаются в плане. Однако складки имеют общую тенденцию приобретать более меридиональное направление. Чрезвычайно интересны конечные изгибы складок в районах ст. Пута и Бакинской бухты в виде почти замкнутых колец или дуг, обращенных выпуклостью к югу. Наиболее южная антиклиналь рассматриваемого пучка переходит в дугообразные линии Утагли и Тоургай, обращенные выпуклостями на северо-запад.

Общее расположение антиклинальных линий Кабристана и Апшерона ясно обрисовывает примыкание их к выступу Куринской зоны с севера и с запада. Все это указывает на то, что зона накопления геосинклинальных осадков Большого Кавказа также изменяет здесь свое северо-западное — юго-восточное направление на близкое к меридиональному и, повидимому, уходит в южную часть Каспийского моря и частично в северный Иран. Цепь Эльбурса по своим фациям и тектонике имеет много общего с Большим Кавказом (см., например, А. М. Овчинников, *623*).

Южная подзона рассматриваемой области — Южный Кабристан и Сальянская степь — опять имеет более простые тектонические структуры. Характерны крупные разрывы, идущие параллельно восточному ограничению Куринской зоны. Вдоль Алятского и Пирсагатского разрывов располагаются грязевые вулканы.

* * *

Итак, складчатая система Большого Кавказа обнаруживает наибольшие тектонические напряжения в зоне южного склона. На юго-восточном окончании хребта, уже в области горы Дибрар, эта зона суживается, складчатость погружается и ослабевает. В Кабристанско-Апшеронской области при дальнейшем погружении и изгибе к югу складчатая зона теряет свою правильность и получает ряд характерных особенностей: разветвление и извилистость складок, куполовидность, диапировые структуры, грязевые вулканы и нефтеносность.

Следует иметь в виду, что пологой складчатости в областях развития верхнего плиоцена могут соответствовать на глубине более сложные структуры в более древних отложениях как в связи с развитием диапиризма, так и в силу трансгрессивного перекрывания верхнеплиоценовыми свитами складок, образовавшихся в мио-плиоценовые фазы. Однако, повидимому, имеет место и общее ослабление тектонических напряжений на юго-восточном окончании Большого Кавказа, отчасти связанное с изменением направления всей геосинклинальной зоны.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

Для решения вопроса о том — в какие моменты геологической истории Кавказа сформировались те тектонические структуры, которые мы проследили в разных частях Главного хребта, необходимо выйти далеко за пределы описанных зон. В самом деле, обширные области, сложенные,

например, юрскими сланцевыми толщами, почти не дают материала для решения вопроса о том — сформировалось ли их тектоническое строение в течение мезозоя, в третичную эпоху или даже в четвертичное время, и только появление галек юрских пород в определенных горизонтах осадочной серии Куринской зоны позволяет наметить решение этого вопроса. Поэтому далеко не все тектонические фазы можно считать прочно установленными, и тем более трудно бывает выяснить пределы распространения движений и их характер.

Внедрение гранитов Главного хребта в толщу докембрийских кристаллических сланцев произошло частью в докембрийское время, частью во время каледонского цикла орогенических движений. Результатом варисского цикла явились сложная тектоника и метаморфизм палеозойских (девонских и каменноугольных) отложений, кое-где выступающих на южном склоне Главного хребта.

Древнекиммерийская орогеническая фаза, начинающая собой мезозойский цикл орогенических движений, охватила всю область Кавказа. За ней следовал продолжительный период размывания, так как отложения верхов нижнего лейаса трансгрессивно перекрывают все более древние свиты — докембрия, палеозоя и триаса.

Донецкая фаза между средним в верхним лейасом проявилась, повидимому, зарождением складчатых структур в Главном хребте и динамометаморфическим уплотнением сланцевых отложений нижнего и среднего лейаса. Вулканическая деятельность проявлялась в течение всего промежутка времени между древнекиммерийской и донецкой фазами и оставила свои следы в виде кератофировых эффузий в нижнем лейасе и порфиритовых излияний и туфов в среднем лейасе.

Значительно более сильные складкообразовательные движения происходили в предкелловейскую (или адыгейскую) фазу. Келловейские отложения на Северном Кавказе трансгрессивно перекрывают образовавшиеся перед этим крутые складки глинистых сланцев нижней и средней юры. На пересечении Главного хребта вдоль Военно-Грузинской дороги к этому моменту был сформирован сложный веерообразный антиклинорий с осью, проходящей через Дарьял и Касару на Ардоне. Эта структура была сравнительно мало изменена во время третичных фаз диастрофизма (вторичная складчатость, смятия, зоны милонитов, надвиги), но с севера и особенно с юга к ней были припаяны складки и надвиговые чешуи с перемещением масс с севера на юг. Имеются указания на то, что в предкелловейскую фазу подобная веерообразная структура образовалась и в Юго-Восточном Кавказе в зоне гор Тфан и Базар-дюзи.

Андийская фаза между кимериджем и титоном в средней части зоны южного склона выразилась слабыми движениями, в результате которых сформировались цепи скалистых островов. При их разрушении волнами образовались горизонты брекчий в титоне. Более сильные движения в эту фазу имели место на юго-восточном окончании Кавказа. Они местами повели к образованию угловых несогласий. Перед трансгрессией титона в таких участках были целиком размыты все отложения более глубоких ярусов верхней юры, а частично и средняя юра. Их остатки представлены в виде огромной толщи известняковых брекчий и конгломератов. Очень вероятно, что и в западной части южного склона андийские движения проявлялись с неменьшей силой, но мы не имеем там отложений моложе доггера. В западной же части Закавказской зоны угловые несогласия между титоном и более древними отложениями имеют широкое распространение.

Предсеноманские или внутрисеноманские движения австрийской фазы констатированы в районе горы Дибрар, где турон залегает с угловым несогласием на отложениях нижнего мела (З. А. Мишунина, *598*). Повидимому, эти движения были еще шире распространены в Закавказской зоне. Их отголоском являются грубообломочные фации сеномана во фронтальном поясе южного склона.

Субгерцинская фаза между нижним и верхним сеноном проявилась более определенно в самой фронтальной зоне. В Ананурско-Жинванском поясе и в Кахетинской подзоне маастрихтские конгломераты залегают с угловым несогласием на размытых отложениях турона, сеномана и нижнего мела. В области горы Дибрар соответствующих угловых несогласий нет, появляются лишь грубообломочные фации.

Ларамийские движения отмечаются во фронтальной зоне южного склона несогласным залеганием эоцена, начинающегося мощными конгломератами и брекчиями. В Кабристане отмечается перерыв внутри сумгаитской свиты и несогласное залегание верхней части этой свиты на более древних отложениях. Во всяком случае эта фаза здесь была выражена слабо.

Верхняя часть майкопской свиты, скорее всего относящаяся уже к нижнему миоцену, залегает в Кабристане несогласно, то на нижней песчаной толще (олигоцен?), то на более древних отложениях. В этом факте можно усмотреть косвенные проявления савской фазы.

Как видим, все рассмотренные фазы очень слабо проявлялись в самой области Главного хребта и, конечно, не могли сформировать тех сложных тектонических структур, которые там наблюдаются. О тектонических фазах конца третичного периода мы можем судить лишь по отложениям в области Закавказской депрессии, и только на юго-восточном погружении Главного хребта, на Апшероне и в Кабристане мы встречаемся с развитием наиболее молодых третичных отложений. На основании их изучения устанавливаются следующие моменты тектонических движений: штирийская фаза с последующей трансгрессией чокрака, предверхнесарматская, отмечаемая несогласным залеганием верхнего сармата (Кабристан), аттическая перед мэотисом, предпонтическая (Шемахинский район), восточно-кавказская — важнейшая фаза, которая имела проявления в течение всего века продуктивной толщи (между понтом и акчагылом), слабые проявления ронской фазы между акчагылом и апшероном (в Центральном Кабристане), более отчетливая валашская фаза (предбакинская), послебакинская фаза, деформирующая бакинские отложения, и, наконец, позднечетвертичные движения с образованием депрессий Алазанско-Агричайской, Мухранской и др.

В очень интересной статье «О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций» Н. Б. Вассоевич *(177)* называет, кроме перечисленных выше, еще ряд фаз, проявлявшихся в различных зонах Кавказа. Он отмечает также запутанность номенклатуры фаз и трудность параллелизации их с западно-европейскими. В настоящее время еще не вполне ясно, какие из фаз (для которых он предлагает много новых названий) вызвали угловые несогласия и какие отмечают лишь моменты трансгрессий.

В 1923 г. В. П. Ренгартеном было высказано предположение о том, что брекчии из юрских известняков и порфиритов, которые наблюдаются в маастрихтских и эоценовых отложениях в Душетском районе, возникли в результате верхнемеловых орогенических движений как обломочные мантии, сопровождавшие выдвинутые кордильеры островов *(698)*. Дальней-

шие наблюдения показали развитие подобных брекчий вдоль всего южного склона хребта и нахождение их в более древних и более молодых отложениях. Так, в Дибрарском районе они встречаются уже начиная с неокома. Отсюда можно вывести заключение, что подобные кордильеры возникали в области Закавказской зоны вдоль всей геосинклинали Большого Кавказа. Вплоть до миоцена в отложениях фронтальной зоны преобладают обломочные материалы, приносившиеся с юга. Начиная с сармата появляются конгломераты из галек пород Главного хребта, но не самого южного аллохтона, а более северных покровов. Из этого можно вывести заключение, что уже в савскую или штирийскую фазу на месте Кавказа выдвинулись складчатые элементы и притом сперва центральные, а потом более краевые. В аттическую фазу эти движения усиливаются настолько, что Кавказ превращается в высокую горную цепь, продукты размывания которой отлагались на периферии в виде мощной мантии галечных отложений. Здесь, на окраине Куринской зоны, образуется депрессия, в которой накапливаются осадки до 2500 *м* мощностью. Во время восточно-кавказской фазы происходят наиболее крупные надвиги, причем на этот раз первыми выдвигаются чешуи и покровы кахетинских фаций, за ними следуют надвиги Чиаурского покрова и, наконец, обширный шарриаж Чинчвельтского покрова, перекрывший ранее образовавшийся Ильдоканский разрыв. В последующих отложениях акчагыла и апшерона появляются гальки всех аллохтонов с преобладанием пород, свойственных кахетинским покровам. В валашскую фазу образуется Алазанско-Агричайская продольная депрессия, антиклиналь Кахетинского хребта и ряд надвигов еще южнее. Все эти деформации в области Куринской зоны были скорее всего вызваны новыми подвижками крупных чешуй в зоне южного склона Главного хребта. По мнению Л. А. Варданянца *(149)*, по разлому вдоль левобережья р. Алазани происходили еще подвижки и в более поздние моменты четвертичного периода.

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

В настоящий тектонический обзор, охватывающий не только Западное Закавказье, но и некоторую часть Восточного Закавказья в области Триалетского хребта, входят четыре основные крупные зоны данной части Закавказья, а именно: 1) южный склон Главного Кавказского хребта от Абхазии до Юго-Осетии, 2) Рионская кристаллическая плита, теоретически предполагаемая под всей низменностью Колхиды и явная на Сурамском водораздельном плато, 3) широтная система Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов от Черного моря и окрестностей Батуми до Тбилиси и, наконец, 4) ограничивающее ее с юга непрерывное послетретичное лавовое нагорье. Под последним проходит четвертая южная зона — Сомхетская плита [1].

[1] Тектонические зоны, выделяемые Б. Ф. Мефертом в настоящем очерке, не совсем совпадают по своему объему с теми зонами, которые были установлены В. П. Ренгартеном *(703, 710, 992)* и которые положены в основу распределения всего материала в настоящем томе. Об этом подробнее сказано в общем обзоре тектоники. Здесь необходимо только отметить, что в «зоне южного склона Главного хребта» в понимании Б. Ф. Мефферта, как это видно из дальнейшего изложения, может быть выделена узкая сланцевая полоса, отвечающая понятию «подзоны южного склона» В. П. Ренгартена. Остальная же южная часть зоны включалась В. П. Ренгартеном в его более широкое понятие «Рионской плиты». Для увязки зон Б. Ф. Мефферта с теми, которые приняты в других очерках настоящего тома, отметим, что «зона южного склона Главного

Эти главные зоны Западного Закавказья сильно отличаются друг от друга не только по возрасту и фациям слагающих их образований, но также существенно и по истории орогенических движений. Несомненно, их можно считать главными тектоническими зонами, могущими подразделяться еще более детально.

Большая противоположность указанных главных зон во всех чертах геологического строения позволяет считать, что система Кавказского хребта на юге ограничивается его южным склоном, хребты же Аджаро-Имеретинский и Триалетский, не вполне правильно именуемые Малым Кавказом, скорее принадлежат к системе Армянского нагорья и Малой Азии, как и южная Сомхетская плита. Подчеркивая особое значение в геологии этой части Закавказья этих главных зон, следует рассмотреть все основные особенности их геологического построения. Они существенно различаются по своей роли в процессах орогенезиса Закавказья, и среди них крупнейшим фактором тектоники является Рионская кристаллическая плита. Весьма краткий обзор положения и тектонического значения главных древнейших кристаллических оснований в системе Кавказа и Закавказья является необходимым при рассмотрении тектоники западной области Закавказья.

В системе Главного Кавказского хребта выделяется в области западного Кавказа древнейший кристаллический субстрат гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, являющийся докембрийским основанием всех последующих осадочных образований северного склона Кавказского хребта. Поскольку далее на север в области Предкавказской равнины мыслится подземное кристаллическое основание, несомненно составляющее продолжение Южно-Русской кристаллической плиты, нет причин не признавать кристаллический субстрат центральной части Западного Кавказа за южный выступ Русской кристаллической платформы, тектонически выдвинутый в процессе альпийского орогенезиса. С этой точки зрения северный склон Кавказского хребта, несмотря на крупное различие в фациях осадков, может пониматься тектонически как самый южный край Русской платформы. Здесь это не может рассматриваться подробно.

Кристаллический выступ центральной части Западного Кавказа налегает на громадный комплекс мезозойских и третичных осадков южного склона Кавказского хребта, область которых от Черного моря до Сурамского водораздела явно составляет особую зону стратиграфическую, фациальную и тектоническую. Тектоника этой части южного склона Кавказского хребта находится в зависимости от воздействия северной кристаллической плиты главного водораздела Кавказского хребта и более южной Рионской кристаллической плиты. Выделение и подразделение этой зоны южного склона более подробно рассматриваются ниже.

Рионская кристаллическая плита Западного Закавказья представляет громадный фактор его дислокаций. С севера на нее надвигаются и опрокидываются складки осадков южного склона Кавказского хребта, а с юга с большой интенсивностью надвинуты в противоположном направлении (с юга на север) складки Аджаро-Имеретинского хребта. Сопротивление

Кавказского хребта» или «зона эпиконтинентальных осадков южного склона», описываемая Б. Ф. Меффертом, соответствует Абхазско-Рачинской подзоне В. П. Ренгартена, «зона Рионской плиты» соответствует Рионско-Дзирульской подзоне и «зона Сомхетской плиты» представляет собой западную часть Сомхетско-Азербайджанской подзоны. Вопросы, связанные с понятиями «плита», «кристаллическая плита», «кристаллическое основание» и с их ролью в тектогенезе Закавказья, рассматриваются в «Общем очерке тектоники». (*Ред.*)

этой кристаллической плиты, покрытой также другими фациями осадков, обусловливает встречные дислокации.

Южнее система Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов также представляет совершенно особую фацию палеогеновых и верхнемеловых отложений большой тектонической сложности. Эта система простирается на 300 *км* через все Западное Закавказье от Батуми до Тбилиси и как пластичная зона осадков расположена между северной Рионской кристаллической плитой и южной Сомхетской кристаллической плитой. Таким образом выделение всех четырех указанных зон в Западном Закавказье имеет все геотектонические основания.

Дальнейший обзор тектоники расположен по указанным главным зонам.

ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА (s. lato)

Границами описываемой зоны являются на севере — водораздел Главного Кавказского хребта, на северо-западе — граница Абхазии, с запада — побережье Черного моря и с юга — долина р. Рион и плато Сурамского водораздела. На востоке условная граница проходит между Верхней Рачей и Юго-Осетией.

Стратиграфически южный склон образован юрскими, меловыми и третичными отложениями. В основном тектоническом построении южного склона выделяются громадная синклиналь Мингрелии, Лечхумо-Рачинская синклиналь по среднему течению р. Рион и южное обширное Окрибское антиклинальное поднятие. При более подробном обзоре тектоника всей этой области южного склона Кавказского хребта представляется очень сложной и в основе подчинена тенденции сжатия и передвигания складок в южном направлении. Иначе, вся складчатая область южного склона Главного Кавказского хребта была подвергнута основным тектоническим напряжениям со стороны кристаллической плиты Центрального Кавказа на севере и Рионской кристаллической плиты на юге. Складчатая область южного склона Кавказского хребта в его западной половине и выражает основную систему альпийской складчатости Кавказа.

Налегающий на эту складчатую систему кристаллический массив Западного Кавказа явно значительно приподнят над южным кристаллическим основанием Западного Закавказья — Рионской плитой. Эти общие тектонические положения можно считать руководящими при дальнейшем обзоре тектоники Западного Закавказья.

В общем обозначении последовательное распределение осадочных комплексов на южном склоне следует в направлении с севера на юг. Юрские и в наибольшей мере лейасовые отложения занимают обширную область южного склона, прилегающую к главному водоразделу Кавказского хребта в высокогорной Абхазии и во всей Сванетии. Более южный пояс образует вулканогенная фация доггера и еще южнее восходящий комплекс меловых и третичных отложений. Основную тектоническую депрессию южного склона, обозначенную меловыми и третичными осадками, составляет Мингрельская синклиналь и по тому же прогибу на восток — Лечхумо-Рачинская синклиналь. Более южный антиклинальный перегиб по своей южной периферии прилегает к Рионской кристаллической плите. Этим кратко и схематически выражаются основные тектонические изгибы южного склона.

Громадное развитие нижнеюрской толщи в Сванетии и крайнее сужение этой полосы в Верхней Абхазии в связи с другими основаниями указывают

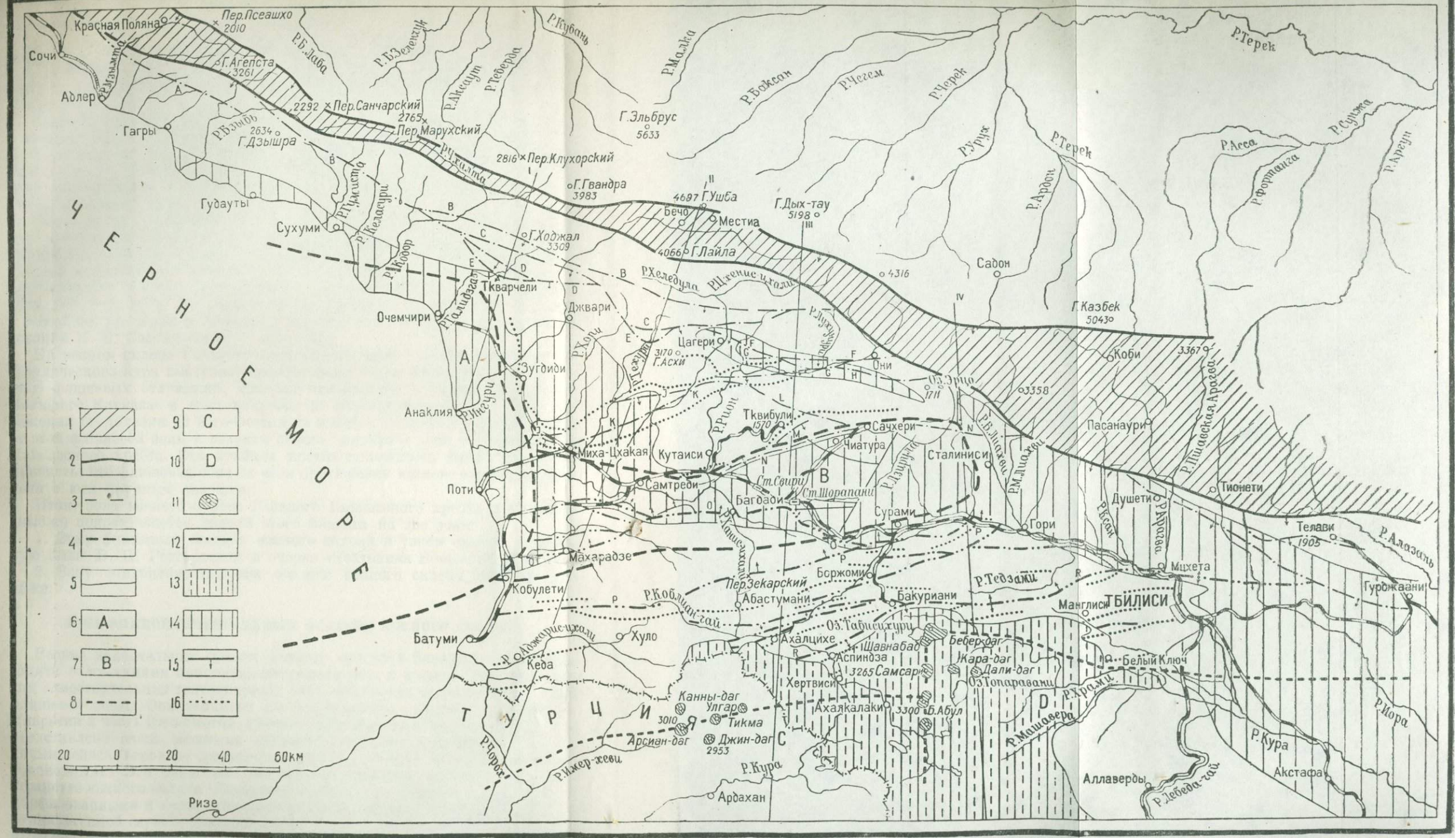
на тектоническое перекрытие юры кристаллическим массивом Центрального Кавказа. Южный склон Главного Кавказского хребта, тектонически построенный синклинально, представляет, следовательно, область тектонического погружения под громадный надвиг с севера на юг кристаллического ядра Западного Кавказа. Это означает, что северный склон Кавказского хребта, как край Русской платформы, надвинут на область южного склона в Западном Закавказье, причем последняя отвечает главной зоне альпийской складчатости Кавказа между двумя упомянутыми кристаллическими основаниями.

Вследствие вышеизложенных оснований наиболее интенсивные дислокации наблюдаются в области развития юры высокогорной части всего Западного Закавказья. В связи с основными типами тектоники, характеризуемыми ниже, выражены многочисленные продольные разрывы, отвечающие тенденции передвигания складок в южном направлении. Последнее является следствием основного взаимоотношения тектонически активных кристаллических плит Центрального Кавказа на севере и Рионской — на юге. Краткий обзор форм тектоники сделан в направлении от Абхазии через Западную Грузию.

Вся характеристика и обоснование тектоники Западного Закавказья преимущественно принадлежат исследованиям последнего времени. Весьма давние (1858) исследования Г. В. Абиха *(889, 899)* очень мало касаются тектоники Западного Закавказья. В работе Э. Фавра (1875) очень правильно были указаны *(953)* некоторые существенные элементы тектоники (в Имеретии и Лечхуме). Общие тектонические указания содержатся в работах С. Симоновича и А. Сорокина *(76, 743, 745, 750, 754, 755, 778)*. Этими схематическими исследованиями уже были отмечены Мингрельская тектоническая депрессия, Лечхумо-Рачинская синклиналь и Окрибское антиклинальное поднятие, однако геологическая карта Западного Закавказья того времени (1887) *(755)* по совершенной неразработанности стратиграфии представляла и мало данных для выводов по тектонике. Э. Фурнье в 1896 г. предложил геологическую карту и общий очерк тектоники Западного Кавказа *(954)* вообще с недостаточными обоснованиями, которые в настоящее время и не могут быть приняты. Однако Э. Фурнье принадлежит первое указание, что складки южного склона Главного Кавказского и Аджаро-Имеретинского хребтов опрокидываются во встречном направлении на Сурамский (Месхийский) кристаллический массив. В трудах Ф. Освальда *(627, 979)* приведены многие глубокие соображения по тектонике Кавказа, Закавказья, Армянского нагорья и Малой Азии, требующие, однако, значительных изменений на основании современных геологических исследований.

Последний 20-летний период дает наибольшие данные по тектонике Кавказа и в частности Западного Закавказья. В данном случае останавливаемся пока на исследованиях, относящихся к южному склону Кавказского хребта.

Для большей части Абхазии немногие данные по тектонике содержатся в работах А. Сорокина *(778)* и Л. К. Конюшевского *(423)*. Современный очерк тектоники Западной Абхазии в бассейне р. Мзымты устанавливается благодаря исследованиям В. Н. Робинсона *(714)*, далее к юго-востоку тектонические данные последнего времени содержатся в неопубликованных работах П. И. Желтова, С. И. Ильина и В. В. Мокринского. В Сухумском районе исследования М. С. Швецова *(861)* и А. Л. Козлова *(403)* преимущественно касаются третичных и верхнемеловых осадков и не относятся к Высокогорной Абхазии. Позднейшие тектонические данные для района


ЧЕРНОЕ МОРЕ
ТУРЦИЯ
Сочи
Красная Поляна
Пер.Псеашхо
2010
Г.Агепста
3261
Адлер
Гагры
Р.Мзымта
Р.Б.Лаба
Р.Б.Зеленчук
Р.Джегут
Р.Теберда
Р.Кубань
Р.Малка
Р.Баксан
Р.Чегем
Р.Черек
Р.Терек
Р.Сунжа
Р.Асса
Р.Фортанга
Р.Аргун
Г.Эльбрус
5633
Г.Дых-тау
5198
Г.Ушба
4697
Г.Гвандра
3983
Г.Лайла
4066
Г.Ходжал
3309
Г.Казбек
5043
Пер.Санчарский
2765
Пер.Марухский
2816
Пер.Клухорский
2292
Г.Дзышра
2634
Р.Бзыбь
Р.Мачара
Р.Келасури
Р.Кодор
Р.Гумиста
Р.Хеледула
Р.Ингури
Р.Хоби
Р.Цхенис-цкали
Р.Рион
Р.Квирила
Р.Лиахви
Р.Б.Лиахви
Р.М.Лиахви
Р.Паравани
Р.Храми
Р.Иора
Р.Кура
Р.Ажарис-цкали
Р.Чорох
Р.Ижер-хеви
Р.Дебеда-чай
Сухуми
Гудауты
Очемчири
Ткварчели
Джвари
Цагери
Зугдиди
Анаклия
Поти
Миха-Цхакая
Кутаиси
Самтреди
Багдади
Махарадзе
Кобулети
Батуми
Хуло
Кеда
Ризе
Ардахан
Ахалцихе
Аспиндза
Хертвиси
Ахалкалаки
Канны-даг
Улгар
Тикма
Арсиан-даг
Джин-даг
2953
Тквибули
1570
Чиатура
Сачхери
Они
Эрцо
1711
Коби
3367
Садон
4316
Пасанаури
Сталинири
Сурами
Гори
Душети
Тионети
Телави
1905
Мцхета
Гурджаани
Манглиси
ТБИЛИСИ
Боржоми
Бакуриани
Абастумани
Перзекарский
Р.Тедзами
Оз.Табисхури
Шавнабад
Бебердаг
Кара-даг
Дали-даг
Оз.Топаравани
Белый Ключ
Самсар
3265
Б.Абул
3300
Аллаверды
Акстафа
Р.Машавера
Р.Кура
Р.Храми
Р.Иора
Р.Алазань
Р.Арагва
Р.Куры
Р.Ксан
Р.Лехура
Р.Цхенис-цкали
Р.Хоби
Р.Хеледула
Р.Ингури
Р.Мачара
Р.Келасури
Р.Гумиста
Р.Бзыбь
Р.Мзымта
Р.Ажарис-цкали
Р.Чорох
Р.Ижер-хеви
Р.Дебеда-чай
Р.Храми
Р.Иора
Р.Кура
Р.Алазань
Р.Арагва

между рр. Кодор и Ингур приводятся в работах С. И. Ильина, и А. Г. Эберзина *(343, 344)* и для большой области Ткварчельского угленосного района и горной группы Ходжала — в исследованиях В. В. Мокринского *(607)*.

Современные тектонические данные для района от р. Ингур к востоку, в областях Мингрелии, Имеретии, Лечхума и Рачи, излагаются в работах Б. Ф. Мефферта *(556, 557, 559, 561, 562, 569, 571)* и для области Верхней Рачи — И. Г. Кузнецова (*454, 455, 457*). В исследованиях И. Г. Кузнецова разъясняется тектоника области верховьев рр. Цхенис-цхали и Риона и смежной части Юго-Осетии.

Совокупность указанных исследований последних десятилетий позволяет наметить основную тектоническую схему южного склона в Западном Закавказье, которая выражена на прилагаемой карте (рис. 32). На последней для более восточной области, в бассейне р. Арагвы, использованы тектонические выводы значительных исследований В. П. Ренгартена *(699, 703, 710, 992)*. На южном склоне Главного Кавказского хребта и в бассейнах рр. Иоры и Алазани в Кахетии использованы данные исследований Н. Б. Вассоевича *(161, 167, 168)*.

На южном склоне Главного Кавказского хребта из-под надвига кристаллического ядра выступает сравнительно узкая зона сланцевых и частью флишевых отложений, которая описывается в очерке «Тектоника Большого Кавказа» и здесь подробно не рассматривается. На всем протяжении от Абхазии до Юго-Осетии не имеется никаких следов перехода от этой флишевой зоны к осадкам лейаса, доггера и мела южного склона Кавказского хребта. Эта крайняя противоположность фаций позволяет признать, что флишевая зона на всем протяжении южного склона ограничена с юга крупным надвигом.

Итак, зона южного склона Главного Кавказского хребта (в широком смысле) подразделяется линией этого надвига на две зоны:

1. Зону флишевых осадков южного склона в узком смысле, описанную выше В. П. Ренгартеном в очерке «Тектоника Большого Кавказа».
2. Зону эпиконтинентальных осадков южного склона, описываемую ниже.

ЗОНА ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ЮЖНОГО СКЛОНА[1]

Весьма значительная область южного склона в Западном Закавказье занята отложениями эпиконтинентального типа и должна быть выделена как самостоятельная тектоническая зона, отдельная от упомянутой выше флишевой зоны. Она занимает все пространство Абхазии, Мингрелии, Имеретии и часть Юго-Осетии. Стратиграфически нижняя толща этой зоны представлена очень мощными песчано-глинистыми сланцевыми отложениями лейаса (вероятно среднего и верхнего), вообще относительно неглубоководными. Эти лейасовые отложения, развитые на громадном пространстве южного склона в Западном Закавказье, вовсе не являются метаморфизованными и выше, повидимому, всюду согласно сменяются мощной вулканогенной серией, принадлежащей, по немногим фаунистическим данным *(455, 571)*, частью к верхнему лейасу и в наибольшей мере — к байосу. Региональное развитие этой вулканогенной толщи также весьма велико в рассматриваемых областях южного склона. Она занимает значительную часть Центральной Абхазии между рр. Мзымтой и Кодором, развита восточ-

[1] Соответствует Абхазско-Рачинской подзоне В. П. Ренгартена.

нее в Панавском хребте и в бассейне р. Галидзги (Ткварчельский район), переходит широкой полосой ущелье р. Ингур и занимает значительную часть бассейна верховьев рр. Хопи и Техури. Восточнее, в высокогорной Мингрелии, данная вулканогенная серия слагает высокие скалистые массивы Тобаварчхи, Цыкур, Цалаг, Сазамтра и Сакерия, простирается к верхнему Риону (между Цеси и Сори) и еще восточнее от р. Рион — в область р. Джоджоры и Юго-Осетии, слагая массив Сырх-Либерта. Кроме того, вулканогенная серия занимает верховья р. Квирилы, распространяясь по северной периферии Дзирульского кристаллического массива, и выступает в сложных тектонических условиях в куполовидных поднятиях в Имеретии (от верхней Квирилы до р. Рион на западе), где слагает ядра антиклинальных выступов. Литологический состав вулканогенной серии выражается преимущественно кластическими вулканическими накоплениями — брекчиями, туфами, в некоторых местах покровами порфиритов и в верхней части серии туфопесчаниками и туфогенными сланцами, отмечающими переход от фазы вулканических накоплений к режиму морских осадков. Эти последние (песчаники и сланцы) образуют согласно вышележащую толщу батского яруса, которой подчинены угленосные накопления (районы Ткварчельский и Ткибульский). Развитие бата сравнительно с вулканогенной серией по тектоническим условиям значительно более ограниченное в разных частях Абхазии и Имеретии.

Осадки лейаса и доггера рассматриваемой тектонической зоны южного склона подверглись значительным дислокациям в течение андийской орогенической фазы. Тектонические формы, свойственные всему этому комплексу, отличаются во многих районах (менее в Абхазии и более в Имеретии) сжатыми круто наклонными складками. Опрокидывание их в южном направлении и разрывы, с этим связанные, приурочиваются к позднейшим орогеническим движениям. Рассмотрение этих главных разрывов приводится ниже. Андийской орогенической фазой обусловлены на южном склоне Западного Закавказья главные тектонические прогибы, в дальнейшем занятые комплексом меловых и третичных отложений.

Распространение верхнеюрских осадков в данной тектонической зоне южного склона также отличается особенностями. На значительном протяжении этой зоны, от области Верхней Квирилы на востоке и почти до р. Кодор в Абхазии на западе, послеандийский юрский субстрат несогласно перекрывается трансгрессивной красноцветной свитой, стратиграфически принадлежащей титону. Вследствие обширного развития титонской трансгрессии более древние верхнеюрские отложения, обнимающие келловей, оксфорд, лузитанский ярус и частью кимеридж, выступают только в Абхазии приблизительно на протяжении от р. Мзымты до р. Кодор, и с другой стороны на востоке рассматриваемой зоны в Верхней Раче. Стратиграфия их более точно установлена в Раче *(457, 458)* и пока схематически в Абхазии. На всем промежуточном протяжении южного склона эти верхнеюрские осадки закрыты или смыты титонской трансгрессией. Это указывает на поднятие всей этой области Восточной Абхазии, Мингрелии и Имеретии андийскими орогеническими движениями.

Тектонические депрессии, заложенные в андийскую орогеническую фазу и заполненные меловыми и третичными осадками, выражаются на южном склоне в Западном Закавказье основным синклинальным понижением, ориентированным вдоль Черноморского побережья от р. Мзымты до рр. Галидзги и Охуми. Дальнейшим продолжением депрессии является обширная, почти замкнутая Мингрельская синклиналь. Восточнее в Имеретии Окрибское антиклинальное поднятие отделяет в области р. Рион

(к северу) Лечхумо-Рачинскую меловую и третичную синклиналь, продолжающуюся частью в область Юго-Осетии. Самое южное тектоническое понижение в области южного склона уже связывается с выступающей частью Рионской кристаллической плиты.

Южное ограничение указанных синклинальных областей южного склона обозначается с одной стороны береговой линией Черного моря и по краю Рионской долины и Сурамского водораздела — значительными тектоническими контактами, кратко рассматриваемыми ниже.

Серия меловых осадков описываемой зоны южного склона обнимает толщу от низов неокома до верхов верхнего мела, непрерывное накопление которой нарушается орогеническими движениями в предсеноманское и в предтуронское время. За исключением резкого изменения фаций в сеномане и нижнем туроне (прибрежные обломочные накопления), почти вся толща мела данной зоны выражена в зоогенной карбонатной фации, развитие которой идет непрерывно и выше до верхнего эоцена. Подробности стратиграфии изложены в других главах настоящего тома.

Этот фациальный характер всей серии мела, также палеоцена и эоцена, представляет существенную особенность данной зоны, отличающую ее как от северной флишевой зоны южного склона, так и от смежных южных зон. В распространении фаций нижнего и верхнего мела от Абхазии до Юго-Осетии в отдельных ярусах наблюдаются некоторые отклонения от основного фациального типа. Так, известняки нижних ярусов неокома в Западной Абхазии, местами в Раче и на р. Джоджоре фациально и фаунистически несколько отличаются от неокомских известняков других областей южного склона. Ургонская фация баррема весьма типична для всей рассматриваемой зоны, но в Абхазии она не распространяется западнее р. Бзыби. Апт, альб и сеноман вообще характеризуются постоянством своих фаций, меняющихся в Западной Абхазии. Нижнетуронская свита Мтавари имеет развитие в ряде районов от Юго-Осетии до Южной Мингрелии и отсутствует во всей более западной области. Толща известняков турона и сенона фациально постоянна и не заключает перерывов; региональной является туронская трансгрессия.

Известняки палеоцена и эоцена и фораминиферовые мергели имеют довольно сложную стратиграфию в Абхазии и в Сухумском районе *(403, 861,862)*, где М. С. Швецовым допускается внутриэоценовый перерыв, что не разделяется А. Л. Козловым *(403)*. Известняковая фация палеогена непрерывна в областях Западной Грузии, и только в Верхней Раче И. Г. Кузнецовым констатировано трансгрессивное налегание эоцена на юрские осадки. Это явление, повидимому, имеет место и восточнее, в Юго-Осетии, и является следствием колебаний лярамийской фазы. Эта последняя устанавливается В. П. Ренгартеном *(699)* в Душетском районе и Н. Б. Вассоевичем *(167)* в Кахетии, а также на крайнем западе Абхазии и в Сочинском районе.

Олигоцен в фации глинистых осадков имеет повсеместное развитие во всей эпиконтинентальной зоне южного склона. Олигоценовая трансгрессия вовсе не фиксируется в Абхазии и очень мало в Мингрелии, но восточнее она выражается с большой отчетливостью (перекрывание мела и юры) и указывает на значительные предолигоценовые движения пиренейской фазы.

Неогеновые отложения данной зоны южного склона (стратиграфически охарактеризованные в других очерках) преимущественно представлены терригенными песчанистыми и глинистыми осадками (нередко с крупнообломочными накоплениями). Не касаясь частностей, следует отметить

региональное развитие среднемиоценовой (чокракской) трансгрессии. Области основных миоценовых депрессий, обусловленных движениями штирийской орогенической фазы, показаны на прилагаемой схеме (рис. 32). В область этих депрессий в чокракское время вошла и вся поверхностная часть Рионской кристаллической плиты (абрадированный чокракским морем платообразный Сурамский водораздел). После частных колебаний в сарматское время (Абхазия) региональными являются трансгрессии мэотиса и киммерийского яруса (Абхазия и частью Мингрелия), которым предшествовали орогенические фазы предмэотическая и особенно сильная по тектоническим проявлениям среднеплиоценовая (послепонтическая).

Из приведенного весьма сокращенного перечисления фаций, трансгрессий и орогенических движений в пределах данной эпиконтинентальной зоны южного склона видно, что в постепенном развитии тектонических форм выделяются следующие главные стадии. Дислокации лейаса и доггера (и частью верхней юры) в андийскую орогеническую фазу обусловили образование сжатых (соответственно фациальному типу) складок лейаса и также относительно интенсивных складок жесткой вулканогенной серии. В этой древней (андийской) тектонике южного склона выделяется срединное антиклинальное поднятие (Окриба — Верхняя Квирила), построенное в виде двойной антиклинали. Последующие орогенические движения в меловое и третичное время (от сеномана до миоцена включительно), усиливая несколько андийскую складчатость, обусловливали вышеуказанные трансгрессии, среди которых чокракская отличалась особенно обширным развитием. Расположение миоценовых депрессий отчетливо показывает, что наибольшее усложнение тектоники последовало в послемиоценовое время, иначе — в среднеплиоценовую орогеническую фазу. Эти плиоценовые тектонические формы являются характерными в структуре южного склона.

Формы тектоники в данном кратком изложении, конечно, не могут быть описаны с какой-либо степенью подробности для столь обширной и сложной области. Можно только отметить главные типы и основные черты этой плиоценовой тектоники. Иллюстрациями являются прилагаемые тектоническая схема (рис. 32) и тектонические разрезы (рис. 33—36).

Все плиоценовые формы тектоники данной зоны южного склона подчинены основной тектонической тенденции — сжатию, опрокидыванию и надвигу складок в направлении с севера на юг. Следствием этих движений является система крупных продольных разрывов, передвижения по которым подчинены тому же направлению. Эти разрывы вообще принадлежат к типам взбросов и надвигов круто и полого наклонных. На данной схеме они показаны различными пунктирными линиями и обозначены буквами.

Многие из этих разрывов имеют значительную амплитуду (от сотен метров до нескольких километров) и весьма большое протяжение, однако однозначность их не везде может быть точно доказана. Это особенно относится к области Верхней Мингрелии и всей Абхазии.

Что касается основных форм складчатости, то они должны быть отнесены к нормальному типу; это видно на приводимых разрезах. Резкое усиление складчатости и переход к опрокинутым (на юг) складкам преимущественно связаны с наиболее крупными разрывами и надвигами, что также частью отражено на разрезах. Это отчетливо подтверждается разрезом по р. Мзымте, по данным В. Н. Робинсона *(714)*, в бассейне р. Галидзги, по данным В. В. Мокринского и Б. Ф. Мефферта *(344, 607)*,

Рис. 33

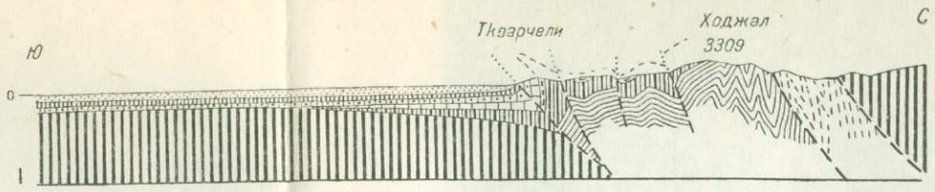


Рис. 34

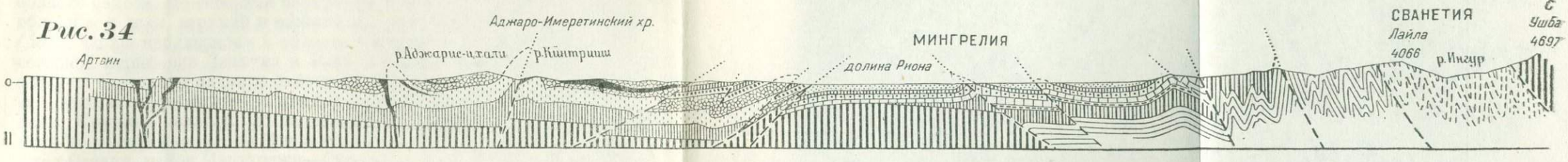


Рис. 35

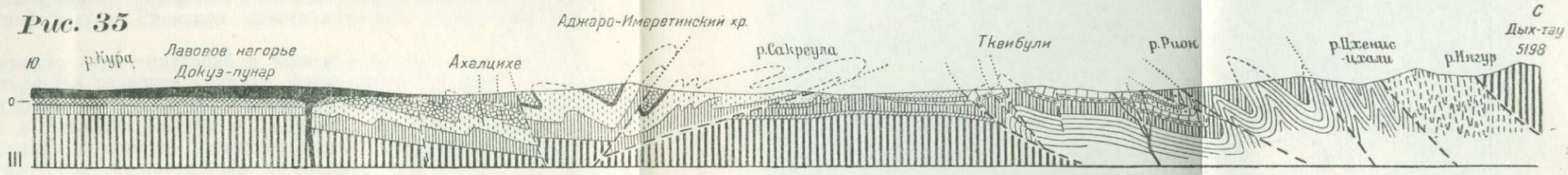
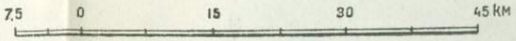


Рис. 36



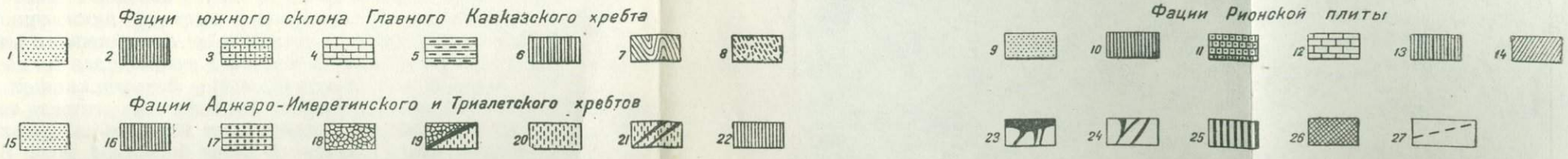


Рис. 33—36. Тектонические разрезы Западного Закавказья.

I. Фации южного склона Главного Кавказского хребта: *1* — неоген; *2* — палеоген; *3* — верхний мел; *4* — нижний мел; *5* — верхняя юра (титон, красноцветная свита); *6* — доггер; *7* — лейас; *8* — осадки флишевой зоны (палеозой-лейас-нижний мел).
II. Фации Рионской плиты: *9* — неоген; *10* — палеоген; *11* — верхний мел; *12* — нижний мел (альб, апт, верхний баррем); *13* — байос; *14* — лейас (средний).
III. Фации Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов: *15* — неоген; *16* — олигоцен; *17* — верхний эоцен; *18* — вулканогенная серия (средний эоцен); *19* — андезитовые покровы (средний эоцен); *20* — серия флиша (палеоцен-верхний мел); *21* — пластовые интрузии габбро; *22* — верхний мел (известняки); *23* — послестретичные лавовые излияния; *24* — интрузии и эффузивы базальтов; *25* — кристаллические плиты; *26* — плиоценовые базальты и туфы; *27* — разрывы и надвиги.

где (рис. 33) весьма опрокинутая на юг складка мела надвинута на мэотис. Продолжение к востоку крупных разрывов Ткварчельского района проявляется на р. Ингур выступом барремских известняков среди области байоса. По северной периферии Мингрелии, в бассейне р. Техури вблизи гор Асхи, верхний и нижний мел тектонически перекрыт байосом *(557)*. То же наблюдается в области Северного Лечхума *(559)*. По всей северной периферии Лечхума и Рачи, по данным Б. Ф. Мефферта (*559*), следуют повторные надвиги байоса на различные ярусы верхнего и нижнего мела и последних — на миоцен (сармат) Лечхумо-Рачинской синклинали. Крупные надвиги, по данным Б. Ф. Мефферта *(557)*, прослеживаются по южной периферии Мингрелии (кряжи Урта, Цайши, Хета, район Ахал-Сенаки, район Мантходжи—Сумача-хо на р. Цхенис-цхали и восточнее). О самой южной периферии в области тектонических контактов с поверхностной частью Рионской кристаллической плиты ниже сказано особо.

Совершенно гармонирующей с вышеизложенным особенностью тектоники является развитие крупных флексурных перегибов (или стулообразных складок). Подтверждением этому служит флексура, перешедшая в надвиг у Квезани (бассейн р. Галидзги, рис. 33), к северу (юра) и к югу (неоген) от которой развиты пологие тектонические формы. Громадная флексура, не доведенная до разрыва, наблюдается по всей Северной Мингрелии *(557)* и продолжается с крутыми разрывами от гор Асхи в областях Лечхума и Рачи *(559)*. Громадная пологая антиклиналь Мингрелии к югу сменяется опрокинутыми флексурами и разрывами *(557)*. При невозможности приведения подробностей тектоники приходится сослаться на литературные первоисточники.

Крупные флексуры в начальной стадии дислокации, переходящие в опрокинутые на юг складки и в конечной стадии в разрывы и надвиги к югу, представляют основной тип тектоники рассматриваемой зоны южного склона. Это отличается от тектонических представлений Э. Фурнье о развитии куполов в тектонике Западного Закавказья.

Тип флексур, опрокинутых складок и разрывов с надвигами, повидимому, в значительной степени определяется колебаниями кристаллического основания Рионской плиты, продолжающейся на громадной глубине под тектоническими формами южного склона. Ступенчатые опускания этой плиты являются основным фактором флексурных форм этой тектоники. В том же направлении действует в качестве тектонической причины давление кристаллической плиты Центрального Кавказа.

Следует отметить еще основные антиклинальные поднятия. В большей части Абхазии из-за малой тектонической изученности их трудно установить. В более восточной части Западной Грузии выделяется сложное Окрибское антиклинальное поднятие, распространенное от среднего Риона до Верхней Квирилы. Оно выражается двумя антиклиналями. Южная из них проходит от купола байоса Тквибульского района в направлении к ст. Рионҷ (купол неокома района Квахчири). Это самая южная антиклинальная складка, прилегающая к тектоническому контакту с поверхностной частью Рионской кристаллической плиты, где она и срезывается продольно-диагональным надвигом. Севернее в области ядра байоса, около Меквени на р. Рион наблюдается некоторый узел расходящихся антиклинальных ветвей, возникший при плиоценовом поднятии, отделившем Лечхумо-Рачинскую миоценовую синклиналь от крупной главной Мингрельской антиклинали. Отсюда в западном направлении по всей южной и западной периферии Мингрелии прослеживается крайне своеобразная

антиклинальная линия. По картам Лечхума и Мингрелии Б. Ф. Мефферта *(557, 559)* видно, что эта антиклинальная складка непрерывно прослеживается от Лечхума через Горди, Скурди, Абедати по Южной Мингрелии на кряж Урта. У Цайши эта антиклиналь (в ядре — слои альба) резко загибается на северо-запад и север (совершенно вопреки общему направлению складчатости Западной Грузии) и севернее (после перерыва в долине р. Ингур) продолжается в виде антиклинали Сатанджио северо-северо-западного простирания (в ядре — турон), установленной исследованиями С. И. Ильина *(343)*. Этот громадный дугообразный изгиб антиклинальной линии в Южной Мингрелии, доводящий простирание антиклинальной складки до меридионального направления и почти замыкающий на северо-западе всю Мингрельскую синклиналь, может быть объяснен только движением к северу некоторой части подземного кристаллического основания, что рассматривается ниже в схеме тектоники Рионской плиты.

Южное тектоническое ограничение рассматриваемой зоны южного склона наиболее отчетливо отмечено на протяжении от долины р. Рион до Верхней Квирилы. Здесь, по данным Б. Ф. Мефферта, прослежен непрерывный тектонический контакт складок южного склона с поверхностной частью Рионской кристаллической плиты. Выражается этот контакт крутыми и опрокинутыми на плиту флексурами (местами двукратными) и отчетливыми надвигами по южной окраине Тквибульского района и по северной периферии Чиатурского района. О величине тектонических перемещений в этих районах свидетельствуют надвиги юрских, нижне- и верхнемеловых отложений на осадки от верхнего мела (сенона) до миоцена.

На тектонической схеме видно, что описываемая тектоническая зона южного склона значительно суживается к Юго-Осетии и верховьям р. Большой Лиахвы, где она ограничивается с севера вышеупомянутой флишевой зоной южного склона и с юга поверхностным выступом Дзирульского кристаллического массива (Рионская плита).

ЗОНА РИОНСКОЙ ПЛИТЫ[1]

Понятие о Рионской плите как о срединном выступе кристаллического субстрата Западного Закавказья кратко дается уже в первоначальных исследованиях Г. Абиха. Э. Фурнье *(954)* дал правильное толкование, считая, что это кристаллическое основание разделяет две встречные системы дислокаций. Ф. Освальд *(627, 979)*, в соответствии с своими тектоническими представлениями о строении Закавказья и Армянского нагорья, понимал выступ Рионской плиты — Дзирульский (Месхийский) кристаллический массив как горст, выдвинутый между складками южного склона Главного Кавказского хребта и складками Малого Кавказа. Дальнейшее развитие представлений о Рионской кристаллической плите как о крупнейшем факторе тектоники Западного Закавказья принадлежит исследованиям позднейшего времени; главнейшие даные в этом отношении сосредоточены в работах Б. Ф. Мефферта *(556, 557, 559, 561, 562, 569, 671)*, общие же тектонические положения впервые выражены в статьях В. П. Ренгартена *(703, 710, 992)*.

Прежде всего надлежит указать поверхностные ограничения этой плиты и их характер. Современным гипсометрическим выступом этой плиты является Дзирульский кристаллический массив, преимущественно

[1] Соответствует Рионско-Дзирульской подзоне В. П. Ренгартена. (*Ред.*).

образованный докембрийскими кристаллическими породами с участием (по И. Г. Кузнецову) кембрийских осадков и с развитием позднейших интрузий. Этот массив занимает в большей мере бассейн р. Дзирулы и представляет относительно невысокое плато (Сурамский водораздел) между речными системами Риона и Куры. Это кристаллическое плато выровнено чокракской трансгрессией и в различных частях своей поверхности покрывается серией осадков, весьма отличных по своим фациям и еще более по стратиграфическим перерывам от примыкающей с севера зоны южного склона.

Наиболее древними трансгрессивными осадками на Дзирульском кристаллическом основании являются туффиты, кварцевые песчаники и красные мраморовидные известняки с фауной среднего лейаса. Эта фация и среднелейасовая трансгрессия вместе с вышеследующими перерывами составляют существенную особенность данной зоны Рионской плиты. Вышележащая вулканогенная серия байоса местами перекрывает морскую фацию среднего лейаса. Последний, как и байос, резко трансгрессивно перекрывается известняками верхнего баррема, подстилаемыми базальным конгломератом. Эта трансгрессия верхнего баррема (малой мощности) крайне характерна для данной зоны Рионской плиты тем, что резко отличается от полной, непрерывной и мощной серии неокома в смежной зоне южного склона. Вышележащие толщи апта и альба фациально почти одинаковы в обеих зонах. В сеномане и нижнем туроне также наблюдаются крупные различия. В зоне южного склона сеноманская толща в виде глауконитовых песчаников и вышележащих известняков сменяется своеобразными литотамниевыми микроконгломератами нижнетуронской свиты Мтавари. В поверхностной зоне Рионской плиты сеноман и нижний турон выражены мощной серией зоогенных известняков и песчаников. Верхний турон с типичной иноцерамовой фауной присутствует в одной весьма постоянной фации и в зоне южного склона, и в зоне Рионской плиты. Фация известняков сенона почти однотипна в обеих зонах. Эоценовые известняки с нуммулитовой фауной, развитые в зоне южного склона, вовсе отсутствуют в зоне Рионской плиты. Олигоцен в глинистой фации майкопской свиты универсально развит в обеих зонах, равно как и прибрежная фация чокракской трансгрессии, охватившей, как сказано, громадную область Западного Закавказья и непрерывно распространившейся через Сурамский водораздел в область Восточного Закавказья. Осадки плиоценовых трансгрессий уже весьма различны к западу и к востоку от Сурамского выступа Рионской кристаллической плиты.

Изложенная краткая схема фаций, перерывов и трансгрессий в восточной поверхностной части Рионской плиты свидетельствует о необходимости тектонического обособления некоторой зоны Рионской плиты уже на том основании, что тектонические колебания этой последней являлись совершенно не синхроничными с таковыми в области южного склона. Распространение понятия Рионской кристаллической плиты на всю область южного склона Западного Закавказья со включением всего Черноморского склона и части Горного Крыма (схема В. П. Ренгартена 1928 г.), *(703, 710)* представляется вряд ли основательным. Независимо от глубинного продолжения кристаллического субстрата Рионской плиты под всем южным склоном Западного Кавказа понятие о тектонической зоне Рионской плиты правильнее сузить, понимая под последней некоторую поверхностную часть этого кристаллического основания, которая характеризуется резко отличными фациями и тектоническими колебаниями и которая являлась непосредственным фактором дислокаций как на южном склоне

Главного Кавказского хребта, так и в области южнее расположенных хребтов — Аджаро-Имеретинского и Триалетского.

В этом более узком конкретном понимании тектонической зоны Рионской плиты ее ограничения, показанные на прилагаемой схеме, неизбежно являются несколько условными (рис. 32). За таковые во всей области от Сурамского водораздела до Черного моря приняты явные или предполагаемые контакты с плитой складок южного склона на севере и складок Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов на юге. Северная тектоническая граница этой зоны Рионской плиты представляется наиболее отчетливой, и, как выше упомянуто, отмечается флексурами и надвигами на всем протяжении от Верхней Квирилы до долины р. Рион южнее Кутаиси. В этой полосе в надвинутом с севера крыле складок южного склона присутствуют различные стратиграфические и тектонические элементы юрских и меловых осадков, а в смежной части плиты почти горизонтально залегают на кристаллическом массиве недислоцированные слои: в Чиатурском районе — верхнемеловые, олигоценовые (марганцеворудные) и миоценовые, в бассейне р. Дзусы верхний баррем, турон и чокрак залегают горизонтально непосредственно на гранитах. Это северное тектоническое ограничение поверхностной части Рионской плиты, весьма отчетливое между Верхней Квирилой и долиной р. Рион, западнее проводится предположительно через район опрокинутых на юг складок около Ахал-Сенаки *(557)*.

В восточном направлении поверхностная часть Рионской плиты погружается в бассейне р. Большой Лиахвы с условной границей. Южное ограничение Рионской кристаллической плиты является видимым на поверхности от Сурамского района до Зестафони; тектонически оно построено весьма сложно и выяснено в исследованиях Б. Ф. Мефферта. Можно только отметить, что местами взбросами и надвигами к кристаллической плите прижата сложная совокупность меловых и третичных (неогеновых) осадков, тектонически перекрытая надвигами с юга палеогеновой серии Аджаро-Имеретинского хребта. На кристаллической плите в этих районах наблюдаются фации и стратиграфические перерывы, не имеющие ни малейшего сходства с южной зоной Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Далее на запад до котловины Черного моря условное южное ограничение Рионской плиты проходит под громадными надвигами с юга на север складок Аджаро-Имеретинского хребта, т. е. поверхностная часть этой плиты значительно пододвинута к югу под складки названного хребта.

Выступающая на поверхности в области Сурамского водораздела Рионская кристаллическая плита западнее понижается до уровня долины р. Квирилы (чокрак на поверхности гранитного массива). Далее на запад до Черного моря Рионская плита явно погружается на глубину и теоретически должна занимать южную часть котловины Черного моря. Вся громадная Рионская долина и равнина Колхиды отвечают этому глубинному кристаллическому основанию.

В восточной части Рионской кристаллической плиты, выступающей на поверхности, констатированы разрывы этого кристаллического основания, а именно — в южной части Чиатурского района, по данным К. В. Маркова *(540)*, и широтные разрывы к югу от р. Дзирулы (данные Б. Ф. Мефферта), которыми среди байоса выдвинуты сегменты верхнебарремских известняков. В восточной части Дзирульского гранито-гнейсового массива, от ст. Харагоули на северо-восток к р. Дзируле, проходит значительный разрыв с поднятием восточной части относительно западной. Вследствие этого моноклинальное пологое крыло средней юры, нижнего

и верхнего мела вдоль указанного разрыва загибается до вертикального положения. Этот прогиб, названный в литературе (Э. Фурнье) синклиналью Лаше, однако, вовсе не является пликативной тектонической формой. В поверхностной части Рионской плиты, выступающей в Дзирульском массиве, вообще не имеется складчатости на поверхности кристаллического основания, и наклоны покрывающих осадочных толщ юры и мела представляют только моноклинальные падения поверхности кристаллического основания, явно разбитого разрывами на отдельные перемещенные участки. С указанным сбросом (ст. Харагоули — р. Дзирула) связаны значительные базальтовые излияния. По южной периферии Дзирульского кристаллического массива в разрывах и тектонических перемещениях участвуют и граниты.

Все эти кратко приводимые данные показывают, что поверхностная часть Рионской плиты разбита разрывами с перемещениями отдельных участков.

Западное гипотетическое продолжение Рионской кристаллической плиты уходит под уровень Черного моря. Имеются данные для предположения, что Рионская плита не представляет монолитного ненарушенного основания, а разбита на участки или глыбы, взаимно переместившиеся. В данной части Западного Закавказья весьма замечательна упомянутая выше громадная антиклинальная дуга Мингрелии, принимающая совершенно противоречащее основной складчатости, почти меридиональное простирание от Цайши к Сатанджио. Единственное тектоническое объяснение этого заключается в движении с юга на север участка Рионской кристаллической плиты, которое резко изменило направление складчатости. Вследствие этого следует допустить, что некоторая западная часть Рионской плиты тектонически отделена от более восточной части плиты, и можно предположить две тектонические глыбы общей Рионской плиты (*А* — Черноморская глыба, *В* — Рионская глыба). Северный контур Черноморской глыбы Рионской плиты, вероятно, значительно приближен к области Абхазии, что подтверждается флексурой и надвигом у Квезани (Ткварчели). Западнее эта условная граница поверхностной части Рионской плиты проходит, очевидно, южнее нормальных, относительно пологих складок Сухумского района.

Южный черноморский контур Рионской плиты явно проводится севернее Батуми, что вытекает из нижеприводимых данных. Понимая Рионскую плиту как срединный кристаллический выступ в Западном Закавказье, следует кратко отметить главнейшие вертикальные движения этого основания, фазы которых не совпадали с орогеническими движениями в зоне южного склона Кавказского хребта. Рионская плита (в ее восточной части) ко времени среднего лейаса была поднята, и вместо мощных сланцевых толщ лейаса южного склона на плите образовались маломощные, совершенно иные фации среднего лейаса. Вулканогенная фация байоса одинаково охватывает южный склон и плиту. Дальнейшее опускание данной зоны Рионской плиты совершилось только к верхнебарремскому веку. В эпохи апта, альба и части верхнего мела накопления осадков на южном склоне и на плите происходили синхронично. После турона развивается южная тектоническая (геосинклинальная) депрессия в зоне Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, и движения Рионской плиты в течение палеогена и неогена имеют особенно крупное значение в характеристике тектоники Западного Закавказья.

Поверхностная часть Рионской кристаллической плиты, покрытая недислоцированными осадками, в плиоценовую орогеническую фазу

явилась, как сказано, фактором взаимно противоположных встречных дислокаций в смежных северной (южный склон Кавказского хребта) и южной (Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты) зонах. Это особенно подчеркивает необходимость выделения Рионской плиты как отдельной тектонической зоны в области наиболее поверхностного ее выступа (рис. 32).

Как видно на представленной тектонической схеме, в восточном направлении Рионская плита погружается, и ее продолжению отвечает миоценовая депрессия в бассейнах рр. Лиахвы, Ксана, Арагвы и Иоры [1]. Последняя как аутохтонная зона уходит под тектонические покровы Кахетии и под надвиг флишевой зоны южного склона Кавказского хребта. В связи с направлением Триалетской тектонической системы, о которой сказано ниже, наиболее вероятно, что Рионская плита вовсе не продолжается в область восточной главной Куринской депрессии, и в этом смысле общей Рионско-Куринской плиты не существует [2]. Главная же Куринская депрессия Восточного Закавказья имеет своим подчиненным кристаллическим субстратом более южную Сомхетскую плиту.

ЗОНА АДЖАРО-ИМЕРЕТИНСКОГО И ТРИАЛЕТСКОГО ХРЕБТОВ

Эта зона является крупнейшим элементом в тектоническом построении Западного Закавказья. Фациально она крайне отлична от рассмотренных выше зон южного склона Кавказского хребта и Рионской плиты, и эта противоположность столь велика, что нет достаточных оснований относить зону названных хребтов к системе Кавказа, и правильнее, следуя идеям Ф. Освальда, считать ее принадлежащей к системе Армянского нагорья Малой Азии. Хребты Аджаро-Имеретинский и Триалетский, составляющие единую орографическую, стратиграфическую, фациальную и тектоническую систему, слагаются особыми фациями палеогена и верхнего мела, простираясь широтно через все Западное Закавказье от Черного моря и Аджаристана до района Тбилиси. Геологическое изучение этой зоны Аджаро-Имеретинского хребта и Триалет до последнего времени вовсе не производилось, и это обусловило крайне неправильные представления о строении и региональном положении системы этих хребтов. На тектонической карте Ф. Освальда *(627)* простирание складок Триалет (широтное) показано в направлении СВ—ЮЗ и связано со складками антитаврского направления, причем от Триалет вовсе отделены Аджаро-Имеретинский хребет и Аджария, составляющие с Триалетским хребтом одно целое *(564)*. В первоначальной (1926) тектонической схеме Кавказа В. П. Ренгартена *(703)* все Южное Закавказье обозначено как общая зона Малого Кавказа, что тектонически совершенно неопределенно, особенно при сложном разнообразии строения Южного Закавказья. В позднейшей (1928) тектонической характеристике складчатых областей Кавказа *(710)* В. П. Ренгартен отделил Триалеты от системы Аджаро-Имеретинского хребта, присоединив первый хребет к своей Азербайджанской плите, что представляет двойную неправильность [3]. Необоснован-

---

[1] Соответствует Карталинской подзоне В. П. Ренгартена.

[2] В общем обзоре тектоники и в очерке тектоники восточной части Закавказской зоны В. П. Ренгартен оспаривает эти заключения Б. Ф. Мефферта.

[3] В своем докладе «Основные черты геологии Закавказья» на Закавказской конференции в Академии наук в 1932 г. В. П. Ренгартен уже выделил в особую тектоническую зону Аджаро-Триалетскую складчатую систему. См. также *(234)* и В. П. Ренгартен «Общий очерк тектоники Кавказа» (Труды XVII сессии Международного геологического конгресса в СССР в 1937 г., том II, 1939). *(Ред.)*.

ные стратиграфические положения С. Симоновича и Э. Фурнье, присоединивших вулканогенную серию эоцена и палеоценовый флиш к олигоцену, также препятствовали правильным тектоническим представлениям. Тектоника зоны этих хребтов в данное время может быть охарактеризована на основании систематических исследований Б. Ф. Мефферта *(558, 560, 561, 563, 567)*[1].

Осадочная толща этих хребтов обнимает непрерывную серию осадков от верхнего мела до верхов олигоцена, мощностью минимально до 6 *км*, и слагается известняками литографского типа, принадлежащими к турону, выше — мощной флишевой серией, обнимающей верхний мел и палеоцен, над которой залегает крайне мощная вулканогенная серия среднего эоцена в составе туфов, брекчий и пластовых андезитовых покровов. Последняя непрерывно сменяется морской песчано-глинистой фацией верхнего эоцена в Ахалцихском районе и свитой биотитовых туфов и фораминиферовых слоев в Гурии. Непрерывно выше следует мощная серия всех отделов олигоцена, заканчивающаяся осадками олигоценовой регрессии. Все эти главные комплексы показаны на приведенных тектонических разрезах; более подробная характеристика их изложена в работах Б. Ф. Мефферта *(558, 561, 563, 567)*. Непрерывность накопления столь мощной серии в широтной зоне Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов указывает на образование в сеноманское время (?) по южной периферии поднятой Рионской плиты тектонической депрессии типа геосинклинали. Этим непрерывным в течение верхнего мела и всего палеогена опусканием глубинного кристаллического основания определяется южная граница Рионской плиты. Рассматриваемая широтная зона в восточной части Триалет (к востоку от Тбилиси) погружается под покров миоценовых и плиоценовых отложений левобережья долины р. Куры, и в своем широтном простирании эта зона Триалет, более вероятно, тектонически перекрывается флишевой зоной южного склона Восточного Кавказа; тем самым зона Триалет не имеет ничего общего с Азербайджанской плитой. Последнее еще более подтверждается крайним различием в дислокациях.

В западном направлении Аджаро-Имеретинский хребет занимает всю территорию Аджаристана, ограничиваясь с юга в области р. Чороха древними кристаллическими породами и гранитами района Артвина, отвечающими следующей южной кристаллической плите — Сомхетской. Простирание зоны Аджаро-Имеретинского хребта через Аджаристан переходит западнее в область Анатолийского побережья Черного моря в Турции (Понтийский хребет).

Первая фаза орогенических движений в зоне Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов отвечает нижнемиоценовому времени. Она сопровождается интрузиями кислой (сиениты) и основной (порфириты, диабазы, габбро, тешениты) магмы. Дислокациями нижнемиоценовой фазы зона Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов была поднята и явилась далее южной преградой распространения мио-плиоценовых бассейнов. Эти последние осадки, занимавшие всю область Рионской плиты, только окаймляют северную периферию названных хребтов; они накрывают палеоген этой зоны в Гурии и в окрестностях Тбилиси, выступая из-под

---

[1] См. также С. С. Кузнецов *(465, 466, 475—478)*, М. И. Варенцов, «Геологические исследования в Тифлисском и Мцхетском районах Грузинской ССР» (Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 85, 1936, 57 стр.), а также *(155, 157, 158, 159)*.

надвигов в долинах рр. Риона и Куры. В области Южного Закавказья морские мио-плиоценовые осадки отсутствуют.

Дальнейшие орогенические движения проявились в предмэотическую фазу в Гурии и наибольшей интенсивности достигли (как и на южном склоне Главного Кавказского хребта) в среднеплиоценовую (послепонтическую и предкиммерийскую) фазу. Нарастание складчатости завершилось крупнейшими разрывами и надвигами. В эту фазу складчатая зона Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов была поднята над Рионской кристаллической плитой, уже покрытой неогеновыми осадками (от чокрака до понта). Дислокация этой складчатой зоны происходит под воздействием главных кристаллических оснований — Сомхетской плиты на юге и Рионской плиты на севере. При этом двустороннем сжатии и возникла основная, близкая к веерообразной тектоническая структура данных хребтов, причем наиболее активное влияние оказала Рионская плита.

В сторону Сомхетской плиты складки показывают крутые южные крылья антиклиналей и в ряде мест опрокидывание в южном направлении (Ахалцихский район). В средней зоне названных хребтов преобладают пологие перегибы складок, и в сторону Рионской плиты резко выражены опрокидывание и переброс складок к северу. Надвиги при этом достигают весьма значительных величин. Перемещения по ним констатированы непрерывно по всей северной периферии Триалетского и Аджаро-Имеретинского хребтов. Они показывают, что на область Рионско-Куринской миоценовой депрессии передвинута с юга на север вся складчатая система названных хребтов и одновременно с юга вся эта система прижата к южной Сомхетской плите. Вследствие этого направления опрокидывания и надвигов складок противоположны в северной и южной областях этих хребтов. По южной периферии складки Аджаро-Имеретинского хребта и Триалет уходят под обширный лавовый покров общего высокого нагорья Докуз-Пунар, Ахалкалакского и Цалки.

Главный северный надвиг Аджаро-Имеретинского хребта прослеживается по южной границе Гурии, Рионской долины и Дзирульского кристаллического массива в сторону Сурамского перевала. Вся область Гурии есть система складок, выступающих из-под этого главного надвига и разбитых предшествовавшими разрывами. Кроме того, из-под надвинутой на север системы Аджаро-Имеретинского хребта по этой же периферии выступают в ряде районов от Гурии до Сурамского перевала тектонические сегменты или краевые участки Рионской плиты, оторванные от кристаллического основания, поднятые и передвинутые к северу. Эти участки слагаются мелом (с покровом миоцена) в фации Рионской плиты, и в этих разрывах участвуют и граниты Дзирульского массива. Естественно, что взбросы этих тектонических сегментов предшествовали главному надвигу хребта; этот надвиг в районе сел. Свири обладает почти горизонтальной поверхностью разрыва *(563)*.

Этот главный (северный) надвиг Аджаро-Имеретинского хребта в районе Сурамского перевала тектонически перекрывается следующим более южным надвигом, который проходит к западу в гребневой области Аджаро-Имеретинского хребта и через область Северного Аджаристана *(560, 563)*. К востоку в сторону Гори и до Дзегви на р. Куре этот надвиг опоясывает северную периферию Триалет, которые также надвинуты на миоценовую депрессию Горийского района.

От Дзегви к Мцхете и восточнее констатирован еще более южный громадный разрыв Триалетского хребта, отвечающий надвигу восточной

части Триалет на западную. В западном направлении данный триалетский надвиг проходит по северному склону Аджеванского хребта Триалетской системы и далее у подножья массивов Цхра-Цхаро и Кара-кая в сторону Аспиндза на Верхней Куре. В этой западной части направление перемещения складок Триалет изменяется на южное, что, вероятно, объясняется близостью поверхностной части Сомхетской кристаллической плиты. Более южные складчатые элементы Триалет уже закрываются послетретичными лавами Ахалкалакского нагорья.

Западнее, в области Южного Аджаристана, пока не удостоверено столь крупных тектонических перемещений, и по старым данным можно предполагать более слабое развитие складчатости, наложенной на кристаллический субстрат Сомхетской плиты, выступающий по р. Имер-хеви и в районе Артвина в пределах Турции. На прилагаемой схеме в системе Триалетского и Аджаро-Имеретинского хребтов показаны осевые линии более крупных антиклинальных складок; наиболее протяженной из них является Боржоми-Абастуманская антиклиналь, продолжающаяся западнее в Северном Аджаристане. Общая система крупнейших продольных разрывов в зоне данных хребтов ориентирована слабо диагонально к основному направлению складчатости, что может быть связано с неравномерным давлением с юга частей Сомхетской плиты.

Остается прибавить, что после главной по напряжениям среднеплиоценовой орогенической фазы более постумные орогенические движения продолжались в данной зоне до конца плиоцена, что учитывается только в Гурии (*338*). Показателем их в Аджаристане являются слабые дислокации нижнеплиоценовой континентальной годерской свиты.

ЗОНА СОМХЕТСКОЙ ПЛИТЫ

Этой зоны приходится коснуться только кратко и отрывочно, так как более полное рассмотрение ее тектонического значения требует характеристики геологии большой области Южного Закавказья. Имеющиеся данные позволяют предположить северный контур поверхностной части Сомхетской кристаллической плиты, как он показан на приводимой тектонической схеме. Видимыми основаниями для этого являются только выходы древних гранитов на верхнем течении р. Храми и кристаллических и метаморфических пород в Артвинском районе в Турции на западе. Почти вся область данной части Сомхетской плиты закрыта обширным послетретичным лавовым покровом с многочисленными вулканами.

На тектоническое значение древнего кристаллического основания Сомхетии впервые указал Ф. Освальд *(979)*. Кристаллический же массив на р. Чорохе в районе Артвина понимался Ф. Освальдом как расположенный к северу от складчатой системы Аджаристана, что в корне неправильно вследствие совершенного искажения основного простирания складчатости Триалет и Аджаро-Имеретинского хребта в тектонической схеме Ф. Освальда. В толковании Б. Ф. Мефферта, выходы древнего кристаллического основания на р. Храми и у Артвина принадлежат к одной кристаллической плите, которую, по приоритету Ф. Освальда, следует именовать Сомхетской. Прилагаемая тектоническая схема вполне подтверждает сказанное.

Восточный и западный выходы рассматриваемой кристаллической плиты принадлежат одному общему кристаллическому основанию, идущему по всей южной периферии складчатой системы Триалет и Аджаро-Имеретинского хребта. Сплошное развитие лавового покрова на всем

пространстве Сомхетской плиты в послетретичное время, при наличии в эту же эпоху глубокой эрозии северных хребтов Аджаро-Имеретинского и Триалетского, позволяет допустить, что на большей части Ахалкалакского лавового нагорья под лавовым покровом присутствует кристаллическая плита, а отнюдь не складчатая система тех же осадков, которые слагают хребты Аджаро-Имеретинский и Триалетский. В восточной части, в области низовьев рр. Храми и Алгета, аллювий и лавы совершенно закрывают все древнейшие образования. Возможно, что выходы верхнемеловых (сенонских) известняков (литографского типа) около Белого Ключа расположены почти у контакта с южной кристаллической плитой. Западнее, на лавовом плато Цалка, по данным Б. Ф. Мефферта, выходы верхнемеловых (туронских) известняков у сел. Котелия (Рехи) находятся вблизи самых северных вулканов района Табисцхурского озера (Бебер-даг, Тавкотели, Шавнабад). Северная граница Сомхетской плиты проведена к группе названных вулканов в предположении, что контактовая тектоническая зона между складчатой системой Триалет и кристаллической плитой связана с разломами, обусловившими восхождение магмы.

В области Южного Аджаристана и Турции северная граница Сомхетской плиты предположена от района Артвина к группе крупных вулканов Арсиан-даг, Тикма и Улгар; некоторые основания к этому даются последними исследованиями Б. Ф. Мефферта к северу от Арсиан-дага. Выходы палеогена в районе Хертвиси на Верхней Куре позволяют предположить тектоническую границу Сомхетской плиты южнее Хертвиси, а это уже обусловливает и направление в сторону вулкана Большой Абул. Поскольку эти предположения заслуживают внимания, возможно признать, что меридиональный ряд крупных вулканов, как Шавнабад, Самсар, Большой Абул и смежные, также отвечает краевой области Сомхетской плиты. Теоретические данные для этих предположений основываются на приуроченности центров вулканических излияний к зонам контактов новейших складчатых систем с древними кристаллическими основаниями.

Таким образом можно предположить некоторую меридиональную линию разлома Сомхетской кристаллической плиты, на которой и сосредоточена главная группа вулканов Ахалкалакского нагорья. Этот гипотетический меридиональный разлом обусловливает разделение широтной Сомхетской плиты на две тектонические глыбы: западную (*C*)—Аджарскую и восточную (*D*) — Сомхетскую. Следует вообще считать естественным, что крупнейшие кристаллические плиты Закавказья, простирающиеся приблизительно в широтном направлении, разбиты на отдельные крупные тектонические участки или глыбы, и подобные разломы могут быть поперечными и меридиональными. Существование разломов древнего кристаллического основания доказывается удостоверенными разрывами в области Дзирульского кристаллического массива (Рионская плита). Эти разломы кристаллических плит Закавказья вообще являются древними, и во всяком случае они образовались до фаз альпийской складчатости.

Разделение кристаллической плиты на глыбы обусловливает возможность их отдельного тектонического передвижения. Выше это указано для Черноморской глыбы Рионской плиты. Для Сомхетской плиты на приводимой тектонической схеме предполагается, что восточный (Сомхетский) участок выдвинут значительно к северу относительно западного (Аджарского). Эти движения частей Сомхетской плиты, очевидно, совершались и в послетретичное время, с чем и были связаны крайне интенсивные и мощные вулканические излияния.

Сомхетская кристаллическая плита, весьма еще мало изученная регионально, имеет, очевидно, простирание в восточном направлении. Не входя в рассмотрение тектоники Восточного Закавказья, можно только отметить, что восточное продолжение Сомхетской плиты охватывает часть Азербайджанской плиты схемы В. П. Ренгартена *(710)* к северу от оз. Севан и также, вероятно, распространяется в области восточной Куринской депрессии, проходя южнее складок Ширакской степи. Поэтому возможно считать, что отдельной, изолированной только в Восточном Закавказье Куринской плиты не существует, а имеется широтная кристаллическая зона, простирающаяся от Южной Аджарии под Ахалкалакским лавовым нагорьем в Сомхетию и далее в долину р. Куры в Восточном Закавказье, где границы этой зоны пока совершенно не определены[1]. Однако в задачи данного очерка не входит рассмотрение тектоники Восточного и Южного Закавказья.

Кристаллические плиты — Рионская и Сомхетская — являлись активными факторами дислокаций самой мощной плиоценовой орогенической фазы. Можно отметить, что в областях обеих плит с этой фазой связаны интрузии и эффузии базальтовой магмы, имеющие относительно ограниченное развитие.

В послетретичное время особенно выступает тектоническое значение Сомхетской плиты, движения которой следует считать основной причиной грандиозных вулканических излияний. Магмы этого вулканического комплекса — андезитовые, трахи-андезитовые, трахитовые и липаритовые.

Тектоническая активность Сомхетской плиты в современную эпоху выражается высокой сейсмичностью этой части Закавказья. Колебания Сомхетской плиты, отражающиеся в складчатых зонах к северу и к югу от нее, обусловили крупнейшие землетрясения, как ахалкалакское, горийское и ленинаканское. Следует считать, что ни Аджарская тектоническая глыба, ни вся Рионская плита не проявляют заметной современной тектонической активности, и преимущественно выделяется в этом отношении Сомхетская глыба.

* * *

В заключение данного весьма краткого обзора тектоники Западного Закавказья следует отметить, что по своей сложной региональной тектонике Западное Закавказье значительно отличается от Восточного и Южного Закавказья. Определяющими факторами тектоники являются древние кристаллические комплексы—Главного Кавказского хребта, Рионской и Сомхетской плит. Их движения, особенно значительные в плиоценовое время, обусловили складчатость промежуточных зон. Орогенические и эпейрогенические движения, представляя единый процесс, выразились в основном системами противоположных (встречного направления) дислокаций вследствие тектонического сближения трех указанных кристаллических зон. Интенсивность дислокаций и формы тектоники являются весьма различными. К югу от главного надвига кристаллического ядра Центрального Кавказа развита максимально сжатая пликативная зона. Южнее преобладает тип флексурной складчатости с надвигами к югу. В поверхностной зоне Рионской плиты вообще нет пликативных дислокаций. В зоне Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов тип тектоники веерообразный вследствие встречного давления смежных кристаллических плит — Рионской и Сомхетской. Эта тектоника, однако,

[1] Новые данные В. П. Ренгартена опровергают такую точку зрения (см. общий обзор тектоники Закавказья, особенно сноску на стр. 451). *(Ред.)*

асимметрична с надвигами и перебросами складок на Рионскую плиту и с прижиманием складок к Сомхетской плите.

Явно обособленными тектоническими зонами должны быть признаны: 1) зона кристаллической плиты Главного Кавказского хребта, 2) флишевая зона южного склона Кавказского хребта, 3) зона эпиконтинентальных осадков южного склона Западного Закавказья, 4) Рионская плита, 5) зона Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, 6) Сомхетская плита [1].

Выше было указано, что зона эпиконтинентальных отложений южного склона, зона Рионской плиты и зона Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, простираясь в восточном направлении, совершенно перекрываются флишевой зоной южного склона Кавказского хребта и не имеют никакого продолжения в Восточном Закавказье. Таким образом данная область Западного Закавказья как бы погружается под надвиг Восточного Кавказа [2].

Большая совокупность разрывов и надвигов в Западном Закавказье при указанной основной его тектонике предполагает известную последовательность и в течение плиоценовой орогенической фазы. Основанием для установления хронологической последовательности этих главных надвигов во всех зонах является допущение, что в краевых областях кристаллических плит смежные с ними складки надвинуты на плиты раньше, а более отдаленные — позднее, т. е. плиты являлись ядрами последовательного нарастания складчатости, в соответствии с чем последовательно развивались и надвиги.

В тектоническом отношении вся область Западного Закавказья при большой сложности и разнообразии тектоники дает значительные основания для построения тектоники всей Кавказской системы.

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАКАВКАЗСКОЙ ПОЛОГОСКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Выделение Закавказской пологоскладчатой зоны между горной системой Большого Кавказа и складчатой зоной Армении намечалось В. П. Ренгартеном в ряде работ *(703, 710, 992, 993)*, начиная с 1926 г. Предполагалось существование Куринской и Азербайджанской «жестких плит». Подобная же промежуточная масса между двумя складчатыми системами фигурировала в схемах Ю. Л. Вильзера *(1018, 1020)*, Г. Штилле *(1004)*, О. С. Вялова (*220*) и др. В результате детальных геолого-съемочных работ, проведенных нефтяными геолого-разведочными организациями в области Куринской депрессии, а ЦНИГРИ и Закавказским геологическим трестом на Малом Кавказе, значительно лучше выяснилось строение этих областей, а также наметилась возможность более детального расчленения их в геотектоническом отношении. В настоящем томе принято деление восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны на три подзоны: 1) Карталинскую, 2) Куринскую и 3) Сомхетско-Азербайджанскую. По первым двум областям Н. Б. Вассоевич в последнее время опубликовал целый ряд очень интересных исследований *(160, 179, 183, 184, 187)*, которые использованы ниже.

[1] Эти зоны легко сопоставляются с зонами, выделяемыми В. П. Ренгартеном в общем обзоре тектоники Закавказья. *(Ред.)*

[2] Эти выводы Б. Ф. Мефферта не разделяются другими исследователями Закавказья.

КАРТАЛИНСКАЯ ПОДЗОНА

Карталинская подзона выделяется для обозначения наиболее суженного участка Закавказской зоны (протяжением в 120 *км*) между Сурамским кристаллическим массивом на западе и р. Иорой на востоке. Северной границей подзоны служит фронтальная линия надвигов зоны южного склона Главного хребта, южная граница также обозначается надвигами в противоположном направлении Аджаро-Триалетской складчатой системы приблизительно вдоль р. Куры между городами Сурами и Мцхетой. Ширина зоны от 45 *км* на западе уменьшается до 15 *км* на востоке.

Карталинская подзона сложена, главным образом, неогеновыми и четвертичными обломочными отложениями огромной мощности, имеющими много общего с предальпийскими молассами и нагельфлю. Палеоген выступает только в ядре южной антиклинали, а мезозой (мел малой мощности) известен лишь на склоне Дзирульского массива. Присутствие грубообломочных образований в верхнемеловых и палеогеновых отложениях пограничных частей зоны южного склона и Триалетского хребта показывает, что на пространстве Карталинской подзоны в это время существовали выступы суши, поставлявшие эти материалы — глыбы юрских порфиритов, титонских известняков и даже валуны гранитов. Карталинская подзона в мезозое и в палеогене проявляла геоантиклинальные тенденции, а с миоцена, наоборот, начала погружаться, превратившись в передовую впадину (avant-fosse), в которой шло накопление продуктов размывания поднимавшихся горных сооружений Большого Кавказа и Триалет. Это погружение в некоторых частях зоны происходило и в самое последнее четвертичное время. Таково происхождение мульды Базалетского озера, котловины Эрцо и обширной Мухрано-Сагурамской депрессии.

Складчатость в Карталинской подзоне выражается широкими и плоскими синклиналями и более узкими антиклиналями, иногда усложненными продольными разрывами с надвиганием крыльев с севера на юг. Перед фронтом зоны южного склона появляется мелкая складчатость и наблюдаются сколы, которые можно рассматривать как паравтохтонные чешуи. Самая северная из них, содержащая, кроме миоцена, также и палеоген, под именем Аркалинской паравтохтонной подзоны была рассмотрена в очерке тектоники южного склона. Н. Б. Вассоевич в своих схемах включает Аркалинскую чешую в зону кахетинского аллохтона. По границе с Триалетским хребтом наблюдается неполная антиклиналь, несколько более крутая, чем остальные. Зона Эрцо Н. Б. Вассоевича, повидимому, совпадает с нашей Карталинской зоной. Однако автор зону Эрцо считает паравтохтонной, между тем в южной части Карталинской зоны есть и не сорванный автохтон; последнее более широкое название, кажется, и по времени было предложено А. И. Джанелидзе несколько раньше. Направление осевых линий складок и разрывов обычное кавказское (запад-северо-запад — восток-юго-восток). Оно составляет острый угол с фронтальной линией разрыва, по которой с юга надвинут Триалетский хребет (Сасхорский надвиг).

КУРИНСКАЯ ПОДЗОНА

Куринская подзона занимает обширную область депрессий Восточного Закавказья. Она ясно служит продолжением к востоку Карталинской подзоны, но быстро расширяется, достигая 70 и даже 100 *км* в ширину. Северная граница зоны обозначается фронтальным разрывом по линии соприкосновения с зоной южного склона. В районе сел. Пховели и далее

к востоку этот разрыв скрывается под мощными континентальными отложениями алазанской серии (верхний плиоцен и плейстоцен). Мы условно продолжаем эту границу вдоль правобережья р. Алазани и левобережья р. Агри-чай и далее до района города Шемахи. Таким образом депрессия рр. Алазани и Агри-чай, как область погребенных аллохтонов, относится нами к зоне южного склона. Южная граница Куринской зоны проводится по подножию Малого Кавказа, где выступают мезозойские отложения. С запада в форме залива в Куринскую (и Карталинскую) подзону вдается построенная совершенно иначе тектоническая зона Триалетского хребта. Ее восточное окончание намечается на левобережье р. Иоры в районе сел. Сартачалы.

Куринская зона сложена в основном неогеновыми и четвертичными отложениями. Это огромной мощности (от 5000 до 6000 *м*) серия обломочных отложений, частью морских, частью континентальных, причем количество последних увеличивается от более древних отложений к более молодым, а для каждой эпохи — с востока на запад. Мы имеем здесь геосинклинальное накопление типа предальпийских молассов и нагельфлю. В более широкой северной части зоны распространены продукты разрушения Большого Кавказа, а в более узкой южной полосе установлены материалы, поступавшие с Малого Кавказа. Палеогеновые отложения очень мало выступают на поверхность в Куринской зоне (Нафталан, низовья р. Алгета). Мезозойские отложения неизвестны, однако, подобно Карталинской подзоне, можно считать вероятным, что эти отложения отличаются неполнотой и сравнительно малой мощностью. Продукты размывания юрских порфиритов, известняков и даже гранитов известны в виде конгломератов и брекчий в меловых и палеогеновых отложениях Кахетинской зоны, в плиоцене Красных Колодцев и пр. Н. Б. Вассоевич указывает даже на присутствие в этой же фронтальной зоне паравтохтонных чешуй юры и мела, сорванных и вынесенных из глубоких горизонтов Куринской зоны.

Можно полагать, что в мезозойское время Куринская зона проявляла геоантиклинальные тенденции.

По формам тектоники и отчасти по характеру развитых отложений Н. Б. Вассоевич выделяет в Куринской зоне ряд зон второго порядка. Под именем Кясаманской зоны Н. Б. Вассоевич рассматривает значительную часть Куринской зоны, в которой большую роль играют продольные разрывы с надвигами с севера на юг. Он считает, что эти надвиги на глубине переходят в общий срыв осадочных отложений по горизонту майкопских глин.

Кясаманская зона, как и зона Эрцо, является, таким образом, паравтохтонной или «полуавтохтонной». Она также сложена очень мощными отложениями неогена (5000—6000 *м*), причем хорошо выражена ширакско-мирзаанская свита (более 2000 *м*), отсутствующая южнее. Разделение Кясаманской зоны на две подзоны — Мирзаанскую и Чатминскую — основано, главным образом, на преобладании в каждой из них отложений разного возраста. Большой интерес представляет ход тектонических линий (разрывов) у восточного окончания Триалетской системы. В районе сел. Сагареджо эти линии принимают почти меридиональное направление и сильно сближаются, получается как бы обтекание Марктобского выступа Триалет, причем осевые линии складок внутри последнего сохраняют широтное и даже запад-северо-западное — восток-юго-восточное простирание. К востоку продолжением Кясаманской зоны служат складки и разрывы в плиоценовых и плейстоценовых отло-

жениях Боз-дага, Дуз-дага и Аджиноура. Почти до Шемахи здесь выдерживаются «кавказские» простирания.

Палан-Тюкянская зона Н. Б. Вассоевича отделяется Эриктарским надвигом от Кясаманской зоны и примыкает на юге к предгорьям Малого Кавказа. Здесь развиты преимущественно самые молодые отложения, но ширакская свита отсутствует, и резко выражен предакчагыльский перерыв, поведший к смыву значительной части миоцена. Складчатость еще менее напряженная, чем в Кясаманской зоне, разрывы имеют лишь незначительное протяжение. Складки нередко получают куполообразную форму. Еще любопытнее указание на появление складок с простиранием юго-запад — северо-восток (Н. А. Кудрявцев, *445*). Как увидим ниже, меридиональные складки имеют большое развитие по северной окраине Малого Кавказа, захватывая меловые отложения. При своем погружении на север они, как видно, сказываются и в третичных отложениях Палан-Тюкянской зоны. На восточном продолжении этой же зоны давно известна меридиональная складка Нафталана, в которой участвуют, кроме майкопа, также и акчагыльские отложения. Н. Б. Вассоевич считает Палан-Тюкянскую зону бесспорно автохтонной. В отношении диастрофических движений связь ее с Малым Кавказом, пожалуй, больше, чем с Большим Кавказом. Однако в неогеновое и четвертичное время колебательные движения в ней имели, в противоположность Малому Кавказу, тот же геосинклинальный характер, что и в остальных частях Куринской зоны.

Обширная юго-восточная часть Куринской зоны покрыта сплошным плащом четвертичных отложений. Ее строение остается для нас скрытым. Немногие гравиметрические наблюдения для этой области дают все же очень интересные указания. На карте гравиметрических аномалий Фая в работе М. С. Абакелия *(1)* очень ясно вырисовывается к западу от Шемахи, на меридиане Кюрдамира, полоса положительных аномалий, соединяющая Большой и Малый Кавказ. Автор называет эту полосу Кюрдамирским «мостом» или «гравитационным хребтом» и отмечает большой ее интерес в теоретическом и в практическом отношениях. Если покров неогеновых и четвертичных отложений здесь такой же, как и в других частях Куринской зоны, то причиной положительных аномалий скорее всего является значительный домиоценовый размыв палеогена и мезозоя, вследствие чего здесь к поверхности земли приблизились более плотные породы субстрата.

СОМХЕТСКО-АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ ПОДЗОНА

Горная область к югу от депрессий рр. Куры и Риона часто называется Малым Кавказом или Антикавказом. Западная часть ее была уже рассмотрена выше под именем Аджаро-Триалетской складчатой системы. Восточная часть, или Малый Кавказ в узком смысле, была выделена В. П. Ренгартеном *(710, 992)* как особая Азербайджанская тектоническая зона. Правда, в схемах 1928—1930 гг. границы ее не были вполне ясны, и Триалетский хребет был к ней присоединен неправильно. Выше в очерке Б. Ф. Мефферта по тектонике Западного Закавказья указаны основания, по которым западным продолжением Азербайджанской пологоскладчатой подзоны следует считать Сомхетию и обширное Ахалакалакское нагорье, где все осадочные отложения скрыты покровами четвертичных лав. На юго-западе продолжением Сомхетско-Азербайджанской подзоны можно считать горную область Ленкорани и Талыша, причем часть зоны проходит

через территорию Ирана. Южной границей служит линия крупного тектонического разлома с надвиганием с севера на юг. Этот разлом прослежен К. Н. Паффенгольцем от Безобдальского хребта на западе через сел. Агарцин, Джар-хач, р. Тарса-чай, сел. Михайловку, сел. Надеждино, р. Шамхор-чай, гору Гямыш, сел. Калишты на р. Лев-чай, сел. Чарек-тар на р. Тертер, Нарашты (бассейн р. Хачин-чай), хр. Кырхкыз, перевал Лысогорский к юго-западу от города Шуши и, вероятно, до р. Аракса по левобережью р. Акера-чай. В нескольких местах отмечены поперечные сдвиги, смещающие линию разлома иногда на несколько километров.

Очерченная выше зона сложена довольно разнообразными отложениями. В Сомхетии имеются выходы древних гранитов и метаморфических сланцев (докембрий?). Последние выступают еще в некоторых более восточных пунктах предгорий Малого Кавказа. Развитие мощной вулканогенной серии нижней и средней юры характеризует обширный средний участок Азербайджанской зоны. Здесь же встречаются остатки известняковой верхней юры, редкие клочки нижнемеловых обломочных отложений, небольшие площади заняты очень пестрыми отложениями сеномана и турона (известняки, песчаники, туфогены), в предгорьях наблюдается прерывистая полоса известняково-мергельных отложений сенона.

Вулканогенные толщи эоцена и олигоцена развиты в Сомхетии и в Ленкорани. В Кировабадском и Аллавердском районах важную роль играют неоинтрузии гранодиоритов, а в западной части зоны огромные площади сплошь заняты четвертичными лавами.

Итак, мы можем сказать, что процесс накопления осадков, продолжавшийся в течение мезозоя и палеогена, неоднократно прерывался довольно продолжительными эпохами геоантиклинальных поднятий, когда шла эрозия. Такие эпохи намечаются в триасе и нижнем лейасе, в верхнеюрское, неокомское, предсеноманское, нижнесенонское и датское время. Часть зоны освободилась от моря уже в палеогеновое время, а с миоцена, вследствие геоантиклинального подъема, на всей площади установились процессы эрозии. Такой характер колебательных движений достаточно хорошо отличает Сомхетско-Азербайджанскую зону от Куринской. С другой стороны, отсутствие флишевых отложений и неустойчивый в фациальном отношении характер мезозойских и палеогеновых отложений отличают Азербайджанскую зону от других геосинклинальных областей — Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской зоны. Отличия от зоны Армении будут указаны в следующем очерке.

Наиболее характерной чертой для всей Сомхетско-Азербайджанской зоны является ее мало развитая складчатость. Поперечные разрезы зоны в работах К. Н. Паффенгольца *(656, 661)* рисуют немногие широкие и плавные антиклинали и синклинали (рис. 30), протягивающиеся вдоль зоны в направлении северо-запад — юго-восток. Складки настолько пологие, что на больших участках залегание пород кажется горизонтальным. Сравнительно редко встречаются также дизъюнктивные дислокации сколько-нибудь значительной амплитуды, за исключением тех, которые деформируют южную границу зоны. Плоскость главного надвига местами имеет довольно пологое падение на север, например, в бассейне р. Шамхор-чай всего только 14—20°. В других местах поверхность надвига падает круто (окрестности сел. Джар-хач). В более поздней (1937 г.) работе К. Н. Паффенгольца *(657)* изображены все случаи смещения линии продольного надвига поперечными сбросо-сдвигами.

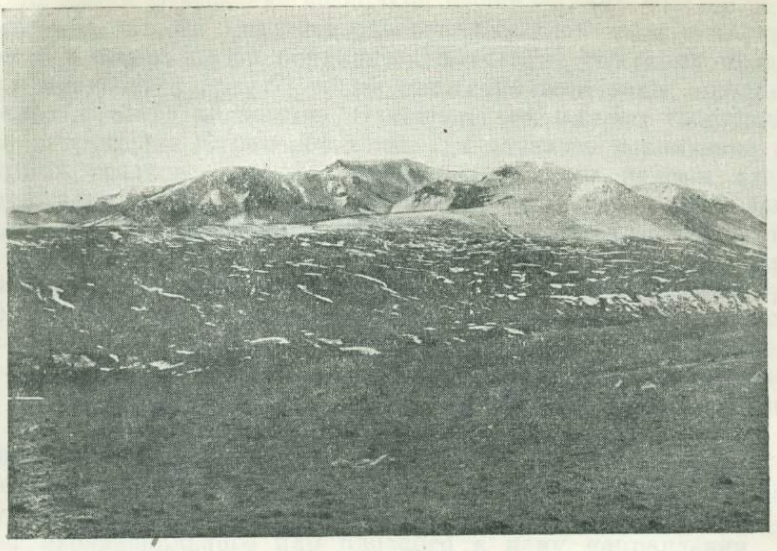


Фото 12. Гора Большой Аг-даг (Агманган). Вулканогенный олигоцен и моренные отложения.
(Фото К. Н. Паффенгольца).

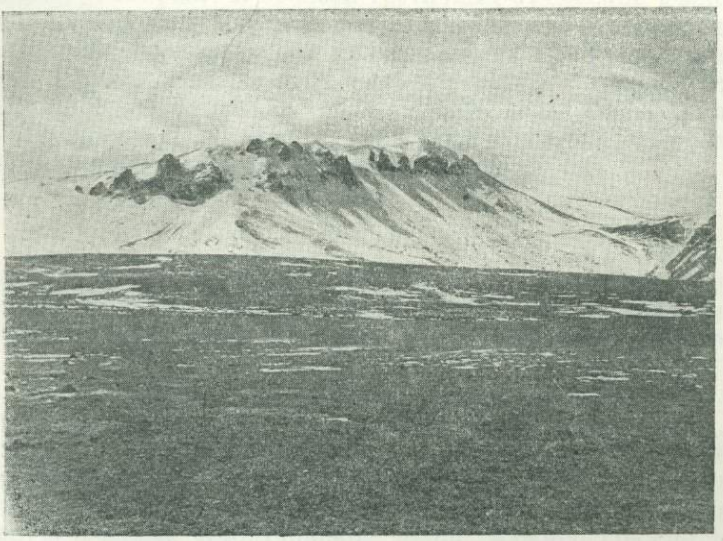


Фото 13. Гора Малый Аг-даг (Агманган). Вулканогенный олигоцен среди четвертичных лав.
(Фото К. Н. Паффенгольца).

Чтобы найти объяснение несколько неожиданному сочетанию крайне пологой складчатости Сомхетско-Азербайджанской зоны с крупным надвигом ее с севера на юг, приходится допустить, что этому предшествовало (в миоценовое время?) общее движение всей зоны, придавшее ей наклонное к северу положение. Одновременно, как мы уже знаем, произошло погружение Куринской зоны, гда началось накопление мощных неогеновых осадков. Для Азербайджанской зоны первым следствием этих движений явилась эрозия, удалившая с большей части зоны палеогеновые и меловые отложения. В одну из следующих орогенических фаз могло произойти надвигание этой приподнятой зоны на зону Армении, занимавшую более низкое положение. При этом пликативные процессы в зоне Армении были гораздо более напряженными. В Сомхетско-Азербайджанской зоне в эту фазу, повидимому, произошло внедрение интрузий гранодиоритов. Верхний предел возраста этой интрузии определяется трансгрессивным налеганием на нее мэотических отложений на горе Кабах-тапа к северу от Кедабека.

В одну из позднетретичных орогенических фаз (после акчагыла) Сомхетско-Азербайджанская зона испытывает пликативные напряжения приблизительно в широтном направлении, при этом образуются мелкие складки меридионального или близкого к нему направления. Вполне отчетливо эта поперечная складчатость наблюдается в меловых отложениях в окрестностях селений Кульп, Тауз, Еленендорф, Агджакенд и на р. Тертере у Мадагиза. У Верхнего Агджакенда в эту складчатость вовлечены и верхнеюрские отложения. В областях развития вулканогенной средней и нижней юры поперечная складчатость не улавливается и, повидимому, замирает. В области третичных отложений южной полосы Куринской зоны в ряде случаев можно проследить эти погружающиеся к северу складки, поскольку они не скрываются в покрове четвертичных отложений. Степень сжатия этих складок заметно усиливается на востоке, и на р. Тертере, например, можно видеть даже опрокинутые крылья складок. Повидимому, эти напряжения шли с востока, где развивалась огромная сигмоида в системе Большого Кавказа.

* * *

Заканчивая описание Закавказской пологоскладчатой зоны, остановимся еще на вопросе, почему все три восточные ее подзоны должны рассматриваться как части отдельной более крупной геотектонической единицы.

Связь Карталинской и Куринской подзон ставится под сомнение некоторыми исследователями и в том числе Б. Ф. Меффертом [1]. Детальный анализ всего стратиграфического и тектонического материала привел Н. Б. Вассоевича к выводу о том, что Кясаманская подзона Куринской зоны непосредственно переходит к западу в подзону Эрцо, почти совпадающую с нашей Карталинской зоной. Аджаро-Триалетская зона, которая, по Б. Ф. Мефферту, должна разделять обе зоны, уходя в Кахетии под надвиги Главного хребта, заканчивается на р. Иоре или, погружаясь на востоке, продолжается вдоль северной окраины Малого Кавказа.

Связь Палан-Тюкянской подзоны с Азербайджанской зоной настолько велика, что граница между ними проводится лишь условно там, где

[1] См. выше очерк Б. Ф. Мефферта «Тектоника Западного Закавказья».

эрозия обнажила верхнемеловые породы из-под покрова третичных отложений. Возникает даже вопрос, не правильнее ли Палан-Тюкянскую подзону присоединить к Малому Кавказу и границу с Куринской зоной перенести на Эриктарский разлом. Однако общность всей истории колебательных движений в Палан-Тюкянской и Кясаманской подзонах заставляет их считать частями единой Куринской зоны.

Указанные неясности в проведении границ подзон, а также новейшие наблюдения (вплоть до 1940 г.) побуждают В. П. Ренгартена выдвинуть, в качестве рабочей гипотезы, совсем новую концепцию. Продолжением Аджаро-Триалетской складчатой зоны служат Палан-Тюкянская подзона и меловые предгорья Малого Кавказа, а на востоке Ленкорань и Талыш. Здесь средний сегмент — Палан-Тюкянский участок и Мильско-Муганская степь — является несколько погруженным. Сомхетско-Азербайджанская зона ограничивается на востоке высокогорной областью Малого Кавказа (хребет Муров-даг) и выходит на равнину между рр. Тертер и Хачин-чай. Севанско-Карабахская подзона Армянской зоны захватывает не только Карабахский хребет, но и всю полосу меловых отложений до гор. Агдама. Полное обоснование этой новой концепции здесь не может быть приведено.

ТЕКТОНИКА АРМЯНСКОЙ ЗОНЫ[1]

Складчатая зона Армении, кроме большей части собственно Армении, включает также Нахичеванский край, часть Нагорного Карабаха и Курдистанскую область Азербайджана. На севере и востоке рассматриваемая зона граничит с Сомхетско-Азербайджанской зоной по линии крупного разлома, о котором говорилось в предыдущем очерке и который прослежен К. Н. Паффенгольцем более чем на 200 км. По всем другим направлениям зона продолжается на территорию Турции и Ирана. Входящая в пределы Советского Закавказья часть складчатой зоны Армении может быть подразделена на две подзоны, отличающиеся, главным образом, по характеру происходивших в них колебательных движений.

АРАКСИНСКАЯ ПОДЗОНА

Араксинская подзона прежде всего характеризуется выходами древних пород палеозоя и триаса. Этот пояс протягивается с северо-запада на юго-восток от Безобдальского хребта через Мисхану, рр. Веди-чай и Восточный Арпа-чай до Джульфы. По своим известняковым фациям и большой мощности эти древние отложения могли накопляться в геосинклинальном прогибе. Однако варисская эра диастрофизма, повидимому, не создала здесь пликативных форм. Начиная с лейасового времени в подзоне происходят колебательные движения большой амплитуды, что ведет к значительной пестроте фаций и частым перерывам седиментации. Лейас развит лишь локально в вулканогенной фации (Джульфа). Средняя юра представлена известняками (Нахичевань) с аммонитами, т. е. в фации, нигде больше на Кавказе не известной. Верхняя юра и нижний мел, повидимому, отсутствуют в большей части подзоны. Сеноман и даже турон представлены известняками, и только в северо-западной

[1] По материалам К. Н. Паффенгольца.

части подзоны появляются терригенные толщи турона. Известняковая толща сенона местами замещается сильно песчанистыми породами. Эоцен представлен, главным образом, в вулканогенной фации, встречаются все же прослои известняков с нуммулитовой фауной. Трансгрессия местами начинается только со среднего эоцена. Резко трансгрессивно, часто с угловым несогласием, залегает олигоцен, который в южной части подзоны представлен лагунной гипсоносно-соленосной свитой. На севере эти отложения постепенно переходят в вулканогенную фацию. Итак, процесс накопления осадков в юрское, меловое и палеогеновое время прерывался эпохами, когда геоантиклинальные тенденции брали верх.

Вопрос о колебательных движениях в палеозойское время затрагивает в своих работах П. Бонне. Он рассматривает свиту девона, карбона, перми и триаса, выраженную преимущественно известняками, как отложения геосинклинали. Появление в девоне прослоев кварцитов и сланцев П. Бонне объясняет временным обмелением геосинклинали, причем максимум поднятия должен был находиться на юге в районе Арарата. Верхнему карбону соответствует углубление геосинклинали, а в верхнепермское время имеются следы трансгрессии, которой предшествовали местные «выпячивания» дна. В общем П. Бонне отмечает даже ритмичность этих колебаний дна геосинклинали. В каждую из трех эпох (девонскую, каменноугольную и пермскую) сперва наблюдаются осадки, близкие к литоральным, а затем образуются более глубоководные отложения, из которых исчезают чисто неритические элементы. В конце каждого периода ощущается снова регрессия. Слабее всего эти колебания выражены на границе перми и триаса. Здесь батиметрические условия были более однообразными, фаунистические связи более тесными, вследствие чего границу между этими системами трудно установить точно. В конце триаса, после накопления однообразной толщи плитчатых известняков, повсеместно происходит обмеление моря и отлагаются слабо угленосные песчаники с остатками флоры и пелециподами норийского яруса (р. Веди-чай). Как видим, ход накопления отложений в палеозойское и триасовое время был непрерывным, но прогибание дна бассейна все же было медленным.

С миоценового времени Араксинская подзона, как и вся зона Армении, вступает в геоантиклинальную фазу колебательных движений. Повсеместно развивается эрозия. На выработку рельефа влияют накопления лав Алагеза и Акманганского плато. В четвертичное время вдоль долины р. Аракса происходит прогиб (между Джульфинским ущельем и Кульпом-турецким), в котором идет мощное накопление аллювия.

Складчатость в Араксинской подзоне—средней интенсивности. Простирания осевых линий обрисовывают широкую дугу. В районе Ленинакана направления складок широтные и даже с востока-северо-востока на запад-юго-запад. Во всей остальной части зоны тектонические направления обычные кавказские (северо-запад — юго-восток). Разрывы наблюдаются часто, причем надвиги происходят с юга на север. В бассейне р. Восточный Арпа-чай карбон надвинут на эоцен по пологой поверхности, причем видимое горизонтальное перемещение достигает 3,5—4 *км*. Параллельно этому надвигу далее к северо-востоку наблюдается еще два разрыва, имеющих характер взбросов с амплитудой до 100 *м*. Эти нарушения прослеживаются по простиранию на десятки километров. На их юго-восточном продолжении находится известное Даррыдагское месторождение мышьяковых руд. Главным моментом

образования складчатости и надвигов можно считать пиренейскую орогеническую фазу перед олигоценом, отложения которого перекрывают линии разломов и сами обнаруживают лишь весьма мягкие складчатые формы. К молодым формам тектоники следует также отнести редкие складки необычного, северо-восточного — юго-западного или близкого к меридиональному простирания. Они недавно констатированы К. Н. Паффенгольцем в районе Еревана, причем этот автор находит возможным связывать сейсмичность указанного района с их очень юным возрастом. Мы можем видеть в этих складках, как и для Азербайджанской зоны, проявление усилий, шедших с востока.

СЕВАНСКО-КАРАБАХСКАЯ ПОДЗОНА

Севанско-Карабахская подзона охватывает все остальное пространство зоны Армении и отделяет предыдущую подзону от Сомхетско-Азербайджанской зоны. Наиболее древние отложения в виде песчаников верхнего триаса были встречены пока только в одном пункте, в верховьях р. Акерачай. Ограниченное развитие в юго-восточной части подзоны имеют вулканогенные отложения нижней и средней юры, и еще меньшую площадь занимают известняки верхней юры. Нижний мел в районе гор. Шуши представлен только верхним альбом. Верхний мел распространен шире и представлен известняковыми и флишевыми фациями; в сеномане, туроне и нижнем сеноне наблюдаются также песчаные и вулканогенные фации. Переход от мела к палеоцену большей частью непрерывный в известняковой фации. Особенно большую мощность и распространение имеет эоцен в вулканогенной фации. Олигоцен, также в вулканогенной фации, местами залегает с отчетливым угловым несогласием на складках более древних отложений. Итак, прогибание дна геосинклинали в Севанско-Карабахской подзоне шло с бо́льшим постоянством, чем в Араксинской.

В неогеновое время происходит геоантиклинальный подъем всей зоны Армении, и только в самом верхнем плиоцене или даже в начале плейстоцена часть Севанско-Карабахской подзоны не надолго погружается под уровень моря (пески с *Dreissensia* в южной части бассейна оз. Севан). Вслед за тем происходит накопление мощных лавовых покровов Агманганского плато и района оз. Алла-гёль.

Пликативные формы тектоники наблюдаются, главным образом, в отложениях древнее олигоцена. Последние в средней части подзоны дают лишь широкие и пологие складки. Наиболее интенсивную складчатость обнаруживают меловые и эоценовые отложения в полосе, примыкающей к северному надвигу (см. рис. 30). Складки здесь опрокинуты к югу (гора Муров-даг, перевал Садана-хач), однако южнее имеются также и опрокидывания к северу. К. Н. Паффенгольц считает даже, что общее перемещение масс здесь было с юга на север, под надвиг более пассивной Азербайджанской зоны. Главнейшие особенности этого крупного тектонического разлома были отмечены выше при описании Азербайджанской зоны. Осевые линии складок обрисовывают в пределах Севанско-Карабахской подзоны дугу, обращенную выпуклостью к северо-востоку. От широтных складок Безобдальского хребта мы постепенно переходим к северо-западным — юго-восточным направлениям в Нагорном Карабахе и к почти меридиональным складкам в низовьях р. Акера-чай. Тектонические нарушения дизъюнктивного типа распространены довольно широко.

Одной из особенностей рассматриваемой подзоны являются крупные неоинтрузии гранодиоритов третичного и частью мелового возрастов. Кроме того, в зоне, примыкающей к северному надвигу, большое развитие имеют основные интрузии.

Важнейшей орогенической фазой для всей зоны Армении является пиренейская предолигоценовая фаза. За ней следовали значительно более слабые движения в миоценовое время, когда образовались пологие складки в олигоценовой свите, а также произошло внедрение гранодиоритов. Повидимому, перемещения по надвигам также произошли в эти фазы. Мезозойские фазы, кроме нижнекиммерийской, были очень слабыми в Севанско-Карабахской подзоне (предсеноманская фаза?). В Араксинской подзоне мы наблюдаем гораздо больше перерывов и несогласий, причиной которых можно считать орогенические движения (верхний лейас, верхняя юра, конец нижнего мела, нижний сенон, нижний эоцен).

СВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ С ВУЛКАНИЗМОМ

Связь тектоники с вулканизмом выражается прежде всего тем, что первая создает те пути, по которым магма достигает земной поверхности или застывает вблизи нее.

Наиболее крупные вулканические проявления естественно должны были следовать за крупными орогеническими фазами; в промежутках между двумя орогеническими фазами вулканическая деятельность, однако, не затихала совершенно, потому что извержения шли еще долгое время по тем путям, которые приготовила предыдущая орогеническая фаза.

Ниже дается краткий перечень орогенических фаз Восточного Закавказья и связанных с ними вулканических явлений.

1. Усиленная вулканическая деятельность начинается в Закавказье с юрского времени.

Исследованиями П. Бонне в Армении *(927)* установлен нижне- или среднелейасовый возраст эффузивной толщи, располагающейся над известняками триаса в Джульфинском ущелье. К этому же времени в Кировабадском районе и соседних *(661)* относится извержение всех вулканических толщ, подстилающих заведомо среднеюрскую вулканогенную толщу. Указанные лейасовые извержения следовали, несомненно, за древнекиммерийской орогенической фазой.

2. Вулканическая деятельность верхнелейасового и среднеюрского времени, столь распространенная во всем Закавказье *(649, 928)*, начинается после донецкой орогенической фазы (на границе среднего и верхнего лейаса).

3. После андийской орогенической фазы произошло, вероятно, внедрение гранодиоритов районов Мехманы и Мисханы.

4. Время нижнего мела было, видимо, периодом относительного покоя, и только после австрийской орогенической фазы (досеноманской) начинается новый усиленный взрыв вулканической деятельности, продолжавшейся вплоть до верхнего турона.

5. В нижнем сеноне Малого Кавказа и особенно Нагорного Карабаха и Курдистана известны довольно мощные горизонты вулканических пеплов, туфобрекчий и продуктов их разложения в виде фуллеровых земель и бентонитов. Соответствующие вулканические проявления, вероятно, связаны с предверхнетуронскими тектоническими движениями

6. В средних и верхних частях сенонских известняково-мергельных толщ наблюдаются местами прослои килоподобных глин, являющихся, повидимому, результатом диагенетического изменения вулканических пеплов; последние можно было бы считать продуктами весьма слабых вулканических извержений после субгерцинской орогенической фазы.

7. После ларамийской орогенической фазы начинается усиленная вулканическая деятельность, протекающая во все эоценовое время.

8. Новый взрыв вулканической деятельности начинается после пиренейской орогенической фазы и продолжается почти все олигоценовое время.

9. В результате савской, а может быть штирийской орогенической фазы произошло внедрение столь широко распространенных в Закавказье гранодиоритовых интрузий, которые моложе олигоцена.

10. Вулканические пеплы, прослаивающие отложения многих ярусов плиоцена *(845)*, особенно верхов его, являются свидетелями вулканических явлений, связанных с целой гаммой орогенических фаз плиоценового времени.

11. После валахской орогенической фазы и следовавших за ней эпейрогенических фаз произошло излияние различных лав Армянского нагорья *(663)* и Ахалкалакского плато.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИКИ НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

При геологических исследованиях по так называемому ганджинскому пересечению, проведенному по линии Кировабад — Норашен, между рр. Курой и Араксом, К. Н. Паффенгольцем были констатированы два довольно крупных надвига, плоскости которых падают сравнительно полого на северо-восток и на юго-запад.

Видимая амплитуда горизонтального перемещения северного надвига около 10 *км*, южного — около 3,5—4 *км*. К северо-востоку от линии южного надвига, в бассейне р. Восточный Арпа-чай, наблюдаются два параллельных ей взброса с амплитудой до 100 *м*; падение их плоскостей крутое юго-западное.

В северной части района наблюдается несколько сдвигов (сбросо-сдвигов?) северо-восточного и северного простирания. Все эти тектонические нарушения сравнительно молодые, так как в движении масс участвуют эоценовые отложения.

Указанными линиями надвигов весь район Восточного Закавказья подразделяется на три зоны, весьма интересные в рудном отношении.

Исключительно в средней, межнадвиговой зоне имеют большое развитие основные и ультраосновные породы, с которыми связаны шлировые скопления хромистого железняка *(650)* местами промышленного значения. Нигде к северу и югу от вышеуказанной межнадвиговой зоны основных пород не встречено; выходы их приурочены к местам с наиболее резко выраженной пликативной дислокацией — вдоль осей изоклинальных складок, образованных верхнемеловыми и частью эоценовыми породами.

Формы интрузий следующие: штоки, дайки и лакколиты, несомненно связанные на глубине с общим интрузивным телом типа батолита. Обычно

магма внедряется в места наибольшей нарушенности залегания пород. Эти факты, между прочим, послужили основанием для предположения, что сильно складчатая верхнемеловая толща пододвинулась под нижнеюрскую вулканогенную толщу северной зоны.

В северной и южной зонах распространены полиметаллические, медные и пиритовые месторождения, связанные с интрузиями гранодиоритов. Последние интрудировали в уже дислоцированные породы, представленные преимущественно жесткими (компетентными) разностями; поэтому здесь наблюдаются явления радиальной дислокации различного масштаба. К некоторым таким нарушениям приурочены наиболее крупные рудные месторождения. Например, Агаракское медно-молибденовое месторождение, по данным В. Г. Грушевого, расположено по взбросу (угол падения около 50°) почти меридионального простирания; вдоль этого взброса на границе двух гранитных интрузий разного возраста наблюдаются зоны сильно нарушенных и раздробленных пород, являющихся вместилищем рудных скоплений, связанных с более молодыми гранитами. К этой же зоне нарушений приурочены рудные проявления северной части Мигринского района.

В Мисханском районе рудные проявления приурочены, по данным В. Н. Котляра, к полого падающему на север надвигу по границе двух гранитных тел разного возраста. Указанный надвиг осложнен поперечными и диагональными сбросами.

К нарушенным же зонам, связанным с явлениями надвигового характера, приурочены рудные месторождения Аллавердского района *(272, 272а)*.

Известное Даррыдагское месторождение мышьяковых руд находится в ядре антиклинали, осложненной разрывом, обусловленным, вероятно, внедрением неоинтрузии. Но это нарушение находится на юго-восточном продолжении вышеуказанных взбросов, параллельных надвигу в бассейне р. Восточный Арпа-чай.

С молодыми (третичными) продольными разломами в зоне южного склона Главного хребта связаны в Верхней Сванетии и Раче многочисленные месторождения мышьяка, сурьмы, ртути и пр.

Все указанные рудные месторождения связаны с радиальными дислокациями, одновозрастными или более молодыми, чем обусловившие их интрузивные породы.

В случае же наличия радиальных дислокаций в более древних породах, перекрытых трансгрессивно и несогласно толщей плотных пород, возникают при наличии на соответствующей глубине интрузивных пород рудные месторождения так называемого кедабекского типа. Указанный тип месторождений характеризуется следующими признаками *(656, 815)*:

1) рудоносной породой является вторичный кварцит, заместивший собою различные эффузивные породы, преимущественно же кварцевые порфиры;

2) скопления колчеданистых руд подчинены вторичным кварцитам вблизи контакта с полого залегающими покровными породами; последние должны быть достаточно непроницаемы для рудных растворов и обладать известной нейтральностью в химическом отношении;

3) вторичные кварциты должны обладать достаточным количеством трещин, далеко проникающих в глубину. Древние сбросы в толще кварцитов являются поэтому весьма благоприятными для проникновения рудных растворов.

К кедабекскому типу относятся месторождения Кедабекское *(654)*, Чирагидзорское *(664)*, Кварцханское *(815)*, Ирсинское *(815)*, Танзутское *(815)* и другие, более мелкие.

Известное месторождение магнитного железняка в районе сел. Верхний Дашкесан контактово-метаморфического происхождения. Представляет оно пластообразные залежи, приуроченные к полого падающим крыльям синклинали, в ядре которой находится интрузия гранодиоритов.

Указанное положение гранодиоритов, естественно, обусловило поднятие рудоносных растворов и газовых эманаций вверх вдоль крыльев синклинали, где они вследствие реакции с известняками и образовали рудные скопления промышленного типа *(654)*.

В соседнем к западу от Дашкесана районе Кедабека *(656)* также имеются контакты известняков с гранодиоритами, но тектонические взаимоотношения их совсем другие, поэтому там имеются не рудные скопления, а лишь незначительные проявления скарновых пород.

Из всего вышесказанного отчетливо выявляется связь рудных месторождений с тектоникой и необходимость поэтому тщательного ее изучения при геологическом картировании.

Глава шестая

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Дать при современном состоянии наших знаний сколько-нибудь исчерпывающий очерк геоморфологии Закавказья почти невозможно. Геология и тектоника для многих районов этого края еще недостаточно разработаны. При почти полном отсутствии специальных исследований по морфологии страны мы можем пока только наметить общую схему морфологического строения этого весьма сложного по своему устройству края, состоящего из ряда различных элементов, которые еще ждут своих исследователей.

Попытки дать такую схему, главным образом для так называемого Малого Кавказа, делались уже несколько раз, но все они должны рассматриваться как первый, далеко не совершенный опыт. Если не считать рассеянных в разных работах Г. Абиха указаний на отдельные черты строения той или другой части Закавказья, беглых, но порою сопровождаемых глубокими мыслями, то одной из первых таких попыток является работа А. О. Гукасова *(284)*, дающая морфологическую характеристику Армянского нагорья, которое он подразделяет на центральное вулканическое плоскогорье и окраинную зону горных цепей. На таком же упрощенном делении остановился в 1912 г. и Ф. Освальд, подробно анализировавший тектонику края, но не внесший ничего нового в его геоморфологическую характеристику. Более сложные схемы были предложены в 1917 г. А. Л. Рейнгардом *(693)* и в 1926 г. И. С. Щукиным *(867)*, но и они в настоящее время, после ряда крупных работ Б. Ф. Мефферта, К. Н. Паффенгольца, С. С. Кузнецова, В. П. Ренгартена и многих других исследователей по геологии и тектонике Закавказья, в значительной степени устарели. Деление Кавказа на физико-географические области, предложенное в 1914 г. И. В. Фигуровским, основано почти исключительно на климатических данных и совершенно не учитывает геологии и тектоники страны. Недавно (в 1926 г.) А. Н. Джавахишвили *(298)* предложил новое подразделение Кавказа на географические районы, главным образом в пределах Грузии, но и оно построено почти всецело на одной орографии страны, без надлежащего учета ее геологии и тектоники. Очень интересную схему геоморфологического подразделения на геологической основе предложил В. В. Богачев *(117)*, пока, к сожалению, без подробного описания.

Между тем тот или другой геоморфологический характер страны является следствием взаимодействия между внешними, по преимуществу разрушающими агентами и внутренним строением земной поверхности. Поэтому в основу геоморфологической характеристики районов должны быть положены геология и тектоника в их историческом развитии с середины третичного периода, климатические условия (характер времен года, температурные колебания, осадки), а также растительный

покров, играющий немаловажную роль в процессах деструкции форм рельефа. Геологический и тектонический очерки даны в соответствующих главах, и потому нет надобности на них здесь останавливаться.

В климатическом отношении Закавказье резко разделяется на несколько весьма отличных друг от друга областей. Влажный субтропический климат, смягченный влиянием Черного моря в западной части Закавказья, с ее обильными осадками и достаточно высокими зимними температурами, весьма благоприятствует химическому выветриванию, еще более усиливаемому влиянием роскошной растительности этой части Закавказья. Механическое выветривание здесь отступает на задний план. Напротив, в замкнутой со всех сторон краевыми цепями центральной части Армяно-Карабахского нагорья, вследствие большой высоты страны, сухости и прозрачности воздуха и значительных и резких колебаний температуры летом и зимой, а также вследствие связанного с этим более слабого растительного покрова, механическое выветривание выступает на первый план, достигая значительной силы.

Руководясь изложенными выше положениями, можно разделить Закавказье на ряд геоморфологических единиц, причем необходимо учитывать, что в административных границах Закавказья объединены совершенно различные с геолого-тектонической точки зрения части: южный склон Большого Кавказа и система Малого Кавказа. Резко выделяются два типа: приподнятые части (нагорья), являющиеся областями преобладающей денудации, и опущенные участки земной коры — области преобладающей аккумуляции. Можно выделить следующие области (рис. 37, стр. 523):

Области преобладающей денудации:

1. Сланцевая зона Западного Кавказа.
2. Сланцевая зона Восточного Кавказа.
3. Казбекский вулканический район.
4. Группа Шах-дага на Восточном Кавказе.
5. Абхазско-Мингрельская туфогенная зона Западного Кавказа.
6. Абхазско-Мингрельская карстовая зона Западного Кавказа.
7. Дзирульский кристаллический массив.
8. Дибрарский район Восточного Кавказа.
9. Кахетинская третичная зона, Душетско-Телавский район.
10. Кахетинская третичная зона, Аджиноурская подзона.
11. Шемахинско-Сальянская зона системы Большого Кавказа.
12. Апшеронский полуостров.
13. Краевая зона западной части Малого Кавказа (Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов).
14. Краевая зона восточной части Малого Кавказа.
15. Район Талыша.
16. Ахалцихская котловина.
17. Караклисский район.
18. Самсаро-Карабахская вулканическая зона.
19. Катар-Кавартский район.
20. Зона палеозойско-триасовых хребтов.
21. Высокогорная зона системы Капуджиха (Зангезурский хребет).

Области преобладающей аккумуляции:

22. Колхидская низменность.
23. Горийская наклонная равнина.
24. Алазанская равнина.
25. Высокая наклонная Кусарская равнина.

26. Низменная Шолларская равнина.
27. Кура-Араксинская котловина.
28. Зона высоких предгорных террас Восточного Закавказья.
29. Ереванская котловина р. Аракса.
30. Нахичеванская котловина р. Аракса.

В некоторых случаях можно было бы, конечно, установить для тех или других областей еще более дробное деление, но в настоящее время это представляется преждевременным, так как и в предложенной схеме многое еще не проверено и подлежит дальнейшему изучению.

ОБЛАСТИ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ДЕНУДАЦИИ

Краткую характеристику этих районов начинаем с областей поднятия и денудации системы Большого Кавказа, затем перейдем к поднятиям Закавказья и в заключение — к областям опускания и аккумуляции.

1—2. Высокогорная сланцево-флишевая зона Кавказа охватывает южный склон Главного хребта. По своему характеру она может быть разделена на западную и восточную части.

1) Западная часть охватывает сложенный кристаллическими породами южный склон Главного хребта от верховьев р. Бзыби до Мамисонского перевала и параллельные ему хребты Ляйла (Сванетский) — Дадиаш и Шода — Халаца — Зикара с заключенными между ними широкими высокогорными продольными долинами верховьев рр. Кодора (Чхалта — Гвандра — Секен), Ингура, Цхенис-цхали и Верхнего Риона. Эти промытые в мягких породах продольные долины являются наиболее характерной чертой рельефа. Наряду с ними выступают на первый план сильное современное оледенение, достигающее наибольших размеров в Верхней Сванетии (ледники Лексыр, Чалаат, Твибер, Цаннер), и отчетливые следы мощного древнего оледенения, древние ледники которого выполняли здесь все долины на глубину нескольких сот метров (морены имеются на высоких перевалах между соседними долинами). Если в долинах рр. Бзыби, Чхалты, Гвандры и Секена ледники были приурочены только к долинам, здесь они образовали сложную сеть, сливаясь друг с другом. Гляциальные формы (кары и троги) приурочены только к боковым (поперечным) долинам Главного хребта в пределах гранитной полосы и северным склонам хребтов Ляйла — Дадиаш и Халаца — Зикара. При выходе во флишево-сланцевую зону, к которой привязана система продольных долин, троги исчезают, водораздельные хребты (флиш), некогда перекрытые льдом, принимают мягкие формы.

Здесь мы видим явление переуглубления продольной долины относительно боковых (Чхалта, Гвандра), а иногда, обратно, переуглубление боковой долины по отношению к главной, местами даже повторное, как, например, в случае Мульхра — Ингур. Хорошо выделяются здесь широкие древние днища, несущие во многих местах, особенно в Сванетии, покров из древних морен. Современная речная сеть резко врезалась в эти днища. Осыпи играют незначительную роль и привязаны преимущественно к современной зоне механического (перигляциального) выветривания. Ниже богатый растительный покров (горные луга и леса) значительно ослабляет роль такого выветривания.

2) Высокогорная флишево-сланцевая зона Восточного Кавказа мало отличается по характеру от такой же западной части. Постепенный переход от одной области к другой совершается в районе верховьев рр. Закидон и Терека. Продольные долины здесь не играют такой роли, как на

западе, и сводятся к небольшим участкам, уступая свое место глубоким и узким поперечным долинам, глубоко врезавшимся между узкими остроребериыми гребнями горных цепей. Современное оледенение значительно слабее, а в восточной части, за исключением района гор Шах-даг, Кечандаг (Базар-дюзы), Туфан-даг, отсутствует совершенно. Значительно слабее и следы древнего оледенения, ледники которого не образовали ледниковой сети, а были приурочены, как и сейчас, где они сохранились, к верховьям долин в районе крупных массивов. В связи с этим древнее оледенение наложило на рельеф области значительно более слабый отпечаток, придав характерные гляциальные формы почти исключительно верховьям долин. Моренные наносы тоже значительно меньше распространены. В связи с большей сухостью и континентальностью климата растительный покров значительно слабее и является слабой защитой от механического выветривания, которому легко подвергаются глинистые сланцы и песчаники этой области. Поэтому долины, в особенности в верхних частях, выполнены громадными скоплениями рыхлого материала, образующими колоссальные осыпи и мантии щебня вдоль подножья крутых склонов. Эти осыпи маскируют действительные формы рельефа, скрадывая в значительной степени его гляциальные черты и погребая под собой троги и кары. Глубинная эрозия рек выражена значительно сильнее, чем в западной части сланцево-флишевой зоны, особенно на крутом южном склоне главного водораздела, обращенном к Кахетинской низменности. В связи с этим широкие днища древних долин запада здесь уступают место узким карнизам по склонам долин и высоким террасам, залегающим над дном долины на 300—400 *м* и более. Слабая растительность высокогорной области, сильное механическое выветривание рыхлых пород и периодические сильные дожди создают благоприятные условия для образования мур (сэлей), порою принимающих характер катастроф.

Сведения о геоморфологии восточной части Главного хребта можно почерпнуть, главным образом, в работах К. И. Богдановича (130, 132) и В. В. Богачева (117).

3. Казбекский вулканический район представляет собой группу вулканов в верховьях рр. Терека, Белой Арагвы и Ксани (Казбек, плато Кели, Сырхи-сар, Кабарджин и др.). Древний (верхнетретичный) эрозионный рельеф в пределах флишевой зоны спаян лавовыми излияниями, и на него насажены группы вулканических конусов. Ряд повторных излияний, чередовавшихся с речной эрозией и деятельностью льда, перестроили древнюю речную сеть. Следствием этого явилось частичное обращение рельефа, причем реки создали в некоторых местах новые (эпигенетические) долины в обход лавовых потоков Казбека, Гуд-горы и группы других вулканов, формы которых частью сохранились очень хорошо, частью разрушены настолько, что обнажилось их ядро. Такие хорошо сохранившиеся вулканы характерны для района Крестового перевала. Характерны также многочисленные высокогорные озера, часть которых гляциального происхождения, большая же часть связана с вулканическими явлениями и представляет собой или подпруженные лавовыми потоками верховья долин или кары (сюда относятся наиболее крупные из них, в том числе оз. Кели), или лежат во впадинах неровной, сильно выветрившейся поверхности лавовых потоков. Сильное механическое выветривание, создающее громадные осыпи андезитов и сланцев, и жалкая растительность придают нагорью Кели суровый характер.

Литературные данные о районе — в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга *(503)* и В. П. Ренгартена *(699)*.

4. Горная группа Шах-дага резко обособляется от сланцево-флишевой зоны на ее восточном окончании. Она представляет собой группу останцев известнякового покрова юры и в особенности мела, лежащих на сланцах и песчаниках нижней юры в виде слабо изогнутых синклиналей. Это вершины гор Шах-даг, Кизыл-кая и за пределами области — Шалбуз-даг и Гетин-киль. Лежащие на легко разрушающемся песчаниково-сланцевом основании мощные глыбы крепких известняков придают горам характерную форму столовых гор с крутыми, почти отвесными стенами, с глубокими расселинами и закарстованной поверхностью. Следы оледенения здесь снова ярко выражены.

За более подробными сведениями можно отослать к работам Г. Абиха *(889)*, К. И. Богдановича *(130)* и А. Л. Рейнгарда *(692)*.

5. Абхазско-Мингрельская туфогенная зона проходит узкой полосой вдоль южной границы западной части сланцево-флишевой зоны, отделенная от нее узкими продольными долинами рр. Чхалты, Секена, боковых притоков рр. Ингура и Цхенисцхали и долиной р. Сакао (бассейн р. Риона). Сложенные плотными туфогенными породами (порфириты) горные хребты кавказского простирания резко выделяются своими зубчатыми формами над более низкой карстовой зоной, граничащей с ними со стороны моря. Эти хребты частью несут небольшие ледники и все они, за исключением небольшого участка в районе Кутаиси, имеют гляциальную скульптуру (хребты Аибга — Агепста, Ходжал, Лахумурис).

Для этой зоны характерна сильная дислоцированность поставленных почти наголову пластов крепких туфогенных пород и продольные линии разрыва, по которым переместились отдельные подзоны. Эта зона разбита на ряд цепей и массивов узкими поперечными долинами — проходами, через которые главные реки выводят воды из продольных долин.

Сведения о районе можно почерпнуть в работах Л. К. Конюшевского *(423)* и Б. Ф. Мефферта *(557, 559)*.

6. Абхазско-Мингрельская карстовая зона тянется узкой полосой вдоль берега Черного моря от границы края — р. Псоу до Очемчири, где начинает отходить от берега в восточном направлении на Кутаиси, у которого и заканчивается. Несколько севернее этой полосы, по среднему течению р. Риона, лежит еще небольшой участок карстовой области (Шаорская котловина). Третичные, меловые, а на р. Бзыби в районе оз. Рица также и верхнеюрские известняки сильно окарстованы. Поверхность горных массивов представляет собой сильно изрытые воронками («долинами») и карровыми полями плато, а основная масса гор пронизана трещинами, пещерами и каналами, по которым спускаются с поверхности массивов до горизонта современных грунтовых вод дождевые и снеговые воды, затем выступающие в глубине долин в виде многочисленных и часто весьма мощных источников. Встречаются также и полья, как, например, Шаорская котловина, характерная своими понорами, в которые уходят современные реки (Шаора и др.). Карстовые формы сочетались на вершинах наиболее крупных массивов, как Арабика, Ах-даг, Хымсул, Дзышра, с гляциальными формами, причем порою бывает трудно отличить карстовые формы от гляциальных каров. Подземные карстовые формы ясно обозначают несколько этажей или горизонтов вод прежнего времени. Местами на поверхности массивов сохранились участки древних

речных долин, в настоящее время исключенные из современной речной системы. В значительно меньшей степени подвержены окарстованию мергелистые известняки мелового и третичного флиша.

Большую роль играет химическое выветривание, которому благоприятствует теплый и влажный климат, в связи с чем наблюдается развитие красноземов, образовавшихся, повидимому, главным образом в теплые межледниковые эпохи прошлого, но, вероятно, формирующихся и в настоящее время. Рельеф в пределах Мингрелии определяется кряжами меловых и эоценовых известняков высотою в 400—500 *м*. В главной части Мингрелии преобладает система почти параллельного расчленения рельефа многочисленными приблизительно меридиональными реками, прорезывающими хребты в узких ущельях и разбивающими их таким образом на отдельные столообразные возвышенности.

Литература по карстовой области довольно обширна. Назовем Л. К. Конюшевского *(423)*, В. Леонова *(509, 510)*, Б. Ф. Мефферта *(557, 559, 562)*, Е. Морозову *(611)*, А. Крубера *(443)*, А. Н. Джавахишвили *(298)*, С. И. Ильина *(345)* и др.

7. Дзирульский кристаллический массив, рассматриваемый Ф. Освальдом как горст, таковым, по Б. Ф. Мефферту, не является. Если он возвышается над Рионской долиной на 1000 *м*, а над долиной р. Куры на 600 *м*, то все же он значительно ниже примыкающего к нему с юга Аджаро-Триалетского хребта. Его кристаллическое основание нигде не превосходит 1200 *м* абсолютной высоты, а налегающие на него осадочные образования возвышаются не более как до 1900 *м* абсолютной высоты.

В южной его части, образованной дислоцированными осадками юрского, мелового и третичного времени, мы наблюдаем эрозионные формы, характерные для дислоцированных осадочных образований. В северной части Шорапанского района кристаллический массив, по наблюдениям Б. Ф. Мефферта, на значительном пространстве подвергся среднемиоценовой трансгрессии, вследствие чего представляет равнинное плато абразионного типа. Почти ровные водоразделы более или менее одинаковой высоты разделяются крутыми скалистыми ущельями и оврагами. Возвышенности обладают мягкими, закругле ыми формами средневысотных гор.

В общем мы наблюдаем молодые эрозионные формы страны, где эрозия в глубину еще не достигла своего предела, и потому здесь нет долин с широкими ровными днищами.

Литературные источники: Г. Абих *(889)*, Э. Фурнье *(954)*, Ф. Освальд *(978)*, Б. Ф. Мефферт *(560)*.

8. Дибрарский район, представляющий восточное продолжение сланцево-флишевой зоны Главного водораздела к востоку от горы Баба-даг, по своим высотным отметкам значительно ниже последнего (гора Дибрар 2210 *м*), и его вершины нигде не достигали снеговой границы, вследствие чего здесь не было оледенения. Мы находим здесь исключительно формы, созданные речной эрозией. Складки сжаты здесь уже не так сильно, и вследствие этого намечаются продольные долины, особенно свойственные Шемахинско-Сальянскому району. Характерно явление экзотических утесов, почему В. В. Богачев выделяет эту область, повидимому, в несколько иных границах, под именем «зоны утесов Дибрара».

Упомянем работы К. И. Богдановича *(132)* и В. В. Богачева *(117)*.

9—10. Кахетинская зона состоит из двух разнящихся по своему строению и рельефу частей, незаметно переходящих одна в дру-

гую. Лежащая на западе или, точнее, на северо-западе Душетско-Телавская часть сложена преимущественно меловым флишем, образующим ряд складок и чешуй кавказского простирания. Эрозия обособила ряд невысоких хребтов такого же простирания с мягкими формами. На юге и юго-востоке к меловым породам присоединяются палеогеновые и неогеновые отложения, в которых большую роль играют конгломераты, причем интенсивность дислокаций ослабевает. Вместо сжатых чешуй и складок появляются более пологие антиклинали, часто размытые по своей оси, а между образовавшимися таким путем односторонними гребнями (с одним пологим и другим крутым склонами), принадлежащими разным антиклиналям, залегают широкие и плоские, часто бессточные синклинали или мульды, обычно заключающие соляные озера или по крайней мере солончаки. Переходная зона между первой областью и следующей дальше Аджиноурской зоной тянется приблизительно от Телавской железной дороги до долины — прорыва р. Алазани, за которой мы наблюдаем господство апшеронских континентальных конгломератов, когда-то представлявших мантию галечников с Главного хребта, теперь отделенных от него зоной опускания Алазанской долины. Эти толщи конгломератов, прикрытых мощными лессовидными суглинками, образуют ряд плосковогнутых блюдцеобразных возвышенностей, круто обрывающихся как к Кахетинской (Алазань — Агричайской) низменности, так и к низменности р. Куры. Ряд рек (Алазань, Туриан-чай, Гердаман-чай, Геок-чай, Аг-чай) прорезывает эту зону, разбивая ее на ряд обособленных столовых возвышенностей.

О геоморфологии рассмотренного района можно составить себе представление по работам А. Н. Рябинина *(725, 728)*, Н. А. Кудрявцева *(445)*, В. В. Вебера *(203)* и др.

11. Шемахинско-Сальянский район, сложенный третичными и четвертичными осадками, образует непосредственное продолжение Дибрарского района. Расходящиеся постепенно складки последнего здесь расходятся еще больше и выполаживаются, сворачивая на юг и образуя между горными цепями ряд продольных долин (рр. Пирсагат, Джейранкечмас, Сумгаит), широких и неглубоких, сопровождающихся невысокими молодыми террасами. Горы тоже отличаются незначительной высотой. Значительное пространство района слагают третичные отложения: эоценовые светлосерые и пестрые мергели и мергелистые песчаники сумгаитской серии, темносерые сланцеватые гипсоносные глины и мергели верхнего эоцена и олигоцена, затем зеленоватые глины сармата, ракушечниковые известняки мэотиса. Особенно широко развиты глины, песчаники, пески и ракушечные известняки понта, акчагыла, апшерона и бакинского яруса. Характерны для района следы нефтепроявлений и образование грязевых вулканов, частью являющихся высшими точками местности. Небольшие хребтики образованы более или менее размытыми антиклиналями с впадинами между ними. Эти бессточные впадины частью несут соленые озера, частью глинистые солончаки. Довольно ясно выделяются древние береговые линии Каспия. Загибая прямо на юг, складки постепенно погружаются и в районе Сальян уходят под новейшие наносы р. Куры.

В общем местность носит характер пустынной степи или даже полупустыни.

Из довольно обширной литературы назовем работы Н. И. Андрусова *(26)*, К. И. Богдановича *(130, 132)*, И. С. Щукина *(867)* и В. В. Вебера *(190, 192, 194, 198, 203)*.

12. Апшеронский полуостров причленяется к предыдущему району примерно вдоль меридиана устья р. Сумгаита. Как справедливо указывает И. С. Щукин *(867)*, Апшеронский полуостров был объединен А. Л. Рейнгардом *(693)* с системой Дибрара ошибочно и должен быть выделен в самостоятельную морфологическую единицу, граница которой грубо может быть проведена от устья р. Сумгаита через Хурдалан на мыс Пута. Этот низкий полуостров, подвергшийся ряду каспийских трансгрессий, в значительной мере сравнявших невысокие складки, сопровождающие систему Кавказа и повторяющие вместе с ним поворот из юго-восточного направления в южное, отличается, за исключением своей западной части, равнинностью, которую мало нарушают небольшие короткие антиклинали и плоские возвышенности. В строении западной части полуострова играют роль континентальные и морские отложения, преимущественно рыхлые ракушники, пески, песчаники и глины. Начиная с эоцена, в восточной части преобладают послетретичные осадки Каспия. При полупустынном, бедном осадками климате этот полуостров, лишенный почти всякой растительности, подвергается действию сильных восточных и северо-восточных ветров. Поэтому здесь большую роль играет дефляция, действию которой, повидимому, надо приписать образование части многочисленных бессточных котловин, занятых или соляными озерами (Массазыр, Беюк-Шор, Бинагадинское) или солончаками.

Для береговой полосы от р. Сумгаита до мыса Гургьяны характерно развитие дюнных песков, в то время как южный берег полуострова представляет собой довольно высокий обрыв. Характерны древние береговые линии, которые показывают, что более поздние трансгрессии, в отличие от бакинской, повидимому, перекрывшей весь полуостров и глубоко вдавшейся в горы по долинам рр. Сумгаита (Дженги-чай) и Джейранкечмаса, совершенно перекрывали только его восточную половину (к востоку от Балаханов), на западе же носили скорее характер ингрессий.

Для района характерно сильное нефтепроявление и грязевые вулканы.

Литературные данные по геоморфологии района рассеяны в работах В. В. Богачева *(90, 91)*, В. В. Вебера *(195—198)*, И. М. Губкина *(283)*, Д. В. Голубятникова *(253, 254)* и др.

13. Складчатая система палеогена Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Система, изученная преимущественно Б. Ф. Меффертом *(558, 560, 564)*, тянется в широтном направлении от берегов Черного моря до окрестностей Тбилиси, имея длину 300 *км*, при ширине от 30 до 60 *км*. С севера она ограничена надвигами на Дзирульский массив и Рионскую низменность, рассматриваемые Б. Ф. Меффертом как единая кристаллическая плита, погружающаяся в западном направлении. С юга к Аджаро-Триалетской складчатой системе примыкают лавовые равнины Ахалкалакского плато и группа вулканов Самсара. Достигая абсолютной высоты 2200—2850 *м* (Кара-кая 2846 *м*), Аджаро-Имеретинский хребет возвышается над Рионской низменностью более чем на 2500 *м*, в то же время только немного превышая внутреннее нагорье, а местами, как, например, у горы Цхра-Цхаро, где он понижается до 1700 *м*, вулканические образования центральной части Малого Кавказа оказываются выше его. Таким образом сложенная известняками верхнего мела, палеоценовой серией флиша, вулканогенной фацией среднего эоцена и мелководной фацией песчано-глинистых морских отложений верхнего эоцена и олигоцена, с участием диабазовых интрузий (пластовых и дайковых) и покровных андезитов эоценового возраста, Аджаро-Триалетская горная система

представляет собой краевую зону горной страны, принимающую на себя бо́льшую часть приносимой ветрами с Черного моря влаги, годовое количество которой достигает в некоторых местах ее западной части 2500—3000 *мм*, постепенно убывая на восток. Все же влияние Черного моря сказывается и несколько дальше за Сурамским перевалом. Следствием этого является сильная водная эрозия на внешнем склоне хребта, обусловившая создание характерных форм речной эрозии в дислоцированных породах осадочного происхождения, пронизанных кристаллическими породами. Наиболее глубоко врезалась р. Кура, пересекающая горы в глубоком и тесном ущелье с крутым падением. Ущелья ее притоков имеют тот же характер. Глубоко врезались и речки наружного склона, как впадающие в р. Рион, так и текущие непосредственно в Черное море, причем буйная растительность обращенного к морю и Рионской долине склона не в состоянии сколько-нибудь значительно сдерживать стремительно идущую эрозию. В некоторых частях этой системы, по С. С. Кузнецову, хорошо сохранились следы древнего уровня пенепленизации (Шавшетский хребет) и террасировка склонов гор с древними высокими повисающими в воздухе у выхода из гор долинными террасами.

В районе Батуми, отличающемся сильно влажным, субтропического характера климатом, большую роль играет выветривание латеритного типа, влекущее за собою накопление мощных толщ сходных с латеритами красноземов. Последние одевают поверхность гор и их склоны, придавая им мягкие очертания.

Кроме уже упомянутых исследователей, назовем работы Г. Абиха *(887)*, Э. Фурнье *(954)*, С. В. Обручева *(620, 621)*, С. С. Кузнецова *(465, 466, 469, 475—478)*, В. И. Кавришвили *(351)* и др.

14. Краевая зона восточной части Малого Кавказа, начинающаяся несколько южнее восточного окончания Триалетских гор, в верховьях р. Мешавери (Машавера) к востоку от Мокрых гор, тянется в юго-восточном направлении вдоль северного берега оз. Севан до района города Шуши, где и оканчивается, немного не доходя до р. Аракса. Сложенная преимущественно юрскими и меловыми туфогенными породами с большим участием гранитов, порфиритов и кварцевых порфиров, с меньшим участием третичных туфогенных пород и юрских и меловых известняков, эта зона морфологически представляет как бы продолжение Аджаро-Триалетской зоны, хотя тектонически и является независимой. Подобно предыдущей, она играет роль краевого вала, тыльной стороной примыкающего к центральным вулканическим нагорьям Карабаха и Агмангана, и некруто спускается к Кура-Араксинской низменности. Подобно Аджаро-Триалетской системе, эта краевая зона хребтов принимает на себя бо́льшую часть осадков, приносимых восточными ветрами с Каспийского моря. Поэтому и здесь внешний склон горной системы сильно размыт многочисленными реками, образовавшими глубокие поперечные долины, причем вследствие большой разницы уровней процесс этот идет очень сильно, и ряд рек (Дебеда-чай, Акстафа, Тертер) прорезал горы и собирает свои воды во внутренней части Малого Кавказа.

Достигая значительной высоты (Мров-даг до 3700 *м*), краевые хребты в своих наиболее высоких точках раньше имели небольшие долинные и висячие ледники, свидетелями которых остались кары, морены и редкие ледниковые озера, как, например, в районе Гямыша. Известные озера в районе горы Кяпаз, по данным В. В. Богачева *(121, 126)*, К. Н. Паффенгольца *(659)* и Э. Гофмана *(268)*, не ледникового происхождения,

а обязаны своим возникновением колоссальным обвалам. По всему району, кроме упомянутых выше статей, данные имеются в работах Г. Абиха *(887, 900)*, Г. Радде *(986)* и К. Н. Паффенгольца *(654, 656, 661)*.

15. Район средневысотных гор Талыша. В последнее время район освещен геологическими работами В. В. Богачева *(102, 117)* и в особенности П. П. Авдусина *(17)* и А. Ф. Михайлова, установивших верхнеэоценовый возраст туфогенных толщ, слагающих горные хребты, геоморфологически же он все-таки остается совершенно неизученным. А. Л. Рейнгардом *(693)* и потом И. С. Щукиным *(868)* Талыш был выделен в самостоятельный район, но В. В. Богачев замечает, что в нем можно различить не меньше трех самостоятельных районов. Один из них — Талышская приморская низменность — ниже выделяется и рассматривается вместе с Кура-Араксинской низменностью. Относительно подразделения горной части Талыша на основании имеющихся материалов высказать соображения является невозможным. Во всяком случае это район речной эрозии в условиях субтропического, сильно влажного климата с роскошной растительностью.

Высшие точки хребтов едва превышают 2400 *м* (г. Мара-юрт 2582 *м*) и оледенению не подвергались.

16. Ахалцихская котловина, представляющая зону прогиба между Аджаро-Триалетской горной системой и вулканическим нагорьем центральной зоны, выполненная рыхлыми породами палеогена и четвертичных отложений р. Куры и ее притоков (речные террасы), образует широкие части долин рр. Куры и Посхов-чай.

17. Караклисский район, вклинившийся в виде площади почти треугольной формы между восточной краевой зоной и Самсаро-Агманганской вулканогенной зоной, представляет область промежуточного характера между этими двумя зонами. Хребты этого района, сложенные туфогенным палеогеном, сквозь который проглядывает гранитное основание, вытянуты в юго-восточном направлении. Достигая в некоторых точках высоты 3000—3100 *м*, они, по наблюдениям В. Г. Грушевого и А. Л. Рейнгарда, несут следы небольших ледников, но в общем характер рельефа обусловлен взаимодействием тектоники (разломы складчатой зоны на отдельные глыбы) и речной эрозии. Характерны широкие формы долин (Памбакская долина).

18. Самсаро-Карабахская зона вулканических нагорий, являющаяся наиболее характерной особенностью в ландшафте центральной части Малого Кавказа, начинается к северу и северо-востоку от Ахалкалакского плато группой высоких вулканов Большой Абул—Самсар, протягивается отсюда в общем параллельно восточной части краевой зоны Кавказа на юго-восток, образуя антиклинали кавказского направления из туфогенных олигоценовых пород, через Мокрые горы и Агманганские высоты, огибает оз. Севан с запада и юга и заканчивается севернее города Герюсы (Горис), сливаясь здесь с центральным Карабахским нагорьем. В этой зоне можно различить несколько составных частей двух типов: вулканогенные массивы и группы вулканов, часто с очень хорошо сохранившимися конусами, и обширные вулканические плато. Первые выделяются в ландшафте длинной цепью широких и плоских щитовидных и куполовидных массивов (Мокрые горы, Алагез, Агманган) и групп вулканических конусов с лавовыми потоками и каменными россыпями (Абул, Годораби, Самсар, Дали-даг, Тавквети и др.). Как сказано выше, эта зона начинается на севере группой Большой Абул—Самсар, вершины которых достигают 3400—3500 *м* абсолютной высоты и несут отчетливые

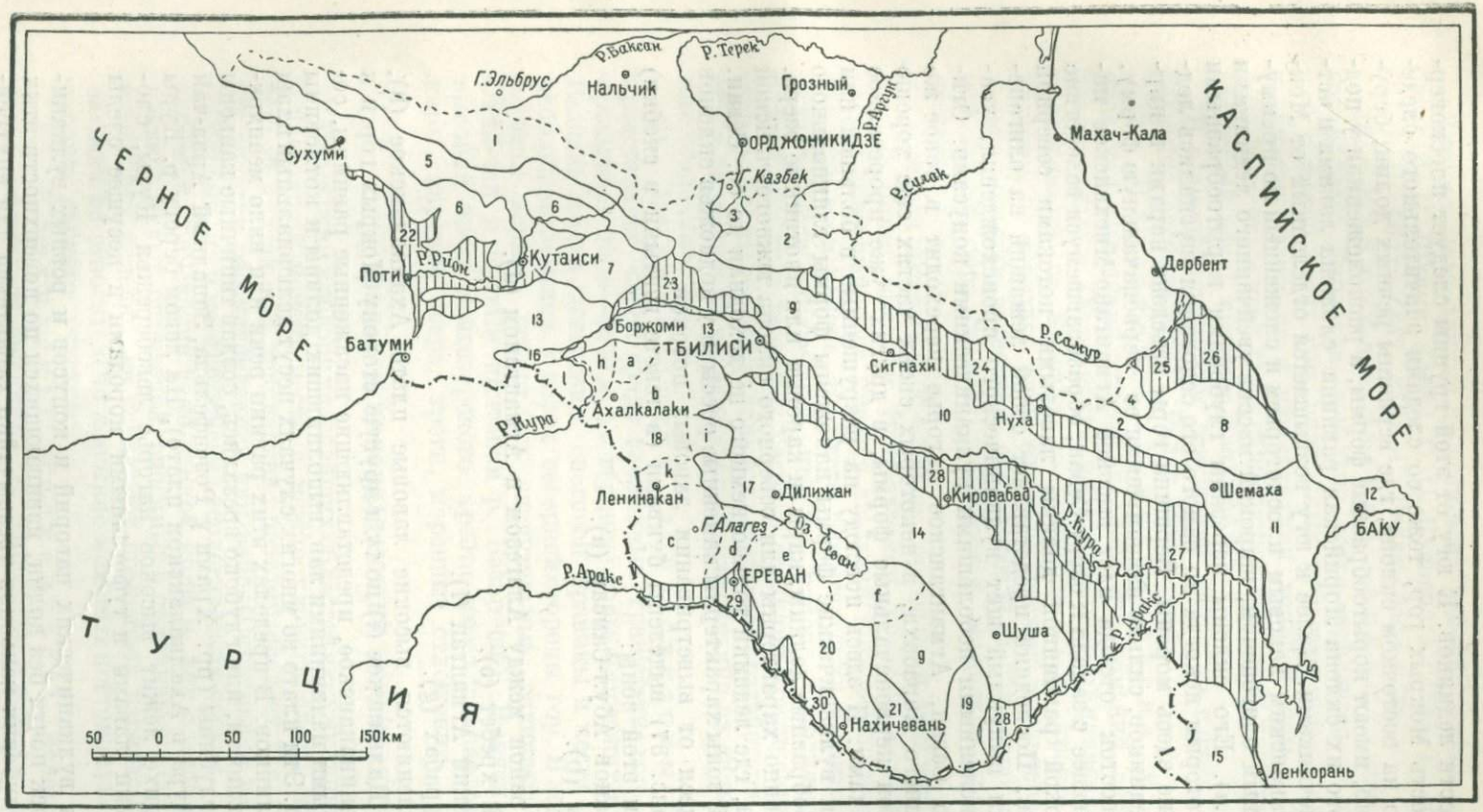


Рис. 37. Геоморфологическая карта Закавказья. Составил *А. Л. Рейнгард.*

Области преобладающей денудации: *1* — сланцевая зона Западного Кавказа; *2* — сланцевая зона Восточного Кавказа; *3* — Казбекский вулканический район; *4*—группа Шах-дага в Восточном Кавказе; *5*—Абхазско-Мингрельская туфогенная зона Западного Кавказа; *6* — Абхазско-Мингрельская карстовая зона Западного Кавказа; *7* — Дзирульский кристаллический массив; *8* — Дибрарский район Восточного Кавказа; *9* — Кахетинская третичная зона, Душетско-Телавский район; *10* — Кахетинская третичная зона, Аджинаурская подзона; *11* — Шемахинско-Сальянская зона системы Большого Кавказа; *12* — Апшеронский полуостров; *13* — краевая зона западной части Малого Кавказа; *14* — краевая зона восточной части Малого Кавказа; *15* — район Талыша; *16* — Ахалцихская котловина; *17* — Караклисский район; *18* — Самсаро-Карабахская зона: *a* — группа вулканов Абул-Самсар; *b* — Мокрые горы; *c* — Алагез; *d* — Мисханский район; *e* — Агманганский хребет; *f* — Южногокчинский Агманган; *g* — Нагорный Карабах; *h*— Ахалкалакское лавовое плато; *i* — Цалкинское лавовое плато; *k* — Ленинаканское лавовое плато; *l*— вулканогенное нагорье левобережья р. Куры; *19* — Катар-Кавартский район; *20* — зона палеозойско-триасовых хребтов; *21* —высокогорная зона системы Капуджиха (Зангезурский район). Области преобладающей аккумуляции: *22*.— Колхидская низменность; *23* — Горийская наклонная равнина; *24* — Алазанская равнина; *25* — высокая Кусарская наклонная равнина; *26* — низменная Шолларская равнина; *27* — Кура-Араксинская котловина; *28* — зона высоких предгорных террас Восточного Закавказья; *29* — Ереванская котловина р. Аракса.

следы деятельности ледников. К югу от этой группы следует плосковерхая возвышенность Мокрых гор, тоже со следами значительного оледенения, особенно на восточном склоне, где вершины речных долин, берущих здесь начало, имеют корытообразные формы, а расположенная у подножья восточного их склона Лорийская равнина сложена лавами и четвертичными галечниками. Далее к югу возвышается отделенный от Мокрых гор Ленинаканским лавовым плоскогорьем и сложенный по преимуществу туфогенным олигоценом, широкий массив увенчанного ледниками Алагеза (4095 *м*). Его склоны изрезаны глубокими корытообразными долинами, по которым некогда до самого его основания спускались ледники, оставившие здесь морены. Вершина горы изъедена карами и цирками древних ледников, сильно изменившими ее первоначальную форму. На восток-юго-восток отсюда идет высокое Агмангано-Мисханское нагорье, примыкающее с запада к озеру Севан, образовавшемуся вследствие подпруды широкой равнинной долины лавовыми потоками северной части Агмангана. Последний представляет собой лежащий на олигоценовом основании выпуклый щит вулканического происхождения, усаженный многочисленными небольшими вулканическими конусами. Огибая с юга озеро Севан, Агманганское нагорье переходит в такое же нагорье внутреннего Карабаха, в некоторых своих частях еще хорошо сохранившее свои первоначальные формы, в других уже прорезанное глубокими долинами. И здесь повсюду на разрушенные в большей или меньшей степени вулканические формы наложены формы гляциального рельефа: корытообразные долины, кары и каровые или плотинные озера. Эти формы особенно характерны для северного склона южногокчинской части Агмангана, где ледники только немного не доходили до оз. Севан.

Для всей этой зоны характерны каменные россыпи у подножья склонов гор, образующиеся от выветривания лавовых потоков.

На карте (рис. 37) выделены буквами (в тексте взятыми в скобки) следующие части этой зоны:

Группа вулканов Абул-Самсар (a).
Мокрые горы (b).
Алагез (c).
Мисханский район между Алагезом и Агманганом (d).
Агманганский хребет (e).
Южногокчинский Агманган (f).
Нагорный Карабах (g).

К ним причленяются высокие лавовые плато Ахалкалакское (h), Лорийское (к) и Цалкинское (i) по ту и другую сторону Мокрых гор и к югу от них — Ленинаканское, представляющие насаженные равнины, созданные повторными излияниями лав, выполнивших долины и котловины древнего рельефа. Эти плато во многих случаях несут делювиальный плащ лёссовидных суглинков. В пределах этих равнин реки или вяло меандрируют по их поверхности, или глубоко врезались, создав типичные каньоны в сотни метров глубины (рр. Храми у Розенфельда, Западный Арпа-чай у Ленинакана, Кура в Ахалкалакском плато). На левом берегу р. Куры к югу от Ахалцихе лежит высокое нагорье левобережья Куры, сложенное третичными лавами и туфогенными породами и несущее следы оледенения.

Этот контраст вулканических нагорий и конусов и ровных вулканических плато и рек почти без долин, извивающихся по поверхности этих плато, и рядом глубоких каньонов чрезвычайно характерен для внутренней части Малого Кавказа.

Литературные данные по всем этим районам можно почерпнуть в работах И. С. Щукина *(868)*, С. С. Кузнецова *(474)*, К. Н. Паффенгольца *(650)*, Г. Абиха *(887, 889)*, Г. Радде *(986)* и др.

19. Катар-Кавартский район, лежащий к югу от внутреннего Карабаха, довольно резко отделяется от последнего меньшей высотой своих гор, сложенных туфогенными породами средней юры и отчасти палеогена и известняками верхней юры и баррема, будучи с востока ограничен тоже невысокими краевыми хребтами, а с запада — гранитной зоной системы Капуджиха.

В геоморфологическом отношении район не изучен. Географические сведения сообщаются Г. Радде *(986)*.

20. Палеозойско-триасовая зона хребтов, образованная складками северо-западного простирания, ограничивает Среднеараксинскую (Ереванскую и Нахичеванскую) низменность с востока, протягиваясь от Еревана до Ордубада на р. Араксе. Это название, впрочем, не передает точно ее геологического характера, так как значительно большим развитием, чем палеозой (девон, карбон, пермь) и мезозой (триас, юра и мел), пользуются осадочные породы палеогена и неогена.

Достигая высоты в 2500—3000 *м*, горные цепи этой зоны с востока ограничены более высоким Зангезурским хребтом. К сожалению, в литературе совершенно не имеется сведений геоморфологического характера обо всем этом районе. Из чисто геологических и тектонических данных надо вывести заключение, что это район периодически действующей водной эрозии в условиях бедного осадками континентального климата, причем формы рельефа являются следствием воздействия такого типа эрозии и энергичного механического выветривания на сильно дислоцированные осадочные породы.

21. Высокогорная зона системы Капуджиха представляет собой гряду сложенных гранитами гор, высота которых превышает 3000—3500 *м*, а в вершине горы Капуджих доходит до 3917 *м*. Высшие точки достигают снеговой границы и несут снеговые пятна и небольшие ледники в карах северной стороны гор. В ледниковый период с этих вершин спускались значительные долинные ледники (по р. Охчи-чай и правым притокам р. Базар-чай). В связи с этим наиболее высокая часть Зангезурского хребта имеет гляциальную скульптуру: кары, каровые озера, троги, моренные отложения.

ОБЛАСТИ ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИИ

Переходим к обзору главнейших областей аккумуляции. В этих районах в настоящий момент местами можно уловить следы преобладания глубинной эрозии над денудацией, поэтому следует сделать оговорку, что эти области рассматриваются как районы опускания не только в настоящее время, но и на протяжении геологических времен. Здесь идет преимущественно опускание глыб земной коры и, как следствие этого, — накопление рыхлых отложений, сносимых с поднимающихся или приподнятых глыб. Это, конечно, не исключает временных периодов поднятия, прерывающих на относительно короткие моменты постоянную тенденцию к опусканию данного участка.

22. Колхидская низменность тянется в виде береговой полосы от Очемчири до Нотанеби и вдается в горы по долине р. Ингур до Джвари, по р. Риону до окрестностей Кутаиси. По своему

характеру она распадается на две части: сильно заболоченную прибрежную зону, проникающую по р. Риону и образованную новейшими песчано-илистыми наносами многочисленных рек, и возвышенную часть, состоящую частью из плейстоценовых и плиоценовых прибрежных террас Черного моря (от Очемчири до Ахал-Сенаки), частью сложенную древними конусами выноса и террасами р. Риона и его притоков, в особенности Цхенис-цхали. Характерными чертами этого района являются разрезанность древних речных наносов на отдельные ридели и погружение древних террас под новейшие наносы и под уровень современного Черного моря.

За более подробными сведениями отсылаем к работам С. И. Ильина *(343, 344)*, О. П. Михайловской *(590)* и Б. Ф. Мефферта *(557)*.

23. Горийская наклонная равнина в значительной степени флювиогляциального происхождения; она спускается от гор Юго-Осетии к долине р. Куры и сложена наносами рр. Большой и Малой Лиахвы и ряда второстепенных рек. Это тип насаженной равнины, скрывшей под собой рельеф речной эрозии. Вдоль краев этой равнины можно проследить остатки более древних террас, у края гор, лежащих высоко над современной поймой. Остатки этих террас, увязывающиеся с соответствующими высокими террасами р. Куры, наблюдаются на третичных высотах у Гори и Каспи.

24. Алазанско-Агричайская равнина вытянута параллельно Главному Кавказскому хребту, между которым и Кахетинско-Аджинаурской зоной она зажата в виде узкой полосы шириной до 20—40 *км*. Представляя полосу опускания новейшего времени, погружение которой началось после апшерона или даже бакинского времени и, повидимому, продолжается и в настоящее время, она выполнена осадками новейшего времени (пески и суглинки), в изобилии доставляемыми многочисленными речками, сбегающими по крутым долинам с хорошо орошаемых склонов Главного водораздела. Древние (вюрмские) террасы этих долин, в большинстве случаев достигающие большой мощности, погружаются под послеледниковые наносы уже с самого подножья гор, и дальше, до р. Алазани, идет молодая наклонная равнина, по которой создавшие ее реки разбиваются на множество проток, используемых как оросительные системы сложенной ледниковыми суглинками равнины.

По району имеются лишь устарелые работы Ф. Гаврилова и С. Симоновича *(223, 747)*.

25. Наклонная флювиогляциальная Кусарская равнина, вдающаяся вершиной своей треугольной площади в полосу гор к основанию Шах-дага, сложена в своей массе галечниками, относящимися по времени образования к концу апшерона и началу бакинского века и являющимися продуктом выноса рек древнего (миндельского?) оледенения. Впоследствии эти галечники были выведены из первоначального положения и у края гор значительно приподняты, так что в настоящее время лежат здесь на высоте до 1886 *м* (вершина Сувал) и снижаются к восточному краю равнины до 250—200 *м*. Вследствие этого они были разрезаны на ряд плосковершинных гребней — риделей, расходящихся радиально от выхода р. Шахын-абад-чай из теснины возле сел. Кюзун. Эта наклонная равнина была, впрочем, создана не одной этой рекой, но отчасти рр. Самуром, Куба-чай и некоторыми второстепенными.

Толща конгломератов перекрывается плащом делювиальных суглинков, мощность которых возрастает на восток по мере удаления от гор.

По главным долинам (рр. Самур, Кусар-чай, Шахын-абад-чай, Кубачай) в толщу кусарских галечников вложены более молодые флювиогляциальные террасы. В сторону моря Кусарская наклонная равнина обрывается невысоким уступом к такой же флювиогляциальной равнине более молодого возраста.

26. Низменная Шолларская наклонная равнина, лежащая между предыдущей и берегом Каспийского моря, сложена флювиогляциальными наносами рисского и вюрмского времени, сливающимися с береговой полосой, представляющей низменную заболоченную равнину, сложенную древнекаспийскими осадками. Она вытянута узкой полосой вдоль моря от устья р. Самура до Дивичей. Вдоль границы с Кусарской равниной выступает ряд источников (фонтанили).

Геоморфологические данные по двум последним районам помещены в работах П. Е. Воларовича *(213, 214)*, И. Ф. Пустовалова *(679)* и А. Л. Рейнгарда (*692*).

27. Кура-Араксинская низменность, значительная часть которой лежит ниже уровня Черного моря, вдается клином между системами Кахетинских возвышенностей на севере и восточной частью краевой зоны Малого Кавказа на юге до меридиана Кировабада, причем нулевая горизонталь прослеживается почти до Евлаха, не доходя до этого города километров на пять. Рассматриваемая область отличается поразительной равнинностью. Средняя часть ее вдоль р. Куры сильно заболочена, где огромные пространства мелкой воды заросли камышами, представляя собой болота и частью озера, остатки ежегодных разливов р. Куры и ее притоков. Эта центральная часть равнины сложена глинами и тонкими илами. Чем дальше мы отходим от русла р. Куры на юг, к р. Араксу, тем грубее становятся наносы, постепенно переходящие в суглинки и пески, а ближе к современной долине р. Аракса появляются и галечники последнего. Здесь мы уже вступаем в пределы дельтового конуса р. Аракса. Поверхность этого огромного конуса изрезана многочисленными древними протоками и теперь безводными старицами или солончаками и шорами.

Северная часть равнины образована обширными плоскими аллювиально-пролювиальными конусами рек, текущих к р. Куре с Главного хребта, но не достигающих ее, за исключением периодов таяния горных снегов и сильных дождей в горах. Тогда эта часть равнины, обычно сухая, с характерными для полупустыни выцветами солей на обнаженной почве между редкими кустиками солончаковой растительности, покрывается тонким слоем текущей почти без русел воды (пластовые наводнения).

До Араб-Шахверды Кура-Араксинская низменность располагается по обе стороны р. Куры. От этого же места, где подходят крайние окончания повернувших на юг Кавказских складок, она раскинулась только на правой стороне и в этой части, до самого моря, носит особенно заболоченный характер. Сохраняя свои особенности, низменность протягивается узкой береговой полосой вдоль моря до Ленкорани, заболоченной вследствие подпруживания рек морем, намывающим песчаные косы.

Ценные сведения по этой обширной низменности заключаются в работах В. В. Богачева *(94, 122а)*, В. А. Приклонского *(676)*, Н. Тулайкова *(796)* и др.

28. Зона высоких предгорных террас Восточного Закавказья охватывает горную область Малого Кавказа в виде широкого

пояса наклонных равнин от района слияния рр. Храми и Куры, где прекрасно развиты древние террасы обеих этих рек, до долины р. Аракса и затем вверх по последнему до устья р. Басут-чай. Характер этой зоны не везде одинаков. Ряд высоких древних террас рр. Куры и Храми, которых в районе Тбилиси можно насчитать не меньше четырех, прослеживается приблизительно до Казаха, причем эти террасы весьма быстро погружаются, их основание, сложенное коренными породами и галечниками, скрывается, и на дневной поверхности остается мощная толща суглинков более древних (вторых) террас. Ниже Казаха, у Шамхора и Кировабада, левобережные террасы почти исчезают, а правобережные сливаются с наклонной предгорной равниной, образовавшейся от слияния конусов выноса многочисленных рек, сбегающих с внешнего склона краевых гор. Только одна из этих рек, р. Тертер, проникла своими верховьями глубоко внутрь горной страны и берет начало на центральном Карабахском нагорье. Зона высоких террас продолжается до р. Акеры, текущей с того же нагорья на юг, к р. Араксу, вдоль внутренней стороны краевых гор. Более крупные речные конусы у выхода из гор явственно террасированы (рр. Тертер, Хачин, Каркара), причем вниз по их течению поверхность террас быстро снижается и сливается, а галечники, видимые под мощными суглинками у выхода рек из гор, скрываются под сплошным покровом суглинков. Дальше от гор эти древние суглинки лессовидного характера скрываются под современными наносами Куринской низменности. Полоса вдоль р. Аракса напоминает по своему строению долину р. Куры под Тбилиси. Мощные террасы притоков р. Аракса, особенно террасы р. Акеры, сливаются с древними высокими террасами Аракса.

О геоморфологии описанной зоны имеются сведения в работах В. В. Богачева *(94)*, В. А. Приклонского *(676)*, Н. Тулайкова *(796)* др.

29—30. Ереванская и Нахичеванская котловины по Среднему Араксу, расположенные по его течению, первая от устья р. Западный Арпа-чай до Волчьих Ворот, вторая от Волчьих Ворот до теснины южнее Нахичевани, очень сходны между собой как в геологическом отношении, так и по геоморфологическому характеру. Обе эти котловины вытянуты узкой полосой вдоль левого берега реки между нею и прилегающими высотами, от которых к р. Араксу, образуя наклонные равнины, идут конусы современного аллювия и древних (постплиоценовых) конгломератов и травертинов, лежащих на разноцветных породах соленосной толщи олигоценового или нижнемиоценового возраста. Эти древние конгломераты возвышаются над широкими аллювиальными равнинами в виде высоких террас, ближе к р. Араксу скрывающихся под более молодыми наносами.

Обе котловины, залегая первая на высоте 800—1000 *м*, вторая — 785—800 *м* и будучи со всех сторон окружены предгорьями в 1300—1500 *м* и горами до 2500—2800 *м* на востоке, с запада и севера прикрытые еще более высокими Алагезом и Большим Араратом, отличаются большой сухостью. Количество осадков здесь не превышает 300 *мм* в год. В то же время лето очень жаркое, а зимы суровые, вследствие чего местность носит характер полупустыни с жалкой растительностью; за исключением главных рек, постоянной текущей воды нет. По склонам предгорий, в особенности по южному подножию Алагеза, имеется много сухих русел, частью возникших в ледниковый период, когда текущих вод было больше. Нередки солончаки, выцветы солей и каменистые осыпи у подножья гор как результат механического выветривания. Культура возможна только при искусственном орошении.

Сведения о котловинах Среднего Аракса можно найти в работах К. Н. Паффенгольца *(652)*, И. С. Щукина *(869)*, Б. Л. Личкова *(517)*, Г. Г. Цулукидзе, Халатова и Архипова *(838, 839)*.

ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ЗАКАВКАЗЬЯ[1]

Приступая к попытке геоморфологического расчленения Закавказья, мы считаем необходимым кратко указать на те принципы и идеи, которые будут положены в основу этого расчленения или районирования. Описать геоморфологию какой-либо области, значит так изобразить свойственные ей особенности рельефа, чтобы был ясен генезис его. Как известно, рельеф представляет собой продукт геологической истории; следовательно, можно различать формы более молодые и образованные в более или менее отдаленном прошлом, иначе говоря, есть возможность различать кайнотипный и палеотипный рельефы. Кроме фактора времени, моделировка морфологии области обусловливается тектоническими особенностями ее. Можно наперед сказать, что морфология района сбросовых дислокаций будет другой, чем района складчатых структур. Нет никакого сомнения в том, что главные тектонические линии района резко скажутся при выработке рельефа.

Рельеф, в котором с заметной очевидностью отражено тектоническое строение, может быть выделен под названием тектономорфного.

Далее, развитие тех или других форм рельефа теснейшим образом связано с денудационной стойкостью горных пород, слагающих территорию. Всем известна резкая разница форм, вырабатывающихся на гранитном субстрате, известняковом, сланцевом и т. д. Возможно поэтому для районов, где петрографические особенности пород наиболее отчетливо сказались на моделировке рельефа, применить термин «петроморфный».

Огромное влияние на геоморфологию страны оказывают такие крупные геологические события, как оледенение, обширные трещинные вулканические извержения, мощно идущий вследствие специфической климатической обстановки процесс элювиального выветривания и необычного почвообразования. Во всех этих случаях удобно говорить о гляциогенном, вулканогенном, педогенном рельефе.

Наконец, в горных странах имеется полное основание различать: 1) области, в которых выработка рельефа сопровождается сносом материала, и 2) области накопления или аккумуляции рыхлых продуктов денудации, т. е. можно различать области преобладающей денудации и области преобладающей аккумуляции.

Разделение Кавказа по этому последнему признаку было предложено уже давно. Другие же из намеченных выше принципов геоморфологического расчленения учитывались частично и случайно.

[1] Статья С. С. Кузнецова является очень интересным добавлением к основному очерку геоморфологии Закавказья, написанному для настоящего тома А. Л. Рейнгардом со свойственными ему огромной эрудицией, точностью и осторожностью. У С. С. Кузнецова имеется много личных наблюдений в различных районах Закавказья. В своем очерке он высказывает оригинальные и иногда смелые мысли. Для более полного и разностороннего освещения вопросов геоморфологии Закавказья редакция сочла уместным поместить в настоящем томе обе статьи. Из сравнения карточек геоморфологических зон, прилагаемых к тому и другому очерку, видно, что у авторов нет больших расхождений в геоморфологическом расчленении Закавказья. Более подробно идеи С. С. Кузнецова развиты в его статье «Попытка геоморфологического расчленения Закавказья» (Изв. Гос. геогр. о-ва, 1938, № 3, стр. 350—376, 1 карта). (*Ред.*).

Закавказье рассматривается здесь в административных границах, т. е. в пределах республик Азербайджана, Грузии и Армении. В виде предварительной схемы нам кажется удобным разделить данную территорию на следующие геоморфологические области и районы (рис. 38):

I. Области древних пенепленов:
   a) район высоко поднятых пенепленов преимущественно на мезозойском вулканогенном субстрате;
   b) районы высоко поднятых пенепленов на вулканогенном палеогене;
   c) район высоко поднятых пенепленов, забронированных молодыми лавами трещинных излияний;
   d) район средневысотных пенепленов на мезозойском и палеозойском субстратах;
   e, f) районы средневысотных пенепленов на литокластическом неогене;
   g) район пенепленов на докембрийском кристаллическом субстрате.

II. Холмисто-террасированная область педогенного рельефа с красноземной корой выветривания.

IIIa. Область гляциогенного рельефа.

IIIb. Область гляциогенного и вулканогенного рельефа.

IV. Область горно-эрозионного рельефа (поперечного распиливания и локального оледенения).

V. Области тектоно- и петроморфного рельефов:
   a) район скалистого рельефа на среднеюрском вулканогенном субстрате;
   b) район столовых гор и утесов.

VI. Область карстового ландшафта.

VII. Область погребенных террас.

VIII. Области флювиальных и флювиогляциальных отложений:
   a) Колхидская низменность;
   b) Кура-Араксинская низменность;
   c) Горийская наклонная равнина;
   d) Кубинская наклонная равнина.

IX. Пояс периферических предгорных террас.

Переходя к характеристике выделенных геоморфологических районов, заметим, что по макрорельефу Закавказье легко распадается на три естественных зоны: 1) южный склон Главного хребта, 2) Антикавказ, 3) внутренняя Закавказская депрессия или междугорье. В отношении гидрографическом Закавказье разделяется на: 1) западную часть, принадлежащую бассейну Черного моря, и 2) восточную, принадлежащую бассейну Каспия.

Как видим, расчленение орографическое идет в широтном направлении, совпадая с простиранием линии наиболее распространенной на всем Кавказе складчатости, расчленение же гидрографическое имеет перпендикулярное первому направление — меридиональное. Подобное несовпадение направлений столь сопряженных между собой ориентировок орографии и гидрографии дает, как нам кажется, внешнее и яркое указание на то, что наряду со складчатостью в строении Кавказского горного сооружения огромное значение имеют эпейрогенические движения.

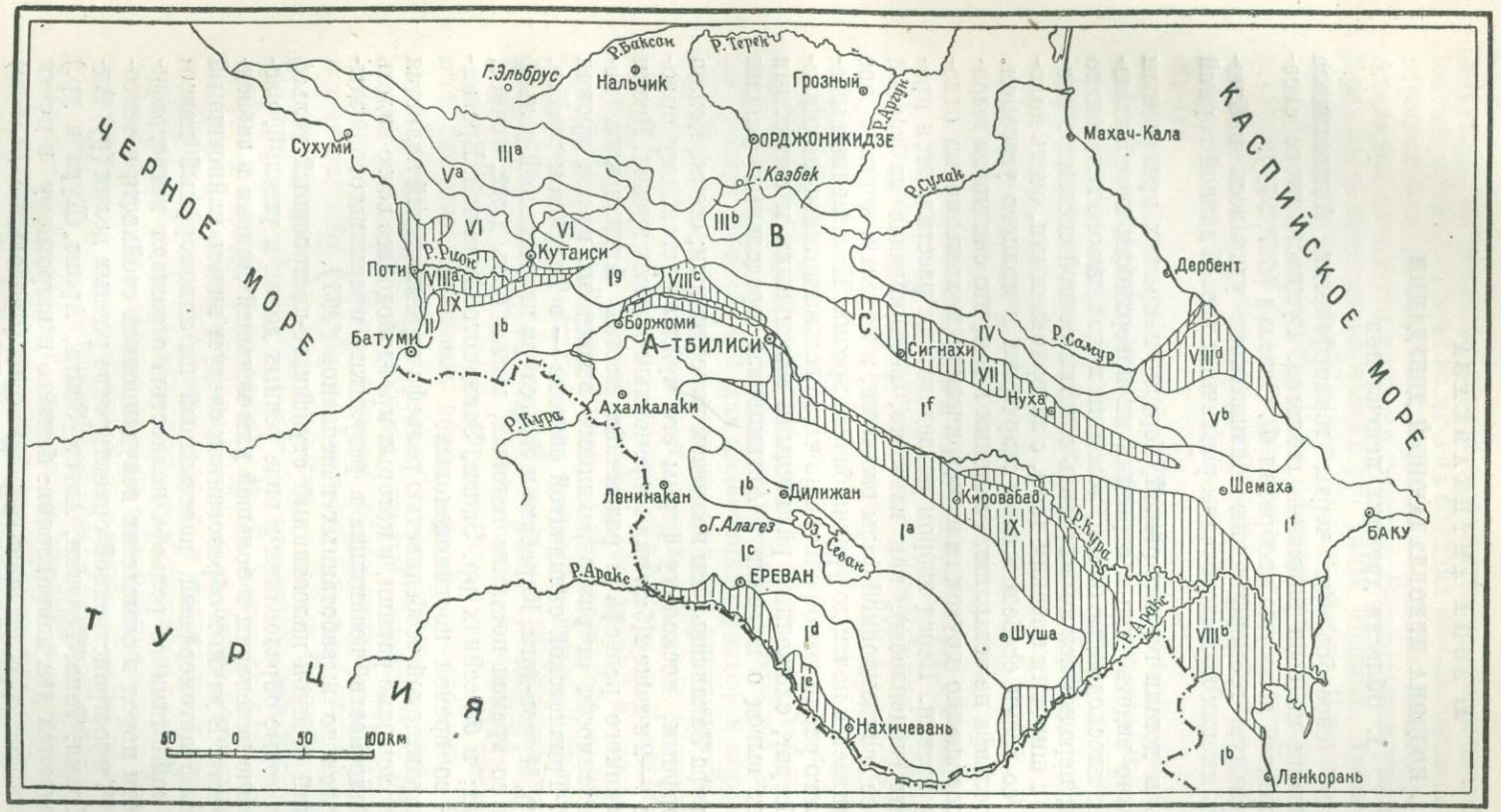


Рис. 38. Карта геоморфологических районов Закавказья. Составил *С. С. Кузнецов* в 1937 г.

A — Антикавказ; *B* — южный склон; *C* — междугорье; *I* — пенеплены на различном субстрате, поднятые на разную высоту: *Ia* — на мезозойском вулканогенном субстрате; *Ib* — на палеогеновом вулканогенном субстрате; *Ic* — на палеогеновом вулканогенном субстрате, забронированном лавами; *Id* — на мезозойском и палеозойском субстратах; *Ie, f* — на литокластическом неогене; *Ig* — на древнем кристаллическом субстрате; *II* — область педогенного рельефа; *IIIa* — область гляциогенного рельефа; *IIIb* — область гляциогенного и вулканогенного рельефов; *IV* — область горно-эрозионного рельефа; *V* — область тектоно- и петроморфного рельефов; *Va* — скальный рельеф на вулканогенной юре; *Vb* — рельеф столовых гор и утесов; *VI* — область карстового рельефа; *VII*—область погребенных террас; *VIII*—области флювиального и флювиогляциального рельефов; *VIIIa*—Колхидская низменность; *VIIIb*—Кура-Араксинская низменность; *VIIIc*—Горийская наклонная равнина; *VIIId*—Кубинская наклонная равнина; *IX*—область периферических террас.

А. ЗОНА АНТИКАВКАЗА

I. ПОДЗОНА ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ДЕНУДАЦИИ

1. Области древних пенепленов

Исключительно своеобразные черты геоморфологии Антикавказа уже давно обратили на себя внимание геологов. Сущность этого своеобразия с наибольшей ясностью изобразил Ф. Освальд *(627, 978)*.

Эту поразительную геоморфологию Антикавказа удавалось наблюдать и описывать многим исследователям различных частей данной горной страны.

Вглядываясь в детали горных степей, нередко покрытых прекрасным черноземом, можно видеть, что в строении их поверхности преобладающую роль играют плоскодонные балки, ложбины и останцевого типа мягко округлые холмы; нередко можно встретить остатки речной системы с низкими террасами, с широким плоским дном, с задернованными, очень пологими склонами, со всеми особенностями старчества и полного угасания. Все эти детали рельефа не оставляют сомнения в том, что они могли выработаться при совершенно другом гипсометрическом положении по отношению к базису эрозии. Перед взором исследователя расстилаются предельные равнины (пенеплены), как известно, возникающие из горной страны к концу ее денудационной фазы развития, к моменту, когда горное сооружение стачивается почти до уровня базиса эрозии. Наложение вышеописанного мягкого равнинного рельефа на часто весьма интенсивно дислоцированный субстрат, сложенный различными массивными и слоистыми породами, делает вывод о наличии в Антикавказе предельных равнин неизбежным.

Этот тип рельефа Закавказья мы называем палеотипным; его же можно назвать алломорфным, поскольку формы его чужды настоящему положению на высоте 1—2 и даже 2,5*км* над современным базисом эрозии. Время развития палеотипного рельефа в различных местах Антикавказа неодинаково в зависимости от разновременного выхода их из-под уровня моря. В Аджаро-Триалетской складчатой системе — в Телетском хребте, в цепях Шах-дага, Муров-дага, Карабаха и Зангезура палеотипный рельеф начал слагаться со времен постпалеогеновых, может быть даже, точнее, постолигоценовых; в бассейнах рр. Занги, Западного Арпа-чай, Ереванского Аракса — со времен постмиоценовых.

Следующей характерной особенностью рельефа горных степей является ступенчатое расположение равнин, в которых правдоподобнее всего видеть денудационные плоскости, возникшие в результате прерывистого воздымания последовательно выработанных пенепленов *(465)*.

В этот плоский степной палеотипный ступенчато-построенный рельеф врезаны более молодые образования в виде речных долин и ущелий, расчленяющих древние пенеплены в большей или меньшей степени в зависимости от их возраста. В данных образованиях следует видеть кайнотипный рельеф или рельеф автоморфный, наложенный на алломорфный палеорельеф. Формы кайнотипного рельефа полностью отражают петрографические особенности пород в смысле их денудационной стойкости и тектонику местности. В пространственной ориентировке речных долин (рр. Аджарис-цхали, Храми, Тана, Тедзами, Алгет, Занга, Аракс, Кура и др.) отчетливо наблюдаются два направления: близкое к широтному и почти ему перпендикулярное, т. е. по простиранию пород (продольные долины) и вкрест ему (поперечные). В продольных профилях большинства рек

Антикавказа резко выражена ступенчатость, неравновесность. Поперечные же профили долин во многих случаях весьма наглядно иллюстрируют обращенность рельефа. Широкая плоскодонная долина р. Куры в районе Ахалцихе сменяется ниже по течению Боржомским ущельем. То же наблюдаем в продольных частях рр. Таны, Тедзами, Аракса и даже таких маленьких речек, как Айриджа, Тохлужда и др. В верховьях все эти реки обычно имеют меандрирующие блуждающие одряхлевшие русла, затем в своем среднем и частью даже нижнем течении реки, как правило, идут каньонами и подлинными ущельями-теснинами. Все это с исключительной яркостью можно наблюдать, изучая долину р. Куры или р. Кция-Храми.

Такова схема геоморфологического строения областей с палеотипным рельефом, представляющих пенеплены, расчленяемые и размываемые позднейшими эрозионными процессами. Сюда относится ряд районов, которые можно выделить по той или другой детали из общего региона.

а) Район высокоподнятых пенепленов преимущественно на мезозойском вулканогенном субстрате

У предыдущих исследователей, занимавшихся вопросом геоморфологического расчленения Кавказа, этот район выделяется под названием восточных окраинных гор Армении. Начинаясь немного южнее восточного окончания Триалетского хребта, данный район уходит по юго-восточному простиранию за город Шушу почти до долины р. Аракса. Развитые здесь обширные пенеплены подняты на высоту 1500—1700 *м*. Среди этих ровных степей с описанной для палеотипных рельефов морфологией местами наблюдаются отдельные значительные горы, наивысшая из которых Муровдаг (3700 *м*). Они располагаются иногда хребтами. Склоны этих возвышенностей чаще всего довольно сглажены и пологи; самые возвышенности были отпрепарированы древней эрозией, обходившей их вследствие или большей стойкости слагающих пород, или тектонического сложения. Как эти возвышенности — останцы, так и самый пенеплен в настоящее время размываются и расчленяются кайнотипными образованиями в виде речных долин Дебеда, Акстафа, Дзегам, Шамхор, Ганджа, Тертер, Каркара, Акера. Пропиливая такие породы, как граниты и кварцевые порфиры, или рассекая осадочные свиты вкрест простирания, названные реки вырабатывают глубокие, часто очень узкие теснины. Как правило, в верхних течениях долины широки, плоски, и современная река меандрирует по этим древним образованиям. Прекрасным примером может служить бассейн р. Акстафы. Отметим существование в данном районе нескольких озер, например, в районе Гямыша. Можно думать, что большинство из них запрудного характера, как известные озера горы Кяпаз, возникшие, по данным В. В. Богачева *(121, 126)*, Э. Гофмана *(268)* и К. Н. Паффенгольца *(659)*, вследствие колоссальных обвалов.

Ясных следов оледенения указать в описываемом районе мы не можем.

Субстратом, на котором был выработан этот рельеф, являются юрские и меловые вулканогенные породы, перемежающиеся с такого же возраста известняками, присутствующими, однако, в резко подчиненном количестве. Вся эта лито- и пирокластическая толща мезозоя прорвана частыми интрузиями гранитов и кварцевых порфиров.

В тектоническом отношении эта область входит в состав Сомхетско-Азербайджанской зоны В. П. Ренгартена *(234)*.

b) Район высокоподнятых пенепленов на вулканогенном палеогене

К западу от Тбилиси располагается обширная горная область, которую мы выделили под названием Аджаро-Триалетской складчатой системы *(465)*. Будучи вытянута широтно, она достигает берега Черного моря на отрезке Батуми — Кобулети и почти пополам рассекается р. Курой между Боржоми и Сталиниси.

Морфология данного района характеризуется обширными предельными равнинами, занесенными на высоту 1200—1500—1700 *м* над уровнем моря. В восточной половине района, принадлежащей бассейну Каспийского моря, эти равнины представляют горные степи; в западной— принадлежащей Черноморскому бассейну, равнины поросли часто роскошными буковыми лесами. Поверхность равнин покрыта во многих местах следами древней гидрографической сети, имеющей все черты дряхлости. Равнинность нарушается отпрепарированными древней эрозией хребтами и возвышенностями-останцами, например, Шавшетский хребет с высотами Кушнари (2396 *м*), Гома (2343 *м*), Циновела (2193 *м*), Триалетский хребет с высотами Натусеви (1878 *м*), Размети (2155 *м*), Ксилиси (1948 *м*) и др.

Данный район совпадает с выделяемой предшествующими исследователями зоной западных краевых гор Армении. Здесь также древние поднятые пенеплены рассекаются кайнотипными формами, создаваемыми молодой гидрографической сетью: рр. Аджарис-цхали, Коблиан-чай, Посхов-чай, Кура, Дзами, Тана, Тедзами, Кавтура, Дзегви, Алгет и др. Характернейшим признаком для многих из этих рек является наличие продольного типа долин в верхнем течении и поперечного — в среднем и нижнем. Весьма вероятно, что эти последние части являются антецедентными образованиями, формировавшимися вместе с поднятием пенеплена. В таких частях долины обычно имеют вид ущелий и теснин.

Относительно следов оледенения в описываемом районе существуют две исключающие друг друга точки зрения: В. А. Страхов *(783)* и А. М. Овчинников *(622)* находят эти следы в правобережной части бассейна р. Куры, на отрезке Ахалцихе — Бакурьяни, К. К. Фохт *(829)* — в районе Годерского перевала; С. С. Кузнецов *(478)* и Б. Ф. Мефферт *(561)* отрицают наличие гляциогенных образований.

Субстратом, послужившим основанием для развития подобного рельефа в этом районе, явились главным образом палеоценовые и эоценовые вулканогенные толщи, в значительно меньшей степени эоценовые нуммулитовые песчаники с глинистыми сланцами, а также верхнемеловые известняки. Названные пиро- и литокластические толщи прорваны интрузиями гранодиоритов и габбро-диабазов, с явным убыванием значения этих интрузий с запада на восток.

С точки зрения тектоники — это Аджаро-Триалетская складчатая зона В. П. Ренгартена *(234)*, часть Южногрузинской зоны Л. А. Варданянца *(151)*, наконец, Аджариды Н. Б. Вассоевича *(179)*.

Геоморфологические аналоги описанного района наблюдаются к юго-востоку от него, захватывая часть Безобдальского, Памбакского, Гюнейского и Шахдагского хребтов по северо-восточному берегу оз. Севан. Здесь основа рельефа создана также остатками пенепленов, только они подняты на более значительную высоту: 2300, 2100, 1900, 1700 *м* с отдельными вершинами, поднимающимися выше 3000 *м*.

Субстратом здесь является почти исключительно дислоцированный вулканогенный палеоген; верхнемеловой и нуммулитовый известняк

с крупными габбро-змеевиковыми интрузивными телами является основой Шах-дага.

Эти области Антикавказа тектонически принадлежат частью к складчатой зоне Армении и Сомхетско-Азербайджанской зоне В. П. Рентартена *(234)* и к Северогокчинской тектонической зоне Л. А. Варданянца *(151)*.

Еще дальше на восток, на самом юго-восточном конце Антикавказа, располагается район средневысотных гор Талыша, где высшие точки едва ли превышают 2400 *м* (гора Мара-юрт 2582 *м*). В. В. Богачев *(102, 117)*, П. П. Авдусин *(17)* и А. Ф. Михайлов, сообщая, что эти горы сложены вулканогенной формацией верхнего эоцена, почти не дают материала для суждения об их геоморфологическом строении. Исходя из всего нам известного о более западных районах Антикавказа, мы пока условно относим горную часть Талыша к описанному в данном разделе геоморфологическому типу.

с) Районы высокоподнятых пенепленов, забронированных покровами молодых лав

Обширная, высоко поднятая территория внутреннего Антикавказа, выделяемая обычно под названием вулканического нагорного плато Армении или Самсаро-Агманганской зоны вулканических нагорий, в отношении геоморфологического строения является прямым продолжением только что описанных районов древней пенепленизации. Своеобразие рельефа данной области вулканических нагорий обусловлено тем, что здесь палеотипные формы высоких степей покрыты местами довольно мощным (несколько десятков, даже сотня метров) плащем по преимуществу основных базальтовых и андезито-базальтовых лав. Заполнив пониженные места древнего рельефа, они тем самым придали ему еще более равнинный характер, что замечательно для районов вулканических нагорий, где, как известно, существуют столь обширные плоскости, как Ленинаканская, Лорийская, Ахалкалакская, Цалкинская степи и другие меньшие. С полным правом к ним можно применить термин «насаженные равнины» *(472, 474)*.

Среди лавовых покровов и на них самих расположены конусообразные вулканические эруптивные аппараты, большинство из которых, впрочем, являются паразитическими кратерами и только немногие признаются настоящими вулканами центрального типа: Алагез (4095 *м*)[1], Богу-даг (2402 *м*), Большой Абул (3301 *м*), Самсар (2285 *м*).

Важной чертой рельефа нагорья являются лавовые бугры и каменные россыпи, хаотически нагроможденные на поверхности лавовых полей. Эти нагромождения бесформенных каменных глыб могут быть легко приняты за образования гляциогенные, не имея с ними ничего общего и представляя продукты дезинтеграции базальтов и андезито-базальтов под влиянием резких колебаний температуры. Участие ледников в формировании рельефа внутренних частей Антикавказа весьма ничтожное и ограничивается, повидимому, отдельными пунктами, где возможно допускать локальное оледенение: горы Алагез, Самсар, Большой Абул. О существовании в Антикавказе горных ледников, покровных или долинных, говорить, повидимому, не приходится.

---

[1] Признание Алагеза вулканом центрального типа оспаривается К. Н. Паффенгольцем и А. Л. Рейнгардом.

Наличие обширных равнин в описываемой высокогорной по существу местности (средние отметки 1500, 1700, 1900, 2000, 2300 *м*) должно объясняться влиянием лавового покрова. Лавы как бы наложили панцырь, броню на древний рельеф предельных равнин, предохранив их от быстрого размыва, вызванного поднятием на большую высоту. Здесь вполне уместно применить термин «бронированный рельеф». По его поверхности реки текут нередко почти без долин, прихотливо извиваясь и вяло меандрируя. Наряду с этим имеются глубоко врезанные ущелья в сотни метров глубиной с отвесными, недоступными, до крайности сближенными бортами (например, р. Западный Арпа-чай) *(517)*. Подобные образования совершенно неожиданно предстают перед исследователем среди высоких лавовых степей и ярко свидетельствуют о значительности и молодости поднятий Антикавказа. Вспомним, что нередко лавы накрывают собой большие нагромождения речного аллювия.

Кроме внутренних частей Армении, от города Герюсы через Агманганские высоты, Мокрые горы, Ахалкалакское плато, группу Большой Абул—Самсар бронированный рельеф прослеживается в западной части Антикавказа — в районы Бакурьяни, Тори и Годерского перевала, где позднейшие лавовые излияния также покрыли собой древние пенеплены Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Основной, подлавовый рельеф описанного обширного геоморфологического района развивался, главным образом, на нижнетретичном вулканогенном субстрате, за исключением территории левобережья р. Занги и полосы по юго-западному обрамлению оз. Севан. В этих местах под лавами наблюдаются сарматские (?), мэотические (?) и даже плиоценовые субаквальные отложения *(109, 871)*, так что броня покрыла здесь плоский рельеф, развившийся на верхнетретичном субстрате. Что касается образования оз. Севан (1917 *м* над уровнем моря), то, вероятнее всего, — это тектоническая впадина, заполненная впоследствии осадками плиоценовых бассейнов и, наконец, частично подпруженная лавами в районе селений Еленовка — Ордаклю.

Описанный район занимает почти целиком выделяемую В. П. Ренгартеном *(234)* складчатую зону Армении и часть его Аджаро-Триалетской складчатой зоны; по Л. А. Варданянцу *(151)*, это будет комплекс Малого Кавказа.

d) Район высокоподнятого пенеплена на мезо-палеозойском и кайнозойском субстрате

Почти от Еревана до Ордубада на р. Араксе, по левобережью этой реки, возвышается горная область в 2500—3000 *м* высотой. До сих пор она остается геоморфологически неизученной. На основании всего, что удавалось наблюдать С. С. Кузнецову во многих местах Закавказья, допускаем в данном его участке реликты высоко поднятого пенеплена, разработанного на сложном стратиграфически субстрате, в котором участвуют породы девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена и неогена.

II. Холмисто-террасированная область педогенного рельефа с красноземной корой выветривания

Эта небольшая по площади, но генетически в высшей степени интересная область расположена вдоль берега Черного моря, главным образом между Батуми и Кобулети. Особенности морфологии данной области, ле-

жащей в пределах от 0 до 300 *м* абсолютной высоты, заключаются в мягком холмистом рельефе, который в южном конце (устьевая часть р. Чороха) имеет по внешнему виду характер мелкосопочника с отдельными возвышенностями; севернее, в низовых частях бассейнов рр. Барцхана-цхали и Чаквис-цхали, развиты обширные плоскости, террасами ниспадающие к Черному морю. Высота террас 240, 180, 120, 96, 30—40, 15, 2—3 *м (477)*.

Весь этот своеобразный рельеф представляет собой почти целиком продукт элювиального перерождения коренных пород. Этот процесс, по существу подобный почвообразованию, происходит в громадном вертикальном масштабе и с исключительной быстротой. Главной чертой этого процесса является здесь выщелачивание из пород оснований и кремневой кислоты, взамен которых возрастает процентное значение полуторных окислов (Al_2O_3 и Fe_2O_3), придающих возникающим мягким массам глинистость и красный цвет. Эта красноземная кора выветривания, свойственная также островам Цейлону, Целебесу и другим из Малайского и Японского архипелагов, может, повидимому, развиваться лишь в весьма определенной климатической обстановке с высокой средней годовой температурой (до +12° С и выше) и с огромным количеством годовых осадков (в пределах выше 1000 *мм*).

Все своеобразие мягкого широко террасированного или мелкосопочного (Кахаберская равнина) рельефа обязано красноцветной коре выветривания, плащеобразно покрывающей коренные породы. Мощность этой коры достигает 20 *м* и более.

Коренными породами, изменившимися в латеритоподобную землю, являются туфогены, лабрадоровые покровные порфириты и особенно авгитовые, условно относимые к верхам эоцена *(465)*. Время образования красноземной коры выветривания, а следовательно и обусловленного ею рельефа, всего вероятнее связывать с межледниковыми четвертичными эпохами, считая, что процесс идет в современный нам геологический век *(477)*.

II. ПОДЗОНА ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ АККУМУЛЯЦИИ

е) Район среднеподнятых пенепленов на литокластическом неогене

Полосой вдоль левого берега р. Аракса вытянуты две плоских котловины: одна — Ереванская — от устья р. Западный Арпа-чай до Волчьих Ворот, другая — Нахичеванская — от Волчьих Ворот до сужения долины к югу от Нахичевани. Первая плоскость расположена на высоте 800—1000 *м*, вторая на высоте 780—800 *м*, у подножия уходящих к северу, по преимуществу вулканических, массивов Алагеза и отрогов Агмангана, представляя собой тектонические депрессии.

В отношении рельефа это широкие аллювиальные равнины, четырьмя террасами спускающиеся к р. Араксу *(517)*.

Последняя терраса на севере подходит к более высоким наклонным равнинам, построенным на конусах выноса из горных речек как современного аллювия, так и древнего конгломерата и травертина. Засушливый климат при высокой среднегодовой температуре способствует развитию полупустыни с солончаками, солонцами и каменистыми осыпями у горных подножий.

Как уже указано, террасированные равнины разработаны на мощном аллювиальном наносе, сложенном чаще всего галечными и песчано-глинисто-

галечными накоплениями. Вся ширина долины р. Аракса, имея от 10 до 50 *км* в поперечнике, находится в резком несоответствии с незначительностью современного потока этой реки, живое сечение которой едва достигает 100 *м*. Следует признать, что мощный аллювиальный нанос является довольно древним образованием, обязанным своим происхождением тем плювиальным эпохам, которые в Антикавказе замещали собой ледниковые Главного Кавказского хребта.

Все эти накопления лежат на размытой поверхности частично олигоценовых или нижнемиоценовых соленосных пород, частично на предполагаемых морских и озерных неогеновых отложениях. Перечисленные третичные породы в районе Нахичеванской котловины и в восточных частях Ереванской собраны в спокойные складки. Они подверглись размыву, и на их поверхности выработались предельные равнины, покрытые впоследствии аллювиально-пролювиальными наносами. Это позволяет рассматривать данные котловины как среднеподнятые пенеплены, разработанные на литокластическом неогене по преимуществу; плащ аллювия и пролювия, сгладив неровности коренного рельефа, создал тип насаженных равнин.

Представляя область крупной тектонической депрессии, описанный геоморфологический район в одни эпохи был ареной аккумуляции, в другие — денудации, в зависимости от характера движений (положительных или отрицательных) и их амплитуды по отношению к базису эрозии.

Б. ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

I. ПОДЗОНА ПРЕОБЛАДАЮЩЕЙ ДЕНУДАЦИИ

Южный склон Главного хребта по особенностям геолого-петрографического строения уже давно разделяется на два сегмента: западный и восточный. Граница между ними совпадает с Черноморско-Каспийским водоразделом. Особенно резко оба эти сегмента отличаются друг от друга по расположению и относительному значению геоморфологических элементов.

Может быть, одно из самых резких отличий морфологии западного и восточного сегментов заключается в очертаниях гидрографической сети. Все реки западного сегмента имеют замечательную закономерность: рр. Рион, Цхенис-цхали, Ингур, Кодор — Чхалта, Бзыбь в верхней части текут по простиранию пород, разработав широкие продольные долины; в средней части эти реки резко уклоняются по меридиану на юг, пропиливая громадные (р. Ингур до 70 *км* длиной) поперечные долины-ущелья. Ничего подобного нет в восточном сегменте.

После этих замечаний перейдем к краткой характеристике наиболее существенных геоморфологических элементов южного склона.

IIIа. Область гляциогенного рельефа

В наиболее высокой части южного склона от верховьев р. Бзыби почти до горы Казбека (5043 *м*) протягивается полоса километров в 25—30 шириной, все морфологическое своеобразие которой, в первую очередь, обусловлено современным и древним оледенением. Здесь до сих пор имеются одни из самых больших кавказских ледников. Все они долинного типа и находятся теперь в стадии отступания, быстрота которого, по дан-

ным экспедиций 2-го Международного полярного года (МПГ), колеблется от 3 *м* (Адиш) до 43 *м* (Ужба) в год (*670*, *723*).

Всюду лед расположен на древнем кристаллическом комплексе, едва вступая в область сланцев лейаса. Морены же обширных и мощных древних ледников уходят далеко за пределы современных, причем на территории Горной Абхазии и Верхней Сванетии удается различать следы двух оледенений: довюрмского и вюрмского. Первое имело покровный характер, развившись на тех больших плоскостях, которые представляли собой поднятые пенеплены. Их реликты и теперь наблюдаются на высотах от 1800 *м* и выше. Местами на них лежат моренные нагромождения, придавая современным водоразделам типичный моренно-холмистый и моренно-озерный ландшафт (например, перевал Угыр 1951 *м* в Сванетии).

В наступившую межледниковую эпоху заложилась современная гидрографическая сеть, и древние пенеплены начали расчленяться речными долинами. Более или менее обширные плоскости сохранились лишь в самой высокой приводораздельной полосе. Здесь могли накапливаться льды, спустившиеся в выработанные долины в вюрмскую ледниковую эпоху, с образованием долинных ледников. Прекрасные троговые долины — Бечойская, Местийская, Адиши, верховьев р. Ингур с моренными грядами и плоскими днищами — представляют яркое доказательство бывшего оледенения с его двумя или тремя стадиями отступления.

Таким образом в этой области гляциогенной геоморфологии на детальной карте можно выделить участки: 1) покровного оледенения и 2) долинного.

Коренными породами, на которых сформирован гляциогенный рельеф, являются простирающиеся здесь с северо-запада на юго-восток полосы древних гранитов и докембрийских кристаллических сланцев, слабо метаморфизованных аспидных сланцев лейаса и карбонатная пачка верхней юры и нижнего мела.

В тектоническом отношении описанная область выделяется В. П. Ренгартеном *(234)* под названием «зоны южного склона»; по структурной карте Л. А. Варданянца *(151)* она составляет часть «зоны глыбовых поднятий».

IIIb. Область гляциогенно-вулканогенного рельефа

В верховьях рр. Терека, Белой Арагвы и Ксана расположен высокогорный район с весьма своеобразным геоморфологическим строением. Происхождение его обусловлено двумя геологическими явлениями, действовавшими поочередно: вулканизмом и оледенением. Вследствие этого самый рельеф можно назвать вулканогенно-гляциогенным.

Древний плоский рельеф, выработанный во флишевой толще Центрального Кавказа еще в верхнетретичное время, был здесь залит в раннечетвертичную эпоху лавовыми излияниями вулканов Казбека, Сырхи-сар, Кабарджин, Кели и др. *(503*, *699)*. Некоторые из этих вулканов прекрасно сохранили свою форму и доныне. Впоследствии неоднократные вулканические извержения чередовались с деятельностью ледников. Все это в резких формах запечатлелось в геоморфологии района, особенно сказавшись на речной сети, которая, повидимому, не раз перестраивалась, и теперь можно наблюдать эпигенетические долины, заново проложенные реками в обход лавовых потоков Казбека, Гуд-горы и других вулканов.

Район богат высокогорными озерами, одни из которых обязаны ледникам (каровые, моренные), другие возникли вследствие подпруживания

лавами верховий долин. На плоском Кельском нагорье, кроме того, дезинтеграция вследствие резких колебаний температуры привела к образованию громадных каменных россыпей андезитов и сланцев.

IV. Область горно-эрозионного рельефа

К востоку от вышеописанной области и верховьев рр. Закки-дона и Терека располагается высокогорная зона восточного сегмента. Рельеф его характеризуется глубокими и узкими поперечными долинами, на протяжении нескольких километров ниспадающими на 2000—2500 *м*. Понятна колоссальная распиливающая сила текущих здесь рек, несмотря на их сравнительно небольшой дебит. Остатки террас лепятся на высоте 350—400 *м* и более над современным тальвегом. Это область резко выраженной горно-эрозионной геоморфологии. Несмотря на большие высоты (2500—3200 *м*), ледники не имеют здесь никакого значения, либо вовсе отсутствуя, либо являясь в виде изолированного локального небольшого оледенения, как в районе горы Шах-даг (4258 *м*), Базар-дюзы (4259 *м*) и Тфан (4197 *м*). Следы древнего оледенения здесь также с трудом улавливаются лишь в самых верховьях долин.

Допустимы два предположения: 1) за отсутствием питающих площадей здесь не было сколько-нибудь значительного оледенения и в ледниковые эпохи, 2) все следы ледниковой деятельности унесены мощной эрозией, возникшей в связи с быстрым подъемом области над базисом эрозии за краткое послевюрмское время.

Геологическим субстратом в этой области являются сланцы, песчаники и мергели флишевой фации юры и мела. В тектоническом отношении— это восточная часть зоны южного склона В. П. Ренгартена *(234)* и зона глыбовых поднятий и частично зона разрывов и складок в мезозойских отложениях, по структурному построению Л. А. Варданянца *(151)*.

V. Области тектоно- и петроморфного рельефов

а) Район скалистого рельефа на нижне- и среднеюрском вулканогенном субстрате

Простираясь с северо-запада на юго-восток, в западном сегменте прослеживается вулканогенный, сильно дислоцированный, часто до вертикального положения пластов, комплекс туфов, туфобрекчий и порфиритовых лав нижней и средней юры. Он слагает хребты Рачинский, Мингрельский, Ходжальский, Жургя. Рельеф этой полосы обусловлен исключительно денудационными свойствами крепкого вулканогенного, к тому же сильно дислоцированного материала. Как правило, здесь господствуют скалистые, гольцовые формы, часто очень трудно доступные, с небольшим числом едва проходимых перевалов. Та гигантская зубчатая стена, которая так резко выделяется с Черноморского побережья, принадлежит описываемой геоморфологической зоне. Упомянутые выше колоссальные поперечные долины-ущелья распиливают ее на ряд цепей и массивов.

В хребтах Мингрельском и Ходжальском встречаются редкие маленькие деградирующие леднички; что же касается древнего оледенения, то следы его повсюду наблюдаются в западной абхазско-сванетской части и дают повод к предположению о существовании покровного типа оледенения (хребты Аибга — Агепста, Ходжал, Жургя, Лахумурис).

b) Район столовых гор и утесов

Восточнее горы Шах-даг (4258 *м*) происходит быстрое понижение Большого Кавказа. Вместо господствующего в описанном восточном сегменте поперечного эрозионного расчленения, здесь наблюдается частично продольное, частично радиальное (в области горы Дибрар 2210 *м*). Эта местность, выделяемая К. И. Богдановичем *(132)* и И. С. Щукиным *(867)* под именем Дибрара, уже не имеет высокогорного характера и не несет никаких следов гляциального воздействия.

Геоморфология Дибрара определяется исключительным развитием в его западной части обширных платообразных столовых гор с крутыми, почти отвесными стенами, с глубокими расчленяющими столовые горы ущельями и в Пришахдагском районе с закарстованной поверхностью. В более восточных частях Дибрара на фоне продолжающегося и сюда рельефа столовых гор выделяется новый рельеф — утесов и скал из неокомских известняков у селений Алты-агач, Ангелян, утесов Беш-бармак, Сары-таш на правом берегу рч. Кара-Койна и др.

Выработка рельефа столовых гор, ущелий и утесов всецело была обусловлена петрографическими особенностями и тектоническими формами, развитыми в Дибраре. Как известно, в районе гор Шах-даг (4258 *м*) и Шалбуз-даг (4153 *м*) песчано-сланцевая среднеюрская свита покрывается на северном склоне толщей известняков и доломитов титона, уходящих в свою очередь под неокомские известняки. На южном склоне тянутся мергели, глауконитовые песчаники и брекчиевидные известняки. В восточной части Дибрара широко развиты верхнемеловые породы. Известняки, как стойкие против денудации породы, и обусловили выработку рельефа отвесных глубоких ущелий.

В сложном и еще не во всех деталях изученном тектоническом строении Дибрара, повидимому, большое значение имеют пологие синклинальные складки с известняками в мульдах, что привело к инверсии первичного рельефа и созданию плоско-вогнутых возвышенностей типа столовых гор (Дибрар, Клит-даг, Чулгязы-даг и др.). Поверхность этих платообразных высот сложена либо неокомскими известняками, либо орбитоидными известняковыми конгломератами, либо очень высоко (до 2000 *м*) поднятыми здесь известняками плиоцена. По краям столовые плато обрываются отвесными стенами.

Вероятно участие в тектонике Дибрара сбросовых дислокаций, по направлению которых также могли выработаться эрозией ущелья.

Все это дает основание считать рельеф Дибрара петро- и тектономорфным.

VI. Область карстового ландшафта

Эта область протягивается с северо-запада на юго-восток по Абхазии и Мингрелии параллельно берегу Черного моря от р. Псоу до Очемчири, отходя здесь от берега в восточном направлении и достигая Кутаиси. Полоса карстового ландшафта с севера ограничена областью скалистого рельефа на среднеюрском вулканогенном субстрате, с юга — третичными породами. Рассматриваемую здесь область слагают мощные плотные кремнистые или доломитизированные нижнемеловые известняки, на востоке принадлежащие к ургонской фации, и такие же плотные, с кремневыми конкрециями известняки верхнего мела. Приобретя при дислокациях почти меридионально ориентированную трещиноватость, известняки

вместе с присущими им своеобразными свойствами представили исключительно благоприятные условия для развития в них продольных эрозионных ущелий, которые распилили эту полосу известняков на отдельные, грубо оконтуренные глыбы с плоской поверхностью, обычно наклонной по направлению падения. Там, где известняки не получили крутых углов падения, развились на обширных пространствах крупные карстовые образования. Они представлены поглощающими воду воронками, понорами, отверстиями, выдающими воду на земную поверхность, закупоренными продуктами разрушения пород воронками, превратившимися в болота или озера, провалами, пещерами со сталактитами, подземными галлереями, по которым движется большое количество воды. В подземных карстовых образованиях можно проследить несколько этажей или горизонтов; иногда их удается гипсометрически связать с террасами и тем самым наметить эпейрогеническое воздымание массивов. Об этом же свидетельствуют и нередко находимые на слабо наклонных плато остатки древних речных долин *(509, 510)*.

Воронки, трещины, естественные колодцы легко поглощают воду, оставляя известняковую область совершенно безводной и сухой. Под землю уходят не только выпадающие атмосферные осадки, но и целые речки: Шаора, Чешури, Тквибули, Черула, Турчу, Ачхитызго и др. Некоторые из них, исчезнув в карстовых пустотах, затем выходят снова на дневную поверхность, иногда проходя под землей несколько километров *(204, 218, 309, 310, 357, 645, 738)*.

Прилежащие к этой области по ее южному крылу третичные известняки подвергаются окарстованию в значительно меньшей степени.

В. ЗОНА МЕЖДУГОРЬЯ

Лежащая между Главным Кавказским хребтом и Антикавказом широкая, резко пониженная область, как известно, делится на три части: западную, или Колхидскую, орошаемую рр. Рион и Ингур, среднюю — Дзирульский массив и южную — Куринскую, орошаемую р. Курой с ее главными притоками Алазанью и Иорой. В. П. Ренгартен *(234)* различает здесь пологоскладчатые зоны Рионскую и Куринскую, давая этими определениями ясное понимание геологической сущности и тектонической роли всего междугорья.

Вся эта область является ареной по преимуществу аккумуляции, сделавшись таковой, вероятно, со времен раннего плиоцена. В геоморфологическом отношении здесь можно различить несколько своеобразных районов.

e—f) Район невысокоподнятых пенепленов на литокластическом неогене

Территория, вытянутая в общекавказском направлении и занимающая бо́льшую северо-восточную часть Куринской зоны, имеет весьма своеобразную геоморфологию. На севере граница этой территории проходит от сел. Цхинвали, через Телав, Сигнах, по продольной долине р. Алазани и дальше в этом же направлении до Каспия; южная граница идет от Алят через Аджи-Кабул, р. Геок-чай на р. Куру выше впадения р. Иоры, по р. Куре почти до Авчали и отсюда на Цхинвали. Эта обширная, далеко не однородная по рельефу и очень мало геоморфологически исследованная территория имеет одну общую черту, выражающуюся в развитии здесь широких плато, которые перемежаются с невысокими хребтами или гря-

дами, вытянутыми с северо-запада на юго-восток. Вся эта область имеет спокойный наклон в направлении с запада на восток и частично с севера на юг. В большинстве случаев высота гряд колеблется в пределах около 700—750 *м*, нисходя на востоке до 500—400 *м* (на плоском водоразделе между рр. Пирсагат и Джейран-Кечмас). Гипсометрические отметки значительно возрастают по мере приближения к подножию Главного хребта; так, Кахетинский хребет на севере поднимается в отдельных вершинах до 1800 и даже 1985 *м* (гора Цива). Однако и здесь рельеф остается мягкохолмистым, равнинно-платообразным, за исключением северо-западной части, где сильно дислоцированные эоценовые песчаники расчленяются нередко глубокими ущельями и теснинами, полными шумных водопадов. Наиболее низкие высотные отметки приурочиваются, естественно, к долине р. Куры: 580 *м* около Гори, 400 *м* у Верийского моста в Тбилиси 200 *м* на меридиане ст. Шамхор.

Малое количество осадков, господство во всей этой области каспийского климата придают ей полупустынный, а в восточных частях даже пустынный характер. В связи с этим плато имеют вид равнинных степей с ксерофитной растительностью, солончаками, в западинах с солеными или горько-солеными озерами.

В западной части (Цхинвали — Гори — Сигнах) обширные плато разработаны на дислоцированных песчано-глинистых и конгломератовых третичных отложениях и представляют типичные пенеплены, поднятые невысоко (600—800 *м*). Восточнее Сигнаха идут те же предельные равнины, но поверхность их на больших пространствах покрыта довольно мощными четвертичными конгломератами и лессовидными суглинками; кроме того, она имеет этажный, широко ступенчатый характер. В обширнейшей рассеченной р. Курой равнине Яглуджа можно различить три уступа: Караязский, Кумисский и Борчалинский. Равнина Джейран-чала также рядом ступеней понижается на юг. Равнины, отделенные друг от друга хребтиками или, наоборот, понижениями, слагают в конце концов все Кахетинское плоскогорье. Мы имеем здесь равнины Сагареджо, Ваке, Наемари и др. Степь Эльдар, имеющая 70—75 *м* абсолютной высоты, связана терраеподобными уступами с северными плоскогорьями, восходя через степь Малые Шираки к достаточно высоко поднятой (700 *м*) степи Большие Шираки.

Восточнее прорыва р. Алазани, далее к Шемахинскому плоскогорью, вступаем в самую засушливую пустынную часть области, где уже нередко встречаются резкие формы как результат климата и эолового воздействия. Плоскогорья здесь изборождены узкими глубокими сухими ущельями, нередки остроребристые гребни, скалы в форме каменных столбов и «грибов пустыни». Речки, выходя из более возвышенных частей, пропадают на равнинах.

Отметим, наконец, резкую сейсмичность Шемахинского района и наличие грязевых проявлений: Ахтальские грязи около сел. Гурджаани и в ур. Чатма; все эти грязевые сопки связаны с нефтеносностью третичных пород, особенно интенсивной на Апшеронском полуострове.

Субстратом, на котором был выработан рельеф, по выражению И. С. Щукина *(867)*, «степных плато и третичных гряд», являются разнообразные третичные, главным образом неогеновые и четвертичные отложения. В западной части они собраны в спокойные складки, в области же Кахетинского хребта и восточнее сложно дислоцированы и имеют, по Н. Б. Вассоевичу *(161)*, покровную тектонику. Описанная область лежит в пределах Куринской зоны В. П. Ренгартена *(234)*, захватывая часть

Дибраро-Бакинской; Л. А. Варданянц *(151)* называет эту территорию зоной складок и разрывов в кайнозойских отложениях; наконец, Н. Б. Вассоевич (*179*) именует ее субкавказидами и молассами.

g) Район невысокоподнятых пенепленов на древнекристаллическом субстрате

Данный район занимает сравнительно небольшое пространство, которое лежит на границе западной и восточной частей зоны междугорья (С), являясь водоразделом бассейнов рр. Риона и Куры. Весьма правильно с морфологической точки зрения этому водоразделу присвоено название массива (Дзирульский массив). Главные слагающие его породы: древние граниты, гнейсы и кристаллические сланцы.

Будучи Кура-Рионским водоразделом, Дзирульский массив в то же время является образованием, связующим Главный Кавказ и Антикавказ. Рельеф массива с наивысшей отметкой около 1200 *м* представляет типичное абразионное равнинное плато, в которое вписывается молодая эрозия, создавая остродонные ущелья и овраги. Все межовражные пространства имеют плоскоравнинный характер почти одной высоты. Возвышенности на них являются останцами, отпрепарированными частично среднемиоценовой трансгрессией, частично древней эрозией. Очертания их мягки, округлы, холмоподобны. Несколько более рассеченный рельеф наблюдается в южной части массива, где древний субстрат покрывают дислоцированные юрские, меловые и третичные осадочные породы.

VII. Область погребенных террас

Большая продольная, наклонная в юго-западном направлении, равнина с отметками 200—300—380 *м* лежит у подножья Главного хребта и орошается рр. Алазанью и Агри-чай. В верховьях р. Алазани высота достигает 420 *м*, у впадения в нее р. Агри-чай — 188 *м*. Вся эта полоса от 20 до 40 *км* шириной представляет область новейших опусканий и заполнена песчано-глинистыми наносами, поступающими с хорошо увлажненных южных склонов Кавказского хребта. Отчетливо можно наблюдать, как древние террасы речных долин хребта, подходя к описываемой Алазанско-Агричайской долине, скрываются под ее молодыми послеледниковыми наносами *(223, 747)*.

VIII. Области флювиальных и флювиогляциальных накоплений

Сюда относятся Колхидская низменность, Кура-Араксинская низменность, Горийская и Кубинская наклонные равнины.

a) Колхидская низменность

Колхидская низменность характеризуется отметками от 0 до 90 *м* в самых высоких своих восточных частях, представляет равнину на галечных и илисто-песчаных пролювиальных и аллювиальных наносах. Они расчленены широкими и плоскими долинами; протекающие по ним реки с исключительным непостоянством меняют свои русла, кочуя то вправо, то влево во время половодий и нередких летних наводков. Возможно допускать и здесь погребенные террасы, так как намечается погружение древних террас под новейшие наносы.

Всю территорию легко разделить на две части: низменную заболоченную приморскую и возвышенную предгорную, состоящую из плиоценовых и плейстоценовых террас древних конусов выносов и террас рр. Ингура, Риона и Цхенис-цхали.

b) Кура-Араксинская низменность

Кура-Араксинская низменность может быть разделена на три части: южную, центральную и северную. Южная представляет почти целиком огромный дельтовый конус р. Аракса, поверхность которого изрезана многочисленными древними руслами этой реки, обратившимися теперь в безводные старицы, солончаки и шоры. Подобными же аллювиально-пролювиальными конусами речек Главного хребта построена северная часть Куринской равнины. Рыхлость наносов и сухость климата приводят к тому, что эти речки недоносят своих вод до р. Куры, и вся слабо наклонная равнина представляет полупустыню с солонцами, солончаками и редкими кустиками жесткой растительности. Уныло и неприветливо в этих равнинных просторах.

Центральная часть Кура-Араксинской низменности лежит вдоль р. Куры сначала только по ее правобережью, а выше Араб-Шахверды — по обе стороны этой реки. Характерной чертой данной части низменности является сильнейшая заболоченность, что стоит в теснейшей связи с исключительно низким положением территории. Нулевая горизонталь здесь прослеживается почти до города Евлаха.

Описываемая низменность со всеми типичными своими чертами доходит до Каспия и протягивается узкой полосой вдоль моря до Ленкорани.

c) Горийская наклонная равнина

Горийская наклонная равнина, будучи сложена галечными наносами рр. Большой и Малой Лиахвы, представляет тип насаженной равнины флювиогляциального происхождения. Различаются, кроме пойменной, две террасы: в 3 *м* и в 8—10 *м* над р. Курой. Под молодыми флювиогляциальными отложениями мощностью в 20—30 *м* скрыт плоский рельеф, разработанный на миоценовых и частью гипсоносных майкопских породах.

d) Кубинская наклонная равнина

Кубинская наклонная равнина, подобно Горийской, сложена флювиогляциальными галечниками, сцементированными здесь в слабый конгломерат; они имеют огромную мощность и значительно дислоцированы, так что местами лежат очень высоко (до 1886 *м* в вершине горы Сувал), снижаясь к востоку до 250—200 *м*.

Эта толща рассечена долинами рр. Самур, Кусар-чай, Шахын-абад-чай, Куба-чай, по берегам которых наблюдаются молодые террасы. Водораздельные пространства имеют характер плосковершинных гребней.

Кубинская наклонная равнина как бы тремя широкими ступенями спускается к Каспию: верхняя ступень — Кубинская равнина от 300 *м* и выше, средняя ступень — Шолларская равнина от 60 до 200 *м* и нижняя — заболоченная береговая полоса. Предполагают, что Кубинская равнина сложена галечниками миндельского века, Шолларская же — флювиогляциальными наносами рисского и вюрмского времен *(679)*.

IX. Пояс периферических террас

Северные склоны краевых гор Антикавказа обрамлены серией террас, которые с небольшими перерывами могут быть прослежены от устья рч. Басут-чай вниз по левобережью р. Аракса, затем вверх по правобережью р. Куры до устья р. Храми и дальше до Тбилиси; после перерыва в ущелье выше Мцхеты, террасы снова прекрасно выражены до Боржомского ущелья; перейдя через р. Куру, мы встретим ту же серию террас, которая здесь опоясывает северные склоны Аджаро-Имеретинского хребта, прослеживаясь вплоть до Черноморского побережья.

Наиболее уверенно можно говорить о четырех террасах, которые разработаны как на коренных третичных породах, так и на более молодых конгломератах и галечниках. Обширные конусы выносов рр. Тертера, Хачин-чай, Каркара также террасированы, причем галечники, покрытые у выхода этих рек из гор суглинками, ниже совершенно скрываются под лёссовидными суглинками, которые, в свою очередь, в дальнейшем уходят под современные наносы Куринской низины.

Из ряда работ *(94, 465, 477, 478, 676, 948)* можно получить некоторые указания о характере этих террас и их гипсометрическом положении, показывающем, что центральная часть (Тбилиси — Сурами) несет интервалы между террасами более значительные, чем в восточной и западной частях. Предположительно можно объяснять это более быстрым поднятием центральной части по сравнению с западной и восточной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакелия М. С.* К вопросу гравиметрической (маятниковой) изученности Кавказа. (Гравиметрическая карта Кавказа). Проблемы Советской геологии, т. VI, № 4, стр. 360—365, 1 карта, 1936.
2. *Абих Г. В.* Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Перевод Л. Маркова. Записки Кавк. отд. Геогр. общ., кн. VIII, 1873.
3. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. (Перевод Б. З. Коленко). Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXIII, 1902.
4. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. (Перевод Б. З. Коленко). Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXI, 4+II+202 стр., 2 карты, 1899.
5. *Абих Г. В.* Землетрясение в Шемахе и в Эрзеруме в мае 1859 г. Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. V, 1862.
6. *Абих Г. В.* К геологии юго-восточного Кавказа. Результаты моего путешествия в 1865 г. (Перевод Р. К. Шенгера). Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. VIII, 1873.
7. *Абих Г.* Отчет занятий комиссии, назначенной для исследования Тифлисских минеральных источников. (Перевод Р. Крафта). Тифлис, 1870.
8. *Абих Г.* Теплые воды г. Тифлиса. Медицинский сборник, № 3, 1870.
9. *Абрамов К. М.* Некоторые естественные строительные камни Абхазии. Изв. Абхазск. научн. общ., вып. III, Сухум, стр. 59—64, 1926.
10. *Абрамович М.* Извержение грязевого вулкана Лок-Батан. Азерб. нефт. хоз., № 8—9, стр. 85—86, 1926.
11. *Абрамович М. В.* Краткий отчет об исследованиях 1912 г. в окрестностях сел. Балаханы. Изв. Геол. ком., т. XXXII, 1913.
12. *Абрамович М. В.* Новый остров на Каспийском море. Азерб. нефт. хоз., № 5, стр. 69—70, 1 рис., 1927.
13. *Абрамович М. В.* Предварительный отчет о геологических исследованиях в северо-восточной части Апшеронского полуострова и в окрестностях станции Каякент. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, стр. 1009, 1914.
14. *Абрамович М. В.* Разрез продуктивной толщи Сураханского района. Нефт. хоз., № 4—5, Баку, 1921.
15. *Абрамович М. В.*, *Куликов В. И.* и *Шульгин С. В.* Кала. Материалы для изучения и промышленной оценки района. Изд. Геол.-развед. бюро Азнефти. Баку, 1928.
16. *Авдусин П. П.* К геологии Талыша. Изв. Азерб. краснозн. нефт. инст., № 4(11), Баку, 1932.
17. *Авдусин П. П.* Краткий отчет о геологических изысканиях в Ленкоранском районе летом 1930 г. Изв. Всесоюзн. геол.-развед. объедин., т. LI, вып. 62, стр. 908—914, 1 карта, 1932.
18. *Агалин Г. П.* О горных породах Ткварчельского района. (См. Мокринский В. В. Ткварчельский угленосный район. Часть I). Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 189, стр. 247—256, 1 табл., 1928.
19. *Айвазов С.* Ископаемые гидравлические добавки Армении. Экон. вестник ССР Армении, № 4(12), Эривань, стр. 50—60, 1925.
20. *Алексеев А. К.* Верхнесарматская фауна млекопитающих Эльдара. Часть I. *Achtiaria borissiaki* n. sp. Труды Геол. музея Ак. Наук., т. VII, 1930.
21. *Али-Заде К.* Фауна акчагыльских слоев Нафталана. Труды Азерб. научно-иссл. нефт. инст., вып. 32, 36 стр., 7 табл. 1936.
22. *Аляев С. Е.* Геологические исследования в южной части планш. XXVIII—39 южной Кахетии. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 12, 1932.

23. *Аляев С. Е.* К вопросу о возрасте и условиях залегания красно-колодского известняка. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 29, стр. 22—29, 1933.
24. *Андрусов Н. И.* Апшеронский ярус. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 110, СПБ, 1923.
25. *Андрусов Н. И.* Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Геология России, т. IV_2, ч. II, вып. 3, изд. геол. ком. Л., 1929.
26. *Андрусов Н. И.* Геологические исследования в Шемахинском уезде, Бакинской губ., летом 1901 г. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 3, 1902.
27. *Андрусов Н.* Керченский известняк и его фауна. Записки Минер. общ., ч. 26, 1890.
28. *Андрусов Н.* Конкский горизонт (феладовые пласты). Труды Геол. и минер. музея Ак. Наук, т. II, вып. 6, стр. 167—261, 3 табл., 1916.
29. *Андрусов Н. И.* Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Труды Геол. ком., т. XV, № 4, 1902.
30. *Андрусов Н. И.* Материалы к познанию прикаспийского неогена. Понтические пласты Шемахинского уезда. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 40, 1909.
31. *Андрусов Н. И.* О геологических исследованиях, произведенных летом 1895 г. в Бакинской губ. и на восточном берегу Каспия. Труды СПБ. Общ. естествоисп. Отдел геолог. и минерал., т. XXIV, стр. 141—160, 2 рис., 1896.
32. *Андрусов Н. И.* О роде *Arcicardium* Fischer. Ежег. по геол. и минер. России под ред. Криштафовича, т. IX, вып. 4—5, стр. 105—114, 1907.
33. *Андрусов Н. И.* О том, как надо называть «продуктивную толщу» Апшеронского полуострова. Геол. вестн., т. II, № 5—6, стр. 285, 1916.
34. *Андрусов Н. И.* Понтический ярус. Геология России, т. IV_2, ч II, вып. 2, изд. Геол. ком., СПБ, 1917.
35. *Андрусов Н. И.* Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. Прага, 1925.
36. *Андрусов Н. И.* Третичные отложения Шемахинского уезда (предварительная заметка). Изв. Геол. ком., т. XXIII, № 3, стр. 201—239, 1904.
37. *Апресов С. М.* Геологический очерк Дашламаджинской нефтеносной площади. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 10, стр. 1—23, 1 табл. 1934.
38. *Апресов С.* Извержение грязевого вулкана при сел. Иланды. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 82—84, 2 рис., 1930.
39. *Апресов С.* Классификация нефтяных месторождений Апшеронского полуострова и ближайших районов по тектоническим признакам. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 9—15, 2 табл., 1926.
40. *Апресов С. М.* Моганна-Агзы-кыр. (Геологические исследования в районе кишлаков Моганна, Калоб-аган, Агзы-Кыр, Татар и Кыр, Кабристанских пастбищ). Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 4, стр. 1—20, 2 табл., 1933.
41. *Апресов С. М.* Нефтеносность юго-западной прибрежной подводной полосы Каспийского моря. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 5, стр. 1—74, 4 табл., 1933.
42. *Апресов С. М.* Сабунчинская нефтяная площадь. Геологическое строение, нефтеносность и водоносность. Изд. журн. Азерб. нефт. хоз., 76 стр., атлас чертежей на 11 листах, Баку, 1927.
43. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Гос. научно-техн. геол.-разв. изд., 1932.
44. *Архангельский А. Д.* Геология и гравиметрия. Труды научно-исслед. инст. геол. и минерал., вып. I, стр. 1—112, 27 рис., 1933.
45. *Архангельский А. Д.* Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. X, вып. 3—4, стр. 413—427, 2 рис., 2 табл., 1932.
46. *Архангельский А. Д.* Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской обл. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., т. XXXIII, отд. геол., т. III, вып. 3—4, стр. 269—285, 1925.
47. *Архангельский А. Д.* О вероятном возрасте нижних горизонтов третичных отложений Сев. Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. III, вып. 3—4, 1925.
48. *Архангельский А. Д.* и *Страхов Н. М.* Геологическая история Черного моря. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. X, 1932.
49. *Архангельский А. Д.* и *Федынский В. В.* Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. X, вып. 3—4, стр. 461—469, 1 рис., табл. IV, 1932.

50. *Багиров В.* Гидрографический очерк р. Тертер. Закавк. опытно-исслед. инст. водн. хоз., стр. 1—70, 8 рис., 7 табл., Тифлис, 1930.
51. *Багратуни Е. Г.* Дзамское железорудное месторождение в ССР Грузии. Разведка недр, № 12, 1934.
52. *Багратуни Е. Г.* Месторождение хромита Гей-дара в Курдистане. Разведка недр, № 19, 1933.
53. *Багратуни Е. Г.* Некоторые данные по разведкам Дашкесанского месторождения магнитного железняка, произведенным в 1927/28 г. Вестник Геол. ком., т. III, № 7, стр. 27—32, 1928.
54. *Багратуни Е. Г.* Полиметаллические месторождения Юго-Осетии в Закавказье и их перспективы. Разведка недр, № 8, стр. 11—17, 2 рис.; № 9, стр. 18—22, 1935.
55. *Багратуни Е. Г., Барканов И. В., Грушевой В. Г.* и *Русаков М. П.* Мехманинская группа полиметаллических медных месторождений. Закавк. геол.-разв. трест, 51 стр., 1 карта, Тифлис, 1932.
56. *Багратуни Е. Г., Грушевой В. Г.* и *Русаков М. П.* Агарак. Медно-молибденовое месторождение в ССР Армении. Закавк. геол.-разв. трест, вып. 4, стр. 1—30, 2 табл., Тифлис, 1932.
57. *Барканов И. В., Радугина Л. В.* и *Егорова В. К.* Мехманинская группа полиметаллических и медных месторождений. Труды Закавк. геол. треста, № 1, стр. 129—178, 7 табл., Азербайджан, 1936.
58. *Барсанов Г. П.* Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цхали в Юго-Осетии. Произв. силы Юго-Осетинии. СОПС Акад. Наук, сер. Закавказская, сборн. IV (вып. 12), стр. 3—86, 3 карты, 3 табл., 18 рис., 1936.
59. *Барсанов Г. П.* К минералогии Юго-Осетии. Изд. Акад. Наук, Ломоносовск. инст., М. — Л., 103 стр., 9 табл., 1937.
60. *Барсанов Г. П.* Нижний кембрий в Закавказье. Изв. Акад. Наук СССР, стр. 1255—1259, 1931.
61. *Барсанов Г. П.* Разность серпентинита «нефритоид» и вопросы его генезиса. Труды Ломоносовск. инст. Акад. Наук СССР, вып. 2, стр. 5—22, 1933.
62. *Баршатлы Э.* Лечебные источники Курдистана. Нар. хоз. Закавказья, № 11—12, стр. 142—144, 1929.
63. *Басария С. П.* Нарзан на Шхапшдза и путь к нему. Изв. Абхазск. научн. общ., вып. I, стр. 119—130, 1925.
64. *Батурин В. П.* Альбитизация некоторых осадочных пород района Военно-Грузинской дороги. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 1, стр. 55—63, 1 рис., 1928.
65. *Батурин В. П.* К петрографии аллювия рек Союза. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XII (3), стр. 421—429, 1 рис., 1934.
66. *Батурин В. П.* Нефтеносная полоса верховьев Ахох-чая. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 3, стр. 391—393, 1930.
67. *Батурин В. П.* О присутствии дистена в песках продуктивной толщи. Изв. Азерб. полит. инст., вып. IV—V, стр. 1—3, 1928.
68. *Батурин В. П.* Осадочные породы полосы Военно-Грузинской дороги между Ананауром и Квенамтским перевалом. Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 143, сер. петрогр. и минерал., 62 стр., 3 табл., 2 рис. 1930.
69. *Батурин В. П.* Отложения понта и акчагыла по Геок-чаю и Агри-чаю. Азерб. нефт. хоз., № 8—9, стр. 42—44, 1929.
70. *Батурин В. П.* I. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи (по разрезу юго-западного крыла Балаханской антиклинали и некоторым другим). II. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Труды Азерб. нефт. исслед. Инст. (АЗНИ), сер. геологич., вып. I, стр. 1—96, 13 табл., 18 рис., 1931.
71. *Батурин В.* Условия залегания подземных вод в Пригеокчайском районе. Изв. Азерб. гос. полит. инст., т. 6, стр. 187—199, 1 табл., 1929.
72. *Батурин В. П.* и *Ульянов А. В.* К вопросу о возрасте и происхождении известнякового массива селения Красные Колодцы (юго-восточная Кахетия). Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 32—35, 2 рис., 1934.
73. *Бацевич Л.* Геологические исследования в б. Батумской области. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 12, 1885.
74. *Бацевич Л.* Геологическое описание Сигнахского уезда, Тифлисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 8, Тифлис, 1878.
75. *Бацевич Л.* К геологии Кутаисской губ. Геологическое описание Батумского и Артвинского округов. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 1, стр. 71—162, 1 геол. карта, 1887.
76. *Бацевич Л.* и *Симонович С.* Геологическое описание части Кутаисского уезда, Кутаисской губ., известной под именем Окрибы. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 4, 1873.

77. *Баярунас М.* Фауна ставропольских миоценовых песков. Зап. Киевск. общ., ест., 1910, т. XXI.

78. *Беликов Б. П.* и *Кузнецов С. С.* О габбровой интрузии на северо-восточных склонах Триалетского хребта. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. VI, стр. 141—157, 1 табл., 5 рис., 1935.

78а. *Белоусов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Часть I. Юра и нижний мел. Труды ЦНИГРИ, вып. 108, стр. 1—100, 29 рис., 1938. Часть III. Общие вопросы. Складчатые движения. Магматизм. Труды ЦНИГРИ, вып. 126, стр. 1—92, 12 рис. 1, табл., 1939.

79. *Белоусов В. В.* Изучение мощности отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа. Пробл. сов. геологии, № 2, стр. 121—141, 7 рис., 1937.

80. *Белоусов В. В.* К истории Большого Кавказа в верхнеюрское и нижнемеловое время. Пробл. сов. геологии, № 1, стр. 1—24, 5 рис., 1927.

81. *Белянкин Д. С.* Геолого-петрографические исследования в высокогорной Абхазии. Экспедиции Акад. Наук СССР 1933 г., стр. 240—246, 1 карта, Л., 1934.

82. *Белянкин Д. С.* Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук., вып. 6, стр. 93—113, 2 табл., 2 фиг., 1934.

83. *Белянкин Д. С.* О Дарьяльском граните. Геологические исследования вдоль Перевальной жел. дороги через Кавказский хребет. 1914.

84. *Белянкин Д. С.* Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПб. Политехн. инст., т. XVII, 1912.

85. *Белянкин Д. С.* и *Иванова В. П.* Термооптический анализ вулканического стекла из Аджаристана. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. 6, стр. 381—392, 10 рис., 1934.

85а. *Белянкин Д. С.*, *Петров В. П.* и *Петров Р. П.* Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. Докл. Акад. Наук., нов. сер., т. XIX, № 1—2, 1938.

85б. *Бернштейн П. С.* Геологические исследования в бассейне среднего и нижнего течения рек Дзегам-чай и Асрик-чай в Азербайджане. Записки Всер. минер. общ., ч. 64, № 2, стр. 457—470, 2 карты, 1935.

86. *Берцелиус (Налчаджаров) С. Л.* Загликское месторождение алунита и квасцовое производство. (Геологич. часть под редакцией проф. В. В. Богачева). Изв. Общ. Обслед. и изучения Азербайджана, № 3, стр. 1—22, 1 табл., 1926.

86а. *Бетехтин А. Г.* Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. «Хромиты СССР», под ред. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина, стр. 7—156, 2 карты, 46 рис., М.—Л., 1937.

87. *Богачев В. В.* Геологические заметки. Исследование южной группы грязевых вулканов Азербайджана (в 1926 г.). Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 1—5, 1926.

88. *Богачев Вл.* Геологические заметки. Послетретичные млекопитающие на Апшеронском полуострове. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 82—83, 1924.

89. *Богачев Вл.* Геологические заметки. Пресноводные неогеновые фауны в Закавказье. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 77—82, 1924.

90. *Богачев В. В.* Геологические экскурсии в окрестностях Баку. 87 стр., 4 табл., Баку, Азнефтеиздат, 1932.

91. *Богачев В. В.* Геологический очерк Азербайджана. Матер. по районированию Азербайджанской ССР, т. I, вып. 3, стр. 1—87, с 2 картами, Баку, 1926.

92. *Богачев В. В.* Геологический очерк Чиатурского бассейна. Изв. Азерб. гос. политехн. инст., т. 6, стр. 9—27, 1929.

93. *Богачев В. В.* Геологическое строение Арешского уезда. Изв. Кавказск. музея, т. XII, 1919.

94. *Богачев В. В.* Геология низменности Куры. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 6, Тифлис, 1932.

95. *Богачев В. В.* Горючие газы и признаки нефти в Ленкоранском уезде. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 35—45, 1 карта, 1927.

96. *Богачев В. В.* 1) Из поездки в Ленкоранский уезд. 2) Поправка к статье «Из поездки в Ленкоранский уезд». Изв. Кавказск. музея, т. X, 1917.

97. *Богачев В. В.* Ископаемая вода и бактериальные процессы в продуктивной толще Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 48—53, 1927.

98. *Богачев В. В.* Исследование южной группы грязевых вулканов Азербайджана (в 1926 г.). Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 52—57, 1926.

99. *Богачев В. В. Caspialosa praecursor* — акчагыльская сельдь. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 76—79, 1928.
100. *Богачев В. В.* К вопросу о генезисе Нафталанского нефтяного месторождения. Азерб. нефт. хоз., № 6—7, стр. 23—28, 1929.
101. *Богачев В. В.* К геологии Боз-дага. Изв. Кавказск. музея, т. VII, вып. 3—4, стр. 310—318, 1913.
102. *Богачев В. В.* К геологической истории Ленкорани. Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., т XXIII, 1915.
103. *Богачев В. В.* Кость гиппариона или первобытной лошади в Апшеронском известняке. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 91—92, 1923.
104. *Богачев В. В.* Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 1—11, и № 3, стр. 1—9, 2 рис., 1930.
105. *Богачев В. В.* Материалы к истории тектонического развития Закавказской низменности. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 24—28, 1927.
106. *Богачев В. В.* Некоторые черты тектоники Азербайджана. Азерб. нефт. хоз., отд. отт., стр. 1—15, 1 карта, 1926.
107. *Богачев В. В.* Нефть в юре южной Осетии. Азерб. нефт. хоз., № 12, стр. 4—8, 1928.
108. *Богачев В. В.* Новые виды моллюсков из миоценовых отложений окрестностей г. Новочеркасска. Изв. Геол. ком., т. XXIV, стр. 159—181, 1905.
109. *Богачев В. В.* Новые данные по миоцену Закавказья. Труды Азерб. научно-иссл. нефт. инст. им. В. В. Куйбышева, вып. XXXI, 1936.
110. *Богачев В.* О гальках «перерыва» продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 73—74, 1928.
111. *Богачев В. В.* О геологических исследованиях в Чиатурском марганцевом районе. Отчет Кавказск. горн. упр. за 1913 г., стр. 38—41, Тифлис, 1914.
112. *Богачев В. В.* О кавказском неогене. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 70—73, 1928.
113. *Богачев В. В.* Онкофоровые пласты в Закавказье. Изв. Акад. Наук СССР, сер. VII, № 10, 1933.
114. *Богачев В. В.* Остатки кита и рыбы из диатомовых отложений Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 5, стр. 1—6, 10 рис., 1928.
115. *Богачев В. В.* Отчет об осмотре местонахождения костей вымерших животных, открытого Б. С. Домбровским. Изв. Кавказск. музея, т. XII, 1919.
116. *Богачев В. В.* О фауне соленосных отложений Русской Армении. Ежег. по геол. и минерал. России, т. XV, вып. 8—9, стр. 213—224, 1 табл., 1913.
117. *Богачев В. В.* Очередные вопросы геологии Азербайджана. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 1-а, стр. 5—31, 1933.
118. *Богачев В. В.* Палеонтологические заметки к статье А. С. Ковалевского «Дибрарские утесы». Азерб. нефт. хоз., № 4, стр. 39—48, 4 табл., 1929.
119. *Богачев В. В.* Палеонтологические заметки о фауне Эльдара. Изв. общ. обслед. и изуч. Азербайджана, № 5, стр. 194—214, 3 табл., 5 рис., 1927.
120. *Богачев В. В.* Первобытный бык (*Bos primigenius*). Научн. изв. Азерб. политехн. инст., вып. I, стр. 119—135, 1925.
121. *Богачев В. В.* Предварительный отчет о геологических исследованиях оз. Гёк-гель. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXIII, № 2, стр. 173—180, 1915.
122. *Богачев В. В.* Пресноводные фауны в Закавказье. Азерб. нефт. хоз.., № 7, стр. 101—106, 1932.
122а. *Богачев В. В.* Проблема долины р. Куры. Изв. Кавказск. музея, т. VIII, 1915.
123. *Богачев В. В.* Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полуострова и прилегающих районов. Труды Азерб. нефт. исслед. инст., сер. геолог., вып. IV, стр.1—92, 11 табл., 1932.
124. *Богачев В. В.* Тюлень миоценового Каспийского бассейна. Азерб. нефт. хоз., № 1, 1927.
125. *Богачев В. В.* Фукоиды и иероглифы кавказского флиша. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 1—3, 1 табл. 1930.
126. *Богачев В. В.* Экскурсия на оз. Гёк-гель. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, вып. 1—3, стр. 45—51. 1915. Реферат Л я й с т е р а в Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., т. XXIV, стр. 369—370.
127. *Богачев В. В., Ильин В. С., Славянов Н. Н., Зубер С. Р., Ковалевский С. А., Итип Л. С.* и др. Экспертизы и заключения по захватным сооружениям и водоводу Баку-Шолларского водопровода за время 1923—1928 гг. Стр. 1—185, с фотогр. и чертежами, Баку, 1928.
128. *Богачев Г. В.* (студ.) и *Чирвинский Н. Н.* Вулканический пепел апшеронского яруса в районе Зыхского соленого озера. Изв. Донск. политехн. инст., Горно-геол. отд., т. XIV, стр. 1—5, 3 рис., 1930.

129. *Богачев В. В.* и *Шишкина А. И.* Фауна и флора соленосных отложений Русской Армении. I. Кульп. II. Бассейн Ольты-чая. Записки Кавказск. музея, сер. А, № 2, стр. 1—76, 1 табл., 20 рис., 1915.
130. *Богданович К. И.* Два пересечения Главного Кавказского хребта. Труды Геол. ком., т. XIX, № 1, стр. I—XXVII+1—209, 1 карта, 3 табл., 27 рис., 1902.
131. *Богданович К. И.* О геологических исследованиях вдоль проектируемой Черноморской жел. дороги. Отчет о деятельности Геологического комитета. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, 1922.
132. *Богданович К. И.* Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 26, I—VI+178 стр., 11 табл., 54 рис., 1 карта, 1906.
133. *Букия С. Г.* Новые данные о тектонике южной Кахетии (междуречье Иоры и Куры). Нефт. хоз., № 2, стр. 27—32, 2 рис., 1936.
134. *Булыго В. С.* Девдоракское медное месторождение. Труды Гл. геол.-разв. упр. вып., 15, стр. 1—32, 2 табл., 3 рис., 1930.
135. *Буш Н. А.* Ботанико-географический очерк Кавказа. Л., 1935.
136. *Буш Н. А.* Ботанико-географический очерк России. 1-а, Кавказ. Естеств. производ. силы России. Вып. V. Растительный мир. Пгр., 1923.
137. *Буянов Н. И.* О некоторых ископаемых формах из Кара-Дагского района Апшеронского полуострова. Наукові Записки Катеринославськоі науководослідчоі катедри геологіі, вып. I, стр. 173—174, 2 рис., 1926.
138. *Варданянц Л. А.* Геотектоника и сейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXIV, вып. 1, 1932.
139. *Варданянц Л. А.* Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Русск. геогр. общ., т. LXV, 1933.
140. *Варданянц Л. А.*, Горная Осетия, в системе Центрального Кавказа. Труды ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
141. *Варданянц Л. А.* Материалы по тектонике Центрального Кавказа (Военно-Осетинская дорога). Записки Росс. минер. общ., ч. LIX, № 2, стр. 309—328, 1 табл., 1 рис., 1930.
142. *Варданянц Л. А.* Об орогенических фазах верхней юры на Кавказе. Доклады Акад. Наук, т. III, № 5, стр. 390—393, 1934.
143. *Варданянц Л. А.* Об отложениях титона и валанжина в верховьях рек Ары-дон (Ардон) и Терек в Центральном Кавказе. Изв. Акад. Наук, № 5 (VII серия), стр. 647—652, 1934.
144. *Варданянц Л. А.* О Мамиссонском медном месторождении. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 8, стр. 101—109, 1 табл., 5 рис., 1931.
145. *Варданянц Л. А.* О металлогении Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, стр. 1145—1162, 1933.
146. *Варданянц Л. А.* О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, стр. 41—66, 1 табл., 1 рис., 1929.
147. *Варданянц Л. А.* Опыт структурно-тектонического районирования Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 7—8, стр. 7—14, 4 рис., 1934.
148. *Варданянц Л. А.* О тектоническом развитии Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 4—5, стр. 38—42, 4 рис., 1934.
149. *Варданянц Л. А.* Очерк геологии ущелья р. Дид-хеви в Кахетии. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 98, стр. 1493—1506, 3 рис., 1932.
150. *Варданянц Л. А.* О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXV, вып. 6, стр. 534—547, 1933.
151. *Варданянц Л. А.* Сейсмотектоника Кавказа. Труды Сейсмол. инст., № 64, 1935.
152. *Варданянц Л. А.* Сейсмотектоника района Транскавказской Перевальной железной дороги. Труды Сейсмол. инст. Акад. Наук, № 40, стр. 1—11, 1934.
153. *Варданянц Л. А.* Схема тектонической истории Кавказа. Записки Всеросс. минер. общ., ч. LXIII, № 2, стр. 516—520, 6 рис., 1934.
154. *Варданянц Л. А.* Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Записки Росс. минер. общ., ч. LXII, № 1, стр. 1—50, 9 рис., 1933.
155. *Варенцов М. И.* Геологическое строение и происхождение Куринской долины между Тбилиси и Сурами. Нефт. хоз., № 1, стр. 18—26, 1937.

156. *Варенцов М. И.* Новый кацахурский горизонт (онкофоровые слои) миоценовых отложений нефтеносных районов Грузии. Нефт. хоз., т. XXVII, № 1, стр. 34—40, 15 рис., 1935.

157. *Варенцов М. И.* О майкопских отложениях Закавказья. Инф. сборник Нефт. геол-разв. инст. Л., 1933.

158. *Варенцов М. И.* Тектоника и нефтеносность Куринской долины между Тбилиси и Сурами. Нефт. хоз., № 12, стр. 41—52, 8 рис. 1936.

159. *Варенцов М. И.* и *Меннер В. В.* О возрасте некоторых горизонтов палеогена Горийского района Грузии. Инф. сборник Нефт. геол.-разв. инст., 1933.

160. *Вассоевич Н. Б.* Геологическая зональность междуречья Алазани, Иоры и Куры. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 16—19, 1 карта, 1936.

161. *Вассоевич Н. Б.* Геологические исследования в пределах планшета A-VI Кахетинской нефтеносной области. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 2, стр. 1—35, 3 табл., 4 рис., 1931.

162. *Вассоевич Н. Б.* Геологические исследования в районе Джавской группы минеральных источников (Юго-Осетия). Доклады Акад. Наук. сер. А, № 5, стр. 112—114, 1930.

163. *Вассоевич Н. Б.* Геологические исследования в районе Сабуинского месторождения кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахетия). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 20, стр. 1—32, 1 карта, 9 рис., 1932.

164. *Вассоевич Н. Б.* Геологические условия залегания тешенита в Тионетском районе Грузинской ССР. Изв. Акад. Наук, отд. мат. и естеств. наук, стр. 259—268, 1 табл., 5 рис., 1931.

165. *Вассоевич Н. Б.* К вопросу о возрасте так называемого темного флиша в Туапсинском районе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 27, стр. 24—33, 1932.

166. *Вассоевич Н. Б.* К вопросу о параллелизации эоценовых (sensu lato) отложений Кабристана и северного аллохтона Кахетии. Изв. Гл. геол.-разв. управл., т. L, вып. 20, стр. 321—324, 1931.

167. *Вассоевич Н. Б.* К геологии нефтяных месторождений Кахетинского хребта. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 1—13, 2 рис., 1930.

168. *Вассоевич Н. Б.* Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Акад. Наук СССР. Труды Совета по изуч. производ. сил, сер. Закавказская, вып. 4, стр. 57—106, 1 карта, 2 рис., 1932.

169. *Вассоевич Н. Б.* Краткий геологический очерк нефтепроявлений в центральной части южного склона Главного Кавказского хребта. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 1, стр. 95—106, 1 карточка, 1931.

170. *Вассоевич Н. Б.* Материалы к стратиграфии и петрографии меловых и палеогеновых отложений юго-восточного Кавказа. Труды Геол. инст. Акад. Наук, т. III, стр. 127—184, 6 табл., 1 карта, 1933.

171. *Вассоевич Н. Б.* Некоторые геологические наблюдения в районе сел. Сиони на р. Иоре и замечания о возрасте конгломератов хребта Элеби (Грузинской ССР). Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 26, стр. 425—435, 1 карта, 2 рис., 1931.

172. *Вассоевич Н. Б.* Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии (1928—1932). Изд. Гос. треста Грузнефть. Сер. геолог. Тифлис, 71 стр., 1933.

173. *Вассоевич Н. Б.* Нефтепроявления у с. Жинвани (Грузия). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 3, стр. 1—15, 4 фиг., 1931.

174. *Вассоевич Н. Б.* Нефтепроявления в окрестностях селений Уджармо, Мухровань, Сацхениси, Марткоби и Норио. Рекогносцировочные исследования нефтеносной полосы к ENE от Тифлиса. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 34, стр. 1—53, 1 табл., 16 рис., 1932.

174а. *Вассоевич Н. Б.* Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома северо-восточного Азербайджана. Докл. Акад. наук СССР, т. 21, № 3, стр. 135—140. 1938.

175. *Вассоевич Н. Б.* Об исследованиях в районе Тионеты-Ильдоканы. Геологические и геолого-разведочные работы Геологического комитета в нефтеносных областях СССР в 1927—28 г. Нефт. и сланц. хоз., № 2, прил., стр. 6, 1928.

176. *Вассоевич Н. Б.* О вероятном возрасте «эоценового флиша» и смежных с ним отложений северо-западной части Кавказа. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 37, стр. 10—20, 3 рис., 1 табл., 1932.

177. *Вассоевич Н. Б.* О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. инст., вып. 10, стр. 24—49, 1 табл. фаз, 1934.

178. *Вассоевич Н. Б.* О времени проявления роданской (ронской) орогенической фазы H. Stille на Кавказе. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 29, 1934.

179. *Вассоевич Н. Б.* О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Гос. географ. общ., т. 69, вып. 3, стр. 345—363, 10 рис., 1937.

180. *Вассоевич Н. Б.* О горизонте с *Lyrolepis caucasica* R o m. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 47, стр. 1—23, 1 табл., 4 схем. рис., 1934.

181. *Вассоевич Н. Б.* О некоторых работах по нефтяной геологии Грузии. Азерб. нефт. хоз., № 12, стр. 136—137, 1930.

182. *Вассоевич Н. Б.* О сходстве между субальпийскими молласами и неогеновыми образованиями северной полосы аутохтона в центральной части южного склона Главного Кавказского хребта. Изв. Акад. Наук СССР. Отд. мат. и естеств. наук, 1931.

183. *Вассоевич Н. Б.* Перспективы геолого-поисковых работ на нефть в Грузии. Социал. хоз. Закавказья, № 10, стр. 34—46, 1935; № 4, стр. 42—51, 1 карта, 1936.

184. *Вассоевич Н. Б.* Проблемы тектоники Восточной Грузии (О некоторых нефте-геологических закономерностях, связанных с зональностью междуречья Куры, Иоры и Алазани). Трест Азнефтеразведка, 62 стр., 1 табл., 13 рис. 1936.

185. *Вассоевич Н. Б.* Сопоставления осадочных образований Кабристана и Кахетии. (Материалы к петрографии и стратиграфии эоценовых и верхнемеловых отложений Кабристана). Азерб. нефт. хоз. № 11—12, стр. 106—111, 1931.

186. *Вассоевич Н. Б.* Сопоставление палеогеновых и верхнемеловых отложений Кахетии, Кабристана и северо-западной оконечности Кавказского хребта. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 51, стр. 737—740, 1932.

187. *Вассоевич Н. Б., Гогитидзе К. Д., Пахомов В. Е., Маслов К. С.* Нефтяные месторождения Грузинской ССР. Нефтяная экскурсия. Международный геологич. конгр., XVII сессия, СССР, вып. 4, стр. 5—45, 10 рис., 1937.

188. *Вассоевич Н. Б.* и *Эберзин А. Г.* К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. I, 1930.

189. *Вассоевич Н. Б.* и *Эберзин А. Г.* О киммерийских представителях рода *Monodacna* E i c h w. Труды Геол. музея Акад. Наук, т. VI, стр. 87—130, 4 табл., 1930.

190. *Вебер В. В.* Геологические исследования в западной части планшета II-3 (Боян-ата) Кабристанских пастбищ. Предварит. отчет о работах 1926 г. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 7, стр. 65—90, 1 табл., 1929.

191. *Вебер В. В.* Геологические исследования в пределах Сиякинского и Донгуздыгского участков планшета II-3 Кабристанских пастбищ. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 1, стр. 1—27, 1 табл., 5 рис., 1931.

192. *Вебер В. В.* Геологические исследования в пределах юго-восточной части планшета II-3 (Боян-ата) Кабристанских пастбищ. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 128, стр. 1—44, 1 карта и 3 табл., 1929.

193. *Вебер В. В.* Геологический очерк планшета II-3 (Новханы) Апшеронского полуострова. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 3, стр. 377—393, 1 геол. карта, 1925.

194. *Вебер В. В.* Геологический очерк района Нефтик-Маяш в Кабристане (отчет о работах 1930 г.). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 24, стр. 1—18, 1 рис., 1932.

195. *Вебер В. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет II-3 (Новханы). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 32, 1932.

196. *Вебер В. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет III-6 (Кала). Гл. геол.-разв. упр., Геологич. изд., 1931.

197. *Вебер В. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет V-1 (Отман — Бозы-даг). Гл. геол.-разв. упр., Геологич. изд., 1931.

197а. *Вебер В. В.* Зона южного склона в нагорном Азербайджане. Труды Нефт. геол.-разв. инст., нов. сер., вып. 1, стр. 1—106, 7 табл., 5 рис., 1939.

198. *Вебер В. В.* Краткий обзор геологического изучения Бакинского нефтеносного района. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 8, стр. 1—40, 1932.

199. *Вебер В. В.* Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 90, 79 стр., 2 табл., 1 рис., 1936.

200. *Вебер В. В.* Находка скелета ископаемого китообразного в майкопской свите Кабристана. Вестн. Геол. ком., № 9—10, 1928.
201. *Вебер В. В.* Нефтеносность доломитов кабристанского миоцена. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 74—76, 1934.
202. *Вебер В. В.* От Вандама до Нухи. (Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 67, 56 стр., 13 рис., 1 табл., 1936.
203. *Вебер В. В.* Рекогносцировочный объезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджинаурской степью. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 23, стр. 1—86, 9 рис., 1 карта, 1933.
204. *Вебер В. Н.* Геологические исследования части Сухумского округа в 1900 г. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 5, стр. 1—72, 1 рис., 2 табл., 1903.
205. *Вебер В. Н.* Заметка о месторождении каменного угля близ м. Очемчири. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 3, 1902.
206. *Вебер В. Н.* Остатки недавних ледников в Панавском хребте на Кавказе. Изв. Кавк. отд. Рус. геогр. о-ва т. XIV, № 1, Тифлис, 1901.
207. *Вебер В.* и *Чарноцкий С.* Каменный уголь на Кавказе. Очерк месторождений ископаемых углей России. Стр. 335—352, 3 карты, 2 разреза, 1913.
208. *Везиров А.* Андезито-базальты из Ленкоранского уезда. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 73—74, 1928.
209. *Виленский Д.* Погребенные почвы Сачурашского могильника в Грузии. Почвоведение, № 4, стр. 61—71, 1 табл., 1 рис., 1925.
210. *Висконт К.* Палеозойские сланцы в окрестностях ст. Казбека. Ежег. Кавказск. горн. общ. в г. Пятигорске (1902—1903), № 1, стр. 23—26, Пятигорск, 1904.
211. *Вознесенский А. В.* Карта климатов СССР. Труды по сельскохозяйственной метеорологии, вып. XXI, № 1, стр. 3—130, 1 карта. Л., 1930.
212. *Вознесенский А. С.* Почвы III и IV отделений Каразской степи. Изд. Закавк. опытно-исслед. инст. водн. хоз., 87 стр., 1 карта, 3 табл. Тифлис, 1930.
213. *Воларович П. Е.* Бассейн Шоллярских источников. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 6, стр. 463—476, 1 геол. карта, 1 фот., 1909.
214. *Воларович П. Е.* Геологические исследования в Кубинском уезде в 1902—1903 гг. Изв. Геол. ком., т. XXIII, 1904.
215. *Воларович П. Е.* Нефтеносный район Кирмаку на Апшеронском полуострове. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 7, 1909.
216. *Воларович П. Е.* и *Леднев Н. М.* Нефтеносные районы Кирмаку — Бинагады. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 149, 1927.
217. *Вологдин А. Г.* К открытию археоциат на Кавказе. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 100, стр. 1514—1516, 2 рис., 1931.
218. *Воронов Ю. Н.* Краткий очерк растительности Гагринского массива. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XVIII, 1905—1906 (1907).
219. *Вялов О. С.* Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 97, стр. 1449—1466, 2 табл., 2 рис., 1931.
220. *Вялов О. С.* О мезозоидах в Азии. Доклады Акад. Наук СССР, т. XVI, № 2, стр. 121—124, 1937.
221. *Вялов О. С.* Предварительный отчет о работах 1932 г. в Южной Осетии. Матер. ЦНИГРИ. Гидрогеология, сб. 3. стр. 9—13, 1934.
222. *Габуния К. Е.* Кизельгур в Грузии. Минеральное сырье, № 4, стр. 243—250, 2 рис., 1927.
223. *Гаврилов Ф.* и *Симонович С.* Геологические наблюдения в области речных долин Иоры и Алазани. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 9, стр. 1—176, Тифлис, 1935.
224. *Гамбарян П. П.* Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Труды Сов. по изуч. прир. ресурсов (СОПС), сер. Закавказск., вып. 10, стр. 5—70, 1 карта, 26 рис., 1934.
225. *Гамкрелидзе П.* Геологическое описание части долин рек Дзирулы и Чхеримелы (Предвар. отчет). Bull. de l'Inst. Géol. de Géorgie, vol. I, fasc. 2, стр. 107—138, 1 табл. 1932.
226. *Гатуев С. А.* Русские неогеновые виды рода *Modiolus* Lam. Труды Геолог. музея Акад. Наук, т. II, вып. 5, 1916.
227. *Гейслер А.* Вулканический пепел с Апшеронского полуострова. Изв. Первого Петроград. политехн. Инст., т. XXVIII, стр. 239—247, 1921.
228. *Гейслер А. Н.* О некоторых месторождениях пемзы в Закавказье. Матер. для изуч. ест. произв. сил России, № 48. Каменные строительные материалы, сб. 2, стр. 75—81, 1924.
229. Геологическая карта Кавказа. Составлена по геологич. карте проф. Н. И. Лебедева и дополнительным данным (масштаб 40 верст в 1 д.). Тифлис, 1913.

230. Геолого-разведочные работы Геологического комитета в нефтеносных областях СССР в 1927/28 гг. Из годового отчета Геологического комитета. Прилож. к Нефт. хоз., № 2 за 1929 г. М.—Л.

231. *Герасимов А. П.* Верховья Ассы и Хевсурской Арагвы и Большой Кавказский туннель. Землеведение, т. XIX, 1912.

232. *Герасимов А. П.* Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 4, стр. 327—360, 1928.

233. *Герасимов А. П.* Тешениты с р. Иоры (Кахетия). Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 29, 70 стр., 3 табл., 3 рис., 1931.

234. *Герасимов А. П.* (редактор) и коллектив авторов. Экскурсия по Кавказу. Междунар. геолог. конгресс, XVII сессия, СССР, 1937. Вып. I. Ростов—Тбилиси. 128 стр., 6 табл., 7 рис. Вып. II. Грузинская ССР, западная часть, 82 стр., 6 табл., 2 рис. Вып. III. Армянская ССР, 79 стр., 8 табл., 14 рис. Вып. IV. Черноморское побережье, 96 стр., 4 табл., 10 рис.

235. *Гижимкрели А. М.* К вопросу о тектонике южной Кахетии. Азерб. нефт. хоз., № 12, стр. 34—39, 1936.

236. *Гинзберг А. С.* Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. Бассейн озера Севан (Гокча), т. III, вып. 2, изд. Акад. Наук, стр. 157—202, 22 рис., 2 табл., 1933.

237. *Гинзберг А. С.* Геолого-петрографическое описание правобережья р. Занга к западу от сел. Комадзор до долины р. Маман. Бассейн озера Севан (Гокча), т. III, вып. 2, изд. Акад. Наук, стр. 229—250, 1 карта, 9 рис., 1933.

238. *Гинзберг А. С.* Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча. Бассейн озера Севан (Гокча), т. I, изд. Акад. Наук, стр. 157—218, 26 рис., 1929.

239. *Гинзберг А. С.* Геолого-петрографическое описание южного побережья озера Севан. Бассейн озера Севан (Гокча), т. II, вып. 1, стр. 11—72, 1930.

240. *Гинзберг А. С.* К петрографии Армянского нагорья. Изв. СПб. Политехн. инст., т. XX, стр. 37—72, 1913.

241. *Гинзберг А. С.* Материалы к петрографии Закавказья. Труды экспедиции Радде, № 4, изд. Акад. Наук, 1915.

241а. *Гинзберг А. С.* Офиолиты Закавказья и Альп. Труды Геолог. музея Акад. Наук, т. VII.

242. *Годабрелидзе С. А.* (под редакцией), *Джанелидзе*, *Бежанишвили*, *Габуния*, *Зиберт*, *Конюшевский*, *Канделаки*, *Кипшидзе*, *Твалчрелидзе*, *Туманов* и др. Минеральные ресурсы ССР Грузии, 1—1138 стр., с большим количеством карт и рисунков. Тифлис, 1933.

243. *Голубятников В. Д.* Меловая нефть на Кавказском побережье Каспийского моря. Азерб. нефт. хоз., № 9, стр. 63—68, 1 рис, 1930.

244. *Голубятников В. Д.* Нефтеносные районы Килязи и Хидырзинде (Беш-Бармак). Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 5, стр. 29—59, 4 табл., 1930.

245. *Голубятников В. Д.* Об исследованиях в районе Килязи — Хидырзинде. Геологические и геолого-разведочные работы Геологического комитета в нефтеносных областях СССР в 1927—28 г. Нефт. хоз., № 2, приложение, стр. 4—5, 1928.

246. *Голубятников В. Д.* Результаты геологических исследований в области третичных отложений Дагестана между рр. Инчхе и Атчи-су. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 8, стр. 23—38, 1 табл., 1929.

247. *Голубятников Д. В.* Аташкинский район. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 130, 1927.

248. *Голубятников Д. В.* Бакинский район. Кабристан. Справочник по нефтяному делу, ч. I, стр. 59—131, М., 1927.

249. *Голубятников Д. В.* Биби-Эйбат. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 106, 1914.

250. *Голубятников Д. В.* Главнейшие результаты геологических работ, произведенных на Апшеронском полуострове в 1903 г. Изв. Геол. ком., т. XXIII, № 5—6, стр. 289, 1904.

251. *Голубятников Д. В.* Годовой отчет Геологического комитета за 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2, стр. 71—72, 1914.

252. *Голубятников Д. В.* Годовой отчет о работах 1928 г. Разведочные работы полевых партий Геолого-разведочного нефтяного института ГГРУ в 1928/29 гг. Прилож. к Нефт. хоз., № 3, 1930.

253. *Голубятников Д. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Аташкинский район (Шубаны), планшет IV-3. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 130, 1927.

254. *Голубятников Д. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 106, 1914.
255. *Голубятников Д. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. Часть II. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 141, 1916.
256. *Голубятников Д. В.* Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова, планшет III-3 (Хурдалано-Бинагадинский район). Л., 1931.
257. *Голубятников Д. В.* Нефтяные месторождения Грузии, Азерб. нефт. хоз., № 5, стр. 32—41, 3 табл., 1930.
258. *Голубятников Д. В.* Подсчет запасов нефти в недрах Апшеронского полуострова. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 103, 38 стр., 15 табл., 1924.
259. *Голубятников Д. В.* Продуктивная толща Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 8—9, стр. 42—57, 1 рис., 1925.
260. *Голубятников Д. В.* Путинский нефтеносный район. Нефт. хоз., т. XII, № 2, стр. 179, 1927.
261. *Голубятников Д. В.* Святой остров. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 28, 1908.
262. *Голубятников Д. В.* Святоостровский район. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 114, 1923.
263. *Голубятников Д. В.* Сураханская газоносная и нефтеносная площадь. Изв. Геол. ком., т. XXVII, стр. 181, 1908.
264. *Голубятников Д. В.* Хурдалано-Бинагадинский район. Геол. изд. М.—Л., 1931.
265. *Горбунов С. С.* Месторождение талька в Юго-Осетии. «Минеральн. сырье», № 12, стр. 1010—1014, 1931.
266. *Горин В. А.* Тектоника Биби-Эйбата и перспективы разработки нижнего отдела продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз., № 11—12, стр. 12—19, 8 рис., 1933.
267. *Горшков Г. П.* Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Труды Сейсмолог. инст., № 31, стр. 1—25, 4 табл., 3 фиг., 1933.
268. *Гофман Э.* Геологический очерк горы Кяпаз. Изв. Кавказск. музея, т. IX, вып. 2, Тифлис, 1915—1916.
269. *Григорович-Березовский Н. А.* Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья. Записки Новоросс. общ. естествоисп., т. XXIV, 1901.
270. *Григорьев И. Ф.* Медные и свинцово-цинковые месторождения района сел. Мериси и Вайо в Аджаристане. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 1, стр. 1—24, 2 табл., 5 рис., 1929.
271. *Гросгейм А.* Флора Талыша. Тифлис, 1926.
272. *Грушевой В. Г.* Аллавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 1. 115 стр., 3 карты, 9 табл., 1 рис., 1930.
272а. *Грушевой В. Г.* Медные месторождения Аллавердского района ССР Армении (Закавказье). Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.
273. *Грушевой В. Г.* Рудные месторождения в окрестностях сел. Базгирети, б. Артвинского окр., Батумской обл., Изв. Геол. ком., т. XLV, № 5, стр. 609—631, 1 табл., 1926.
274. *Грушевой В. Г.* Свинцово-цинковые месторождения Закавказья. Труды IV Всесоюзн. геолог. конференции по цветным металлам, вып. III, стр. 22—33, 1932.
275. *Грушевой В.* и *Русаков М.* Аллавердское медное месторождение в Закавказье (новые данные по геологической структуре, генезису и промышленным перспективам). Разведка недр, № 17, стр. 12—19, 3 рис.; № 18, стр. 23—26, 3 рис,. 1934.
276. *Губкин И. М.* Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова. Листы Учтапинский и Коунский. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 2, 1915.
277. *Губкин И. М.* Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова. Лист Перикишкюльский. Предварит. отчет. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 2, стр. 355—394, 1 табл., 1916.
278. *Губкин И. М.* Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова (Сумгаитский планшет). Предварит. отчет. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 4, стр. 399—444, 1 табл., 1914.
279. *Губкин И. М.* Нефтяные месторождения Кабристанских пастбищ. Нефт. и сланц. хоз., т. V, № 7—8, стр. 403—415, 1 карта, 2 рис., 1923.
280. *Губкин И. М.* Нефтяные месторождения Кабристанских пастбищ. Нефт. и сланц. хоз., т. VIII, № 5, стр. 754—758, 1 карта, 1925.
281. *Губкин И. М.* Проблема акчагыла в свете новых данных. Изд. Акад. Наук, 1931.

282. *Губкин И. М.* Состояние разведочных работ в нефтеносных районах Азербайджана. Нефт. хоз., № 7, приложение, стр. 1—26, 20 рис., 1930.
283. *Губкин И. М.* Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. 52 стр., 7 табл., 12 рис., ОНТИ НКТП, 1934.
284. *Гукасов А. О.* Основные черты строения Армянского нагорья. Записки Кавказск. отд. Геогр. общ., кн. XXII, вып. 1, 1901.
285. *Гутман М.* Геологические наблюдения в Аджинаурской степи. Азерб. нефт. хоз., № 6, стр. 73—78, 3 рис., 1931.
286. *Гутман М. И.* К проблеме мезозойской нефти на южном склоне Главного Кавказского хребта. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 1, стр. 32—53, 1933.
287. *Гутман М. И.* Новые данные по геологии и нефтеносности Аташка-Шабандагской антиклинали. Изд. Геол.-разв. конторы Азнефти, Баку, 1931.
288. *Давиташвили Л. Ш.* Заметки о параллелизации плиоценовых отложений юго-восточной Европы. Информационный сборник Нефт. геол.-разв. инст-та за 1933 г. (1934).
289. *Давиташвили Л. Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Гос. научно-техн. нефт. изд., 1933.
290. *Давиташвили Л. Ш.* О конкском горизонте в Грузии. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 55—57, 1930.
291. *Давиташвили Л. Ш.* О некоторых представителях семейства *Cardiidae* киммерийских отложений Закавказья. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геол., т. VIII, вып. 1—2, стр. 167—194, 4 табл. 1930.
292. *Давиташвили Л. Ш.* Сарматский ярус. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Труды Гос. нефт. иссл. инст., вып. V, 77 стр., 10 табл. 1932.
293. *Давиташвили Л. Ш.* Тарханский и чокракский горизонты. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области Труды Гос. нефт. иссл., инст., вып. I—II, 46 стр., 5 табл. 1932.
294. *Давиташвили Л. Ш.* и *Крестовников В. Н.* IX. Дуабские пласты. Руководящие окаменелости нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Труды Гос. нефт. иссл. инст., стр. 1—26, 3 табл., 1931.
295. *Данилов С. Л.* Разведка Тквибульского угольного месторождения в 1926—27 г. (Работы Инст. прикл. минерал. и металл.), Минер. сырье, № 6—7, стр. 413—430, 3 табл., 8 рис. 1928.
296. *Данилов С. Л.*, *Барышев Н. В.*, *Абрамов Ф. И.* и *Яковлев А. Я.* I. Некоторые данные о геологическом строении бассейна р. Джоджоры. II. Месторождения Нижняя Квайса. III. Месторождения Верхняя Квайса. IV. Кавутские месторождения барита. Минер. сырье, № 4, 1930.
297. *Двали М. Ф.* Результаты гидрогеологических исследований на западной части Апшеронского полуострова. Труды Всесоюзн.-геол.-разв. объедин., вып. 265, 48 стр., 3 табл., 1932.
298. *Джавахишвили А. Н.* География Грузии. I. Геоморфология. Тифлис, 1926.
299. *Джанелидзе А.* Рецензия статьи Б. Ф. Мефферта «Геологические исследования в Рачинском уезде Зап. Грузии в 1928 г.» Bull. du Musée de Géorgie, t. V (отдел «Критика и библиография»), 1930.
300. *Динник Н.* Современные и древние ледники Кавказа. Записки кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн. XIV, вып. 1, стр. 282—416, 4 карты, 1890.
301. *Докторович-Гребницкий С. А.* Горные породы из Дашкесанского месторождения. Записки Горного инст., т. IV, вып. 1, стр. 23—35, 1912.
302. *Докторович-Гребницкий С. А.* Заметка о меловых отложениях Черноморского побережья Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 7, 1913.
303. *Докучаев В. В.* Почвенные горизонтальные и вертикальные зоны. Тифлис, 1899.
304. *Докучаев В. В.* Почвенные зоны вообще и почвы Кавказа в особенности. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XII, 1898.
305. *Долицкий В. А.* Годовой отчет о работах 1931 г. Отчет о состоянии и деятельности Нефт. геол.-разв. инст. на 1931 г., стр. 13, 1933.
306. *Домбровский Б.* Геологический очерк Эльдарского нефтяного месторождения и разведочные работы на нефть, производившиеся в 1913—14 гг. Автореферат. Отчет Науч.-техн. общ. за 1927 г., Владивосток, 1927.
307. *Домбровский Б.* Заметка о геологических условиях нахождения костей ископаемых млекопитающих в местности Эльдар Тифлисской губ. Труды Геол. музея Акад. Наук, т. VIII, 1914.

307а. *Дробышев Д. В.* От Самура до Главного хребта и зона Шах-дага. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 111, стр. 1—43, 3 табл., 1 рис., 1939.

308. *Дубянский В. В.* Гагринское побережье. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXIII, 1915.

309. *Дьяков-Тарасов А. Н.* Бзыбская Абхазия и Сухум в XIX столетии. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XX, вып. 2, 1910.

310. *Дьяков-Тарасов А. Н.* Псекупская и Сухумская сталактитовые пещеры. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XIV, 1901.

311. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Ахалкалакское вулканическое плато. Научно-популярные очерки. Экспедиции Всес. Акад. Наук 1931 г. Труды Сов. по изуч. произв. сил, стр. 287—293, рис. 198—206, 1932.

312. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Геологические исследования в окрестностях Дилижана (Армения) летом 1927 г. Сборн. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, изд. Акад. Наук, стр. 233—251, 16 рис., 1 карта 1929.

313. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* Гидрогеологическое и петрографическое описание бассейна р. Тарса-чай. Сборн. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, изд. Акад. Наук, стр. 205—226, 11 рис., 2 табл., 1933.

314. *Дьяконова-Савельева Е. Н.* и *Афанасьев Г. Д.* Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. Сборн. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, изд. Акад. Наук., стр. 253—288, 8 рис., 5 табл., 1933.

315. *Евдокимов-Рокотовский М. И.* Аджарис-Цхальская гидроэлектрическая станция. Вестн. ирригации, № 6, стр. 59—68, 10 рис., 1929.

316. *Евдокимов-Рокотовский М. И.* Инженерно-геологические исследования при постройке Риониэса. Вестн. ирригации, № 7, стр. 32—39, 4 рис., 1929.

317. *Жуков М.* Некоторые результаты геологических исследований на Алятской гряде в Кабристане (Солахайский планшет). «Азерб. нефт. хоз.», № 5, стр. 29—44, 3 фиг., 1929.

317а. *Заварицкий А. Н.* О псевдолейцитовых и эпилейцитовых породах. Докл. Акад. наук, т. III, № 8—9, 1934.

318. *Залесский Б. В.* и *Петров В. П.* Материалы к изучению Анийского месторождения пемзы. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. 1, стр. 41—52, 5 рис., 1931.

319. *Залесский Б. В.* и *Петров В. П.* Мелкие моногенные эффузии центральной части Юго-Осетии. Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. 6, стр. 115—140, 8 рис., 1934.

320. *Захаров В. Ф.* Гидрогеология Эриванской низменности. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 8, стр. 23—146, 1931.

321. *Захаров С.* Кора выветривания и горные черноземы Лорийской степи. Почвоведение, т. VIII, 1906.

322. *Захаров С.* К характеристике высокогорных почв Кавказа. Часть I—II. Изв. Меж. инст., т. IV—V, М., 1913—1914.

323. *Захаров С.* О лёссовидных отложениях Закавказья. Почвоведение, № 1, стр. 37—80, 4 рис., 1910.

324. *Захаров С.* О почвенных областях и зонах Кавказа. Сборн. в честь 70-летия Д. Н. Анучина. М., 1913.

325. *Захаров С.* Почвенный очерк территории Закавказских республик. Закавказье. Стат.-экон. сборник. Тифлис, 1925.

326. *Захаров С.* Почвы Мильской степи и содержание в них легко растворимых солей. СПБ., 1912.

327. *Захаров С.* Почвы северной части Муганской степи и их осолонение. Опытная агрономия, 1905.

328. *Зонов Н. Т.* Материалы по геологии фосфоритовых отложений Кавказа. Агрономические руды СССР. Труды Научн. инст. удобр., вып. 116, стр. 84—91, фиг. 66—68, 1934.

329. *Зубер С. Р.* Геологические исследования в Бинагадинском районе. Изд. Азерб. нефт. хоз., Баку, 1924.

330. *Зубер С. Р.* К вопросу о генезисе продуктивной толщи (по поводу статьи М. Мирчинка). Азерб. нефт. хоз., № 6—7, стр. 20—24, 1926.

331. *Зубер С. Р.* К познанию Бакинского архипелага. Изд. Азерб. нефт. хоз., 26 стр., Баку, 1923.

332. *Зубер С. Р.* О продуктивной толще Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 118—124, 1923.

333. *Иванов Д. В.* Геологический очерк окрестностей г. Тифлиса. 36 стр., 2 черт., Тифлис, 1914.

334. *Иванчин-Писарев А. А.* Месторождения артикской туфовой лавы. Геологическая характеристика и сравнительная оценка отдельных площадей по данным разведок Инст. прикл. минер. 1926—1929 гг. Труды Инст. прикл. минер., стр. 96, М., 1930.
335. *Игнатович Н. К.* Гидрогеологические исследования и разведки для нового Бакинского водопровода. Матер. ЦНИГРИ. Гидрогеология, Сборн. 3, стр. 18—23, 1 карта, 1934.
336. *Ильин С. И.* Геологические исследования в Гурийском нефтеносном районе (Предварительный отчет о работах 1927 г.). Изв. Геол. ком. т. XLVIII, № 3, стр. 351—368, 2 рис., 1929.
337. *Ильин С. И.* Геологические исследования в районе проектируемых гидростанций на р. Храм (ССР Грузии). Техника и строительство, № 2, стр. 18—23, 1 рис.; № 3, стр. 5—10, 1 рис. Тифлис 1930.
338. *Ильин С. И.* Гурийский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3, 1929.
339. *Ильин С. И.* Нефтяные месторождения Гурии. Азерб. нефт хоз., № 11—12, стр. 112—120. Баку 1931.
340. *Ильин С. И.* Новые данные о плиоцене Гурии. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 4, 1930.
341. *Ильин С. И.* О плиоцене Гурии. Вестн. Геол. ком., т. IV, № 2, стр. 10—14. 1929.
341а. *Ильин С. И.* Присутствие онкоформовых слоев в Абхазии. Азерб. нефт. хоз., №10—11, стр. 36—41, 1935.
342. *Ильин С. И.* Результаты геологоразведочных работ в Гурии. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 28—30, 1930.
343. *Ильин С. И.* Рекогносцировочные исследования в полосе третичных отложений южной Абхазии. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 17, стр. 1—9, 1 карта, 2 фиг., 1932.
344. *Ильин С. И.* и *Эберзин А. Г.* Очерк геологического строения полосы третичных отложений южной Абхазии. Статья I. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 38, 27 стр., 1 карта, 1933.
345. *Ильин С. И.* и *Эберзин А. Г.* Очерк геологического строения полосы третичных отложений южной Абхазии. Статья II. Отчет о работах 1932 г. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 54, 34 стр., 1935.
346. *Иностранцев А. А.* Через Главный Кавказский хребет. Геологические исследования предполагаемого железнодорожного пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. 1896.
347. *Иностранцев А. А.* Через Главный Кавказский хребет. Общее заключение. Изд. Упр. Кавказск. жел. дор., стр. 215—242, 1 табл., 4 рис. и карта. СПБ., 1896.
348. *Исаева А. И.* Фауна *Gastropoda* ахалцихского эоцена. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 305, 1933.
349. *Кавришвили В. И.* Геоморфологическое деление Грузии (реферат). Закавк. краеведч. сборн., сер. А, Естествознание, т. I, стр. 385—403, 1 карта, Тифлис, 1930.
350. *Кавришвили В. И.* К геоморфологии и гидрографии Джавахетии. Сборн. «Джавахетия». Материалы по изучению природных ресурсов Ахалкалакского нагорья. Изд. Закавк. филиала Акад. Наук, Научно-исслед. инст. краевед., стр. 1—16, 4 табл., Тифлис, 1933.
351. *Кавришвили В. И.* Физико-географический очерк окрестностей Манглиса. Закавк. краеведч. сборн., сер. А., Естествознание, т. I, Тифлис, 1930.
352. *Кавтарадзе И. П.* Минеральные источники Юго-Осетии в бассейне р. Б. Лиахвы. Закавк. краеведч. сборн., сер. А, Естествознание, т. I, стр. 227—247, Тифлис, 1930.
353. *Казаков М. П.* Гидрогеологический очерк южного берега озера Севан. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. II, вып. 1, изд. Акад. Наук, стр. 169—224, 7 табл., 1 рис., 1933.
354. *Казаков М. П.* 1. Гидрогеологические условия в низовьях Занги и Абарана. 2. К гидрогеологии Кырх-булагской группы родников. Труды Сов. по изуч. прир. ресурсов (СОПС), сер. Закавказская, вып. 10: 1) стр. 87—102, 5 рис.; 2) стр. 103—118, 11 рис., 1934.
355. *Казаков М. П.* Отчет о гидрогеологических исследованиях в районе западного берега озера Гокча. Сборн. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. II, изд. Акад. Наук, стр. 255—311, 3 табл., 2 фиг., 1933.
356. *Казанцев В.* О результатах разведок горы Чоман близ Кедабека. Цветн. металлы, № 2, стр. 268—278, 3 рис., М. 1930.
357. *Калинин М. Ф.* Материалы для изучения почв Сенакского уезда. Труды Лабор. при Сакарском питомнике американских лоз, год 5-й, 1899.
358. *Калицкий К. П.* Годовой отчет о работах 1916 г. в пределах Кабристанского (IV-1) полуверстного планшета Апшеронского полуострова. Изв. Геол. ком., т. XXXVI, № 1, стр. 57, 1917.

359. *Калицкий К. П.* О продуктивной толще Апшеронского полуострова. Нефт. и сланц. хоз., т. III, № 1—4, стр. 28—41, 1922.
360. *Калицкий К. П.* Чатминский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., т. XXVI, 1907.
361. *Канделаки А. Н.* Естественные строительные сланцы (кровельные и др.). Поиски, разведка, добыча, обработка. Изд. ВСНХ ССР Грузии, 355 стр., 161 рис. в тексте, таблицы, Тифлис, 1929.
362. *Кантор Б. А.* Геологические исследования в районе Лысогорского перевала в автономной области Нагорный Карабах (АССР). (Предварительный отчет). Материалы ЦНИГРИ. Региональная геология и гидрогеология, сборн. 2, стр. 26—29, 1 карта, 1933.
363. *Каракаш Н. И.* и *Борисов П. А.* К геологии Шемахинского уезда. Записки Росс. минер. общ., II сер., часть 51, вып. II, стр. 361—383, 1923.
364. *Карапетян О.* Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Материалы к проекту Топаравапской гидростанции, намеченной близ сел. Хертвиси, Ахалкалакского уезда, в ССР Грузии, стр. I—VIII+1—63, 1 карта, Тифлис, 1929.
365. *Карапетян О.* Геологическое описание цементных залежей в окрестностях ст. Тауз Закавказской жел. дор., Азерб. нефт. хоз., № 3, стр. 72—74, 3 рис., 1922.
366. *Карапетян О.* Геологический очерк ССР Армении. Материалы по районированию, вып. 1, стр. 1—112, 1 карта, Эривань, 1928.
367. *Карапетян О. Т.* Краткий геологический очерк автономной области Юго-Осетии. Труды Закавк. научн. ассоц., сер. I. Юго-Осетия, вып. 1, стр. 1—37, Тифлис, 1925.
368. *Карапетян О. Т., Сапицкий П. М., Иванов А. П., Шахбудагов Г. Г.* и др. Краткий обзор материалов по вопросу о разработке Ткварчельского каменноугольного месторождения. Изд. Правления Закавказских жел. дор. Тифлис, 1925.
369. *Карк И. М.* К геологии долин Пшавской и Хевсурской Арагв. Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Главный Кавказский хребет. Изд. Управл. по сооружению жел. дор., стр. 1—54, 2 геол. карты, 1914.
370. *Карк И. М* О геологическом строении побережья Черного моря на пространстве от Туапсе до Ново-Сенаки. Отчет о деят. Геол. ком. за 1911 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 1, стр. 56—57, 1912.
371. *Карпинский А.* Об аммонеях артинского яруса и некоторых сходных с ними каменноугольных формах. Записки Минер. общ., II сер., часть XXVI, 1890.
372. *Карстенс И. Э.* Ананурский горизонт. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 35(30), стр. 1—8, 2 табл., 1 рис., 1932.
373. *Карстенс И. Э.* Геологические исследования в средней части Кахетинского хребта. (Предварительный отчет о работах 1930 г. в районе с. Гомбори и с. Сагареджо). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 16, стр. 1—18, 3 фиг., 1932.
374. *Карстенс И. Э.* Геологические исследования в юго-восточной части Кахетинского хребта. (Предварительный отчет о районе Гурджаани — Пховели — Череми). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 20, стр. 11—30, 1932.
375. *Карстенс И. Э.* Годовой отчет о работе 1931 г. Отчет о состоянии и деятельности Нефт. Геол.-разв. инст. за 1931 г., стр. 25, 1933.
376. *Карстенс И. Э.* Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 47, стр. 24—45, 1 схем. рис., 1934.
377. Карта полезных ископаемых Кавказского края (масштаб 40 верст в 1 д.). На 4 листах. Тифлис, 1913.
377а. *Качарава И. В.* Геологическая экскурсия в окрестностях Тбилиси. Междунар. геологич. конгресс, XVII сессия. СССР. 1937. Экскурсия по Кавказу, Ростов — Тбилиси, стр. 111—122, 2 рис., 1937.
378. *Кельманский М.* Происхождение грунтовых вод Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 54—61, 9 рис., 1930.
379. *Кипиани Н. М.* Маршрут геологической экскурсии в Озургетский уезд с 11 сентября по 22 декабря 1916 г. Изв. Кавказск. музея, т. V, 1916—1917.
380. *Кипиани Н. М.* Неоген юго-западной Гурии. Изв. Акад. Наук, т. XI, № 9, стр. 653—655, 1917.
381. *Кипшидзе И. А.* Ширакское нефтяное месторождение. Нар. хоз. Закавказья, № 3—4, стр. 115—117, 1929.
382. *Ключев В. П.* Детальный разрез Сураханской площади по буровым скважинам. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 38, 1926.
383. *Ковалевский С. А.* Вулкан Бухты. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 82—84, 1 карта, 1926.

384. *Ковалевский С. А.* «Вулкан Бухты» и тектоника срединного Биби-Эйбата. Азерб. нефт. хоз., № 12, 1923. № 2, 1924.
385. *Ковалевский С.* Вулкан Бухты (к статье А. А. Меликова «Об ископаемом грязевом вулкане на Бухте»). Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 69—71, 3 разреза, 1923.
386. *Ковалевский С.* Геологические заметки. Грязевой вулкан Лок-Батан. Азерб. нефт. хоз., № 4, стр. 67—69, 1924.
387. *Ковалевский С. А.* Грязевые вулканы Восточного Закавказья. Азерб. нефт. хоз., № 6—7, № 8—9, № 10, 1927.
388. *Ковалевский С.* «Дибрарские утесы» в ряду смежных явлений в системе Дибрара. Азерб. нефт. хоз., № 4, стр. 25—39, 7 рис., 1929.
389. *Ковалевский С. А.* К истории южного Прикаспия в первом тысячелетии до нашей эры. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 14, стр. 1—42, 2 карты, 1934.
390. *Ковалевский С. А.* Континентальные толщи Аджинаура (стратиграфия и генезис). 180 стр., 35 рис., 2 табл., Баку, Азнефтеразведка, 1936.
391. *Ковалевский С. А.* К разрезу продуктивной толщи Биби-Эйбата. Азерб. нефт. хоз., № 5, стр. 98, 1923.
392. *Ковалевский С. А.* Лик Каспия (Палеогеография моря в четвертичное время). Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 2, 129 стр., 19 фиг., 1933.
393. *Ковалевский С. А.* Моющие и отбеливающие глины Азербайджана. Изд. журн. Азерб. нефт. хоз., Баку, 1931.
394. *Ковалевский С. А.* О генезисе грязевых вулканов восточного Закавказья. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 27—34; № 2, стр. 31—39, 1928.
395. *Ковалевский С. А.* Огнеупорные глины и другие алюмосиликаты Ганджинского района. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 119—122, 1 план, 1923.
396. *Ковалевский С. А.* О параллелизации разрезов Биби-Эйбатского и Аташка-Ясамальского. Азерб. нефт. хоз., № 3, стр. 65, 1922.
397. *Ковалевский С. А.* Основные черты разреза продуктивной толщи «Бакинского полукольца». Нефт. и сланц. хоз., т. IX, № 10, стр. 521—528, 1925; т. X, № 1, стр. 57—66, 1926.
398. *Ковалевский С. А.* Особенности продуктивной толщи Апшеронского полуострова в связи с ее генезисом. Нефт. хоз., т. XII, № 6, стр. 789, 1927.
399. *Ковалевский С.* Острова Бакинской бухты. Азерб. нефт. хоз,. № 3, стр. 36—39; № 4, стр 57—62, 1930.
400. *Ковалевский С. А.* Природные газы Бакинского района. Нефт. хоз., № 3, стр. 368—375, 1 карта, 1930.
401. *Ковалевский С.* Руководящий разрез Биби-Эйбатского района. Азерб. нефт. хоз., № 5, Приложение, стр. 1—7, 1 табл., 1927.
402. *Ковалевский С. А.* и *Вебер В. В.* Природные газы Азербайджана. Ленингр. Комитет по химизации, вып. 19, стр. 1—28, 1 карта, 1933.
403. *Козлов А. Л.* Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып. 68, стр. 999—1026, 2 табл., 1932.
404. *Койфман М. М.* Кровельные сланцы в Закавказье. Минер. сырье и цветные металлы, № 10, стр. 1286—1306, 15 рис., 1929.
405. *Колесников В. П. Buccinidae* сармата. Труды Геол. инст. Акад. Наук СССР, т. II, 1932.
406. *Колесников В. П. Mactridae* русского миоцена. Изв. Геол. ком., т. XLIV, № 9, 1925.
407. *Колесников В. П.* О сарматских представителях сем. *Cardiidae*. Труды Геол. музея Акад. Наук, т. V, стр. 1—64, табл. I — XV, 1929.
408. *Колесников В. П.* О сарматских представителях сем. *Trochidae*. Группа *Trochus podolicus* D u b. Труды Геол. музея Акад. Наук СССР, т. IV, 1929.
409. *Колесников В. П.* О сарматских представителях сем. *Trochidae* (*Tr. papilla — Tr. insperatus*). Труды Геол. музея Акад. Наук СССР, т. VII, стр. 129—151, 3 табл., 1930.
410. *Колесников В. П. Trochidae* чокрака. Труды Геол. музея Акад. Наук СССР, т. VIII, 1931.
411. *Колосович П. С.* Белоканские месторождения меди. Горн. журнал, № 1, стр. 143—151, 7 рис., 1930.
412. *Колосович П.* Продуктивная толща в Кала. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 41—54, 1 табл. 3, рис, 1930.
413. *Контаниан И.* (инж.). Точильные материалы Грузии. Минер. сырье, № 6/7, стр. 410—413, 1928.
414. *Концевич Н. Г.* Зиновиановские минеральные источники у селения Ахал-сопели Кварельского района ССР Грузии. Матер. ЦНИГРИ, Гидрогеология, сборн. 3, стр. 39—46, 5 рис., 1934.
415. *Коншин А.* Отчет об исследованиях медных месторождений Зангезурского уезда. Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. 4, стр. 109—244, 1890.

416. *Конюшевский Л. К.* Землетрясение в Карталинии 20 февраля 1920 г. Сводка работ геолого-технической комиссии. Матер. для геологии Грузии, кн. I., стр. 1—55, 11 рис., изд. Горн. отд. ВСНХ Грузии, Тифлис, 1929.

417. *Конюшевский Л.К.* Из наблюдений в карстовой области Сухумского округа. Бюлл. Тифлисск. общ. любит. прир., № 1, стр. 15—17, 1913.

418. *Конюшевский Л. К.* Месторождение кефекелита в сел. Гумбри. Минер. сырье и его переработка, № 7, стр. 508—509, 1928.

419. *Конюшевский Л.* Месторождения марганцевых руд в окрестностях Белого ключа Тифлисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. 3, кн. VII, 1909.

420. *Конюшевский Л. К.* Месторождения сурьмяных, мышьяковых и медных руд в бассейне р. Чвешуры. Минер. сырье, № 10, стр. 611—621, 5 рис. 1927.

421. *Конюшевский Л.* Отчет о геологическом исследовании месторождений ископаемого угля в районе станций Ткибули — Кутаис — Сачхери — Дзирула, Закавк. жел. дор., 161 стр., 11 табл., 27 рис. в тексте, изд. отдела топлива ВСНХ Грузии, Тифлис, 1926.

422. *Конюшевский Л. К.* Отчет о геологических исследованиях в Елисаветпольском и Джеванширском уездах Елисаветпольской губ. летом 1913 г. Отчет Кавк. горн. упр. за 1913 г., стр. 18—22, Тифлис, 1914.

423. *Конюшевский Л. К.* Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл., произведенных в 1909, 1910 и 1911 гг. Матер. для геологии Кавказа, сер. IV, кн. 1, стр. 1—135, 7 табл. и 1 геол. карта, 1915.

424. *Конюшевский Л. К.* Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елисаветпольской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. 3, кн. 10, 1911.

425. *Конюшевский Л.* Отчет о геологических исследованиях Тифлисских термальных источников и их ближайших окрестностей по правую сторону Куры. Матер. для геологии Кавказа, сер. 4, кн. 3, стр. 1—72, 1 план, 3 табл., 3 рис., 1915.

426. *Конюшевский Л. К.* Потухший вулкан Далик-тапа. Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., т. XXIII, № 1, стр 7—78, 1915.

427. *Котляр В. Н.* Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении (Бассейн верхнего течения р. Восточный Арпа-чай). Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, стр. 5—44, 3 табл. (микрофот.), 1 карта, 1930.

428. *Котляр В. Н.* Горячие минеральные источники у сел. Истису и Кущи-Беляк Даралагезского уезда ССР Армении. Изв. Гл. Геол.-разв. упр., т XLIX, № 3, стр. 385—390, 3 рис., 1930.

429. *Котляр В. Н.* Гюмушханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 81, стр. 1—50, 6 табл., 7 рис., 1931.

430. *Котляр В. Н.* Джархечское месторождение цветных конгломератов (облицовочных камней). Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. LI, вып.60, стр. 879—885, 3 табл., 1932.

430а. *Котляр В. Н.* Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе. Записки Минерал. общ., ч. LXVII, № 2, 1938.

430б. *Котляр В. Н.* Открытие лейцитовых пород на Кавказе. Сов. геол., № 4—5, 1939.

431. *Котляр В. Н.* Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 335, 64 стр., 9 табл., 25 рис., 1934.

432. *Кошкуль Ф.*, фон. Геологические исследования минеральных источников Ахалцихского и части Горийского уездов в 1871 г. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. VIII, стр. 1—24, 1 табл., 1873.

433. *Краснов А. Н.* Нагорная флора Сванетии. Изв. Русск. Геогр. общ., т. XXVIII, 1891.

434. *Краснов А. Н.* Южная Колхида. СПБ., 1915.

435. *Кремс А.* Некоторые данные о строении Кирмаку-Балаханской антиклинали. Азерб. нефт. хоз., № 10, 1923.

436. *Кремс А. Я.* Нижний отдел продуктивной толщи Ленинского нефтеносного района (Хоросаны, Балаханы, Сабунчи, Раманы). Изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, Баку, 1931.

437. *Кремс А. Я.* (редактор) и коллектив авторов. Нефтяная экскурсия. Международный геологический конгресс, XVII сессия, СССР. Вып. 2. Азербайджанская ССР, 112 стр., 9 табл., 19 рис. Вып. 4. Грузинская ССР, 62 стр., 4 табл., 7 рис., 1937.

438. *Кржечковский А. В.* Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 81, стр. 51—79, 5 табл., 1931.
439. *Кржечковский А.* Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении (Бассейн среднего течения р. Восточный Арпа-чай). Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 136, стр. 45—84, 2 табл. (микрофот.), 1 карта. 1930.
440. *Кржечковский А.* Гюмюшлугское цинково-свинцовое месторождение Шарурского уезда Нахичеванской АССР. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 56, стр. 871—894, 2 карты, 1931.
441. *Криштофович А. Н.* Растительные остатки из юрских сланцев на Северном Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 5, стр. 597 — 608, 2 табл., 2 рис., 1926.
442. *Криштофович А. Н.* и *Принада В. Д.* О верхнетриасовой флоре Армении. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 336, 26 стр., 3 табл., 2 рис. 1933.
443. *Крубер А.* Поездка по Арабику (Гагринские источники и провалы-ледники на Арабике). Естествозн. и география, т. I, 1912.
444. *Круг Е. В.* Отчет об исследованиях в Батумском округе в 1914 г. Отчет Кавказского горн. управл. за 1914 г. Тифлис, 1915.
445. *Кудрявцев Н. А.* Геологические исследования в междуречьи Алазани и Куры. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 32, 59 стр., 1 табл., 1932.
446. *Кудрявцев Н. А.* Материалы по геологии нефтяных месторождений Пховели и Гурджаани (Грузия). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 19, стр. 1—20, 4 рис., 1932.
447. *Кудрявцев Н. А.* Нефтяное месторождение Байды. Азерб. нефт. хоз., № 8, стр. 91—95, 1 карточка, 1933.
448. *Кудрявцев Н. А.* О возрасте конгломератов Кахетинского хребта. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 16—22, 1 рис., 1933.
449. *Кудрявцев Н. А.* О возрасте мирзаанской (ширакской) толщи. Нефт. хоз., № 4, № 7, стр. 77—81, 1933.
450. *Кудрявцев Н. А.* О Закавказских месторождениях нефти. Нефт. и сланц. хоз., т. V, № 10, стр. 416—433, 1923.
451. *Кудрявцев Н. А.* О Мирзаанском нефтяном месторождении. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 45—50, 1 рис., 1930.
452. *Кудрявцев Н. А* Чатма (Геологический очерк). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 41, стр. 1—35, 1933.
453. *Кузнецов И. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Чвешуры в Центральном Кавказе. Матер. ЦНИГРИ. Регион. геол. и гидрогеол., сборн. I, стр. 51—71, 1 геол. карта, 3 рис., 1933.
454. *Кузнецов И. Г.* Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 151, 26 стр., 1 карта, 2 табл., 1931.
455. *Кузнецов И. Г.* Заметка о так называемой юрской нефти в Рачинском уезде и Юго-Осетии. Изв. Гл. Геол.-разв. упр., т. XLIX, № 6, стр. 775—780, 1 рис., 1930.
456. *Кузнецов И. Г.* Краткий предварительный отчет о геологических исследованиях в районе проектируемого Рокского туннеля через Кавказский хребет. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 4, стр. 49—55, 1931.
457. *Кузнецов И. Г.* Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геологии, т. III, № 7, стр. 1—32, 2 рис., 1933.
458. *Кузнецов И. Г.* Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта» на Кавказе. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 3, стр. 141—173, 1 рис., 1926.
459. *Кузнецов И. Г.* Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 100, стр. 1537—1540, 1931.
460. *Кузнецов И. Г.* О геологических исследованиях между Безингиевским и Балкарским Череками и в верховьях Цхенис-цхали и Риона. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925/26 г. Л., стр. 118—121, 1927.
461. *Кузнецов И. Г.* Рокский перевал. Геологический и геолого-технический очерк местности вдоль проектируемой Перевальной дороги через Кавказский хребет по Рокскому направлению. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 161, стр. 45, 3 табл., 1932.
462. *Кузнецов И. Г.* Рудные месторождения верхнего течения Риона. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 20, стр. 313—317, 1931.

463. *Кузнецов Н. И.* Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции. Записки Акад. Наук, сер. VIII (физ.-мат.), т. XXXIV, часть 1, 1909.
464. *Кузнецов Н. И.* Элементы Средиземноморской области в Западном Закавказье. Записки Русск. геогр. общ., т. XXIII, 1891.
465. *Кузнецов С. С.* Аджаро-Триалетская складчатая система. Матер. по геол. и петрограф. ССР Грузии, СОПС и Петрогр. инст., сер. Закавказск., вып. 22, 184 стр., 5 табл., 32 рис., изд. Акад. Наук, 1937.
466. *Кузнецов С. С.* Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта. Матер. по геол. и петрограф. ССР Грузии. II. Триалетский хребет. Труды СОПС Акад. Наук, сер. Закавказск., вып. 15, стр. 5—72, 1 карта, 13 рис., 1935.
467. *Кузнецов С. С.* Геология северо-западного побережья оз. Гокча. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, стр. 61—92, 21 рис., изд. Акад. Наук, 1929.
468. *Кузнецов С. С.* Гидрогеология северо-западного побережья оз. Гокча. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, стр. 313—338, 5 рис., 1 табл., 3 карты, изд. Акад. Наук, 1929.
469. *Кузнецов С. С.* Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии. IV. Аджаро-Триалетская складчатая система. СОПС и Петрограф. инст. Акад. Наук, сер. Закавказск. вып. 22, 184 стр., 6 табл., 32 рис., 1937.
470. *Кузнецов С. С.* Материалы по гидрогеологии бассейна оз. Севан в Армении. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, стр. 29—58, 10 рис., 1 карта, изд. АН, 1933.
471. *Кузнецов С. С.* Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Гокча. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, стр. 219—230, Изд. Акад. Наук, 1929.
472. *Кузнецов С. С.* О гидрогеологии бассейна озера Севан. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. III, вып. 1, 106 стр., 8 табл., 15 рис., изд. Акад. Наук, 1930.
473. *Кузнецов С. С.* О гидрогеологических условиях южных склонов Шахдагского хребта. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. II, вып. 1, стр. 75—166, 10 табл., 10 рис., Изд. Акад. Наук, 1933.
474. *Кузнецов С. С.* О некоторых геоморфологических чертах побережий озера Севан. Изв. Акад. Наук, Отд. физ.-мат., стр. 275—297, 2 табл. 7 рис., 1929.
475. *Кузнецов С. С.* Триалетская геолого-петрографическая экспедиция. Экспедиции Акад. Наук. СССР 1933 г., стр. 230—236, 2 рис., 1934.
476. *Кузнецов С. С., Беликов Б. П., Левченко С. В., Харатишвили Г. Д.* и *Кузьмин С. А.* Триалетский хребет (бассейн рек Алгетки, Кавтуры, Хекордзаулы). Матер. по геол. и петрограф. ССР Грузии, СОПС и Петрограф. инст. Акад. Наук СССР, сер. Закавказск., вып. 20, 165 стр., 11 табл., 1 карта, 12 рис., 1936.
477. *Кузнецов С. С.* и *Трифонов Н. К.* Материалы по геоморфологии Аджаристана. Матер. по геол. и петрограф. Грузии. СОПС, Сер. Закавказская, вып. 1 (14), 1935.
478. *Кузнецов С. С.* и *Трифонов Н. К.* Материалы по геоморфологии Триалетии в пределах бассейна р. Таны и Тетзами. Матер. по геол. и петрограф. Грузии, вып. 2 (15), 1935.
479. *Кузнецова Е. В.* Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 98, стр. 1470—1487, 1 табл., 14 рис. 1931.
480. *Кулибин П. В.* Экономические перспективы Девдоракского медного месторождения на Северном Кавказе. Уголь и железо, № 16 (январь), стр. 88—97, 2 рис., 1927.
481. *Куплетский Б. М.* Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, 1—60 стр., 16 рис., Изд. Акад. Наук, 1929.
482. *Купцис Р. Д.* Минеральные воды Пшавии, Хевсурии и Хеви. Закавк. Краеведч. сборник, сер. А, Естествознание, т. I, стр. 212—226, Тифлис, 1930.
483. *Купцис Р. Д.* и *Дворова Д. Н.* Речхо-цхирские минеральные источники и лечебные грязи. Курортно-санаторное дело, № 3—4, стр. 201—203, 1931.
484. *Куцев В. П.* Геологические исследования и поиски нефти в северо-западных предгорьях Талышского хребта. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 10, стр. 49—68, 1 карта. 1934.
484а. *Куцев В. П.* Геологический очерк Тоурагайского района Кабристана. Изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, Баку, 1932.
485. *Лангваген Я. В.* Джульфинские мышьяковистые источники в Нахичеванском крае. Матер. по общ. и прикл. геологии, вып. 144, 34 стр., 3 рис., 1 карта, 1 табл. анализов, 1930.

486. *Лачинян М. Л.* Нефтяное месторождение Кер-Гез. Геол. Бюро Главнефти по Азербайджану, 24 стр., 8 рис. Баку, 1936.
487. *Лебедев Н. И.* Геологическая карта Кавказского края (масшт. 30 вер. в 1 д.), с объяснительной запиской. Тифлис, 1908.
488. *Лебедев Н. И.* Геологические исследования и поиски на золото в долине р. Чороха. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 1, стр. 83—159, 1898.
489. *Лебедев Н. И.* Геологические исследования части Борчалинского уезда в пределах Сомхетии. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 3, стр. 112 — 160, 1902.
490. *Лебедев Н. И.* Геология. Коллекции Кавказского музея, обработанные совместно с учеными специалистами и изданные доктором Г. И. Радде. Museum Caucasicum, т. III, 1901.
491. *Лебедев Н. И.*, проф. Пояснительная записка к геологической карте Кавказского края, 26 стр., геол. карта, составл. по поручению Кавказск. горн. управления, СПБ., 1905.
492. *Лебедев П. И.* Вулкан Алагез и его лавы. Труды Сов. по изуч. произв. сил., сер. Закавказск., вып. 3, стр. 115—379, 53 рис., 9 табл., 1931.
493. *Лебедев П. И.* Геологический очерк бассейна р. Аракса. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Аракс. басс., вып. 8. Тифлис, 1931.
494. *Лебедев П. И.* Зона строительных туфовых лав Алагеза (Арагаца). Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. I, стр. 53—70, 1 карта, 6 рис., 1931.
495. *Лебедев П. И.* Ленинаканское землетрясение 22 октября 1926 г. Изв. Акад. Наук (VI серия), № 9—11, стр. 887—912, 3 табл., 10 рис., 1927.
496. *Лебедев П. И.* Массив Алагез по данным исследований 1928 г. Освед. Бюлл. Акад. Наук, № 3—4 (64—65), стр. 19—23, 1929.
497. *Лебедев П. И.* Месторождения пемзы Алагеза (Арагаца). Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. I, стр. 21—39, 1 карта, 11 рис. 1931.
498. *Лебедев П. И.* Туфовые лавы Алагеза (Каменные строительные материалы). КЕПС. Материалы № 67, стр. 87—103, 4 рис. и карта, 1928.
499. *Лебедев П. И.* и *Егоров В. А.* Литомарге Алагеза. (К вопросу о постмагматическом перерождении лав базальтового типа). Труды Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. 6, стр. 165—178, 1 табл., 4 рис., 1934.
500. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I, стр. 93—113, 10 рис. Изд. Акад. Наук, 1929.
501. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, стр. 429—446, 9 рис., 1928.
502. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геологические исследования в области Перевальной жел. дор. через Кавказский хребет., Изд. Упр. по сооруж. жел. дорог, стр. 1—51, 15 табл., 2 карты, 1914.
503. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Полит. инст., т. XX, 1913.
504. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* (см. Иностранцев «Через Главный Кавказский хребет»). 1) Описание южного участка, стр. 51—83, табл. XII. 2) Петрографическая часть, стр. 177—214, 3 табл. микрофотографий, 1896.
505. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* (редактор), *Куплетский Б. М.*, *Кузнецов С. С.*, *Турцев А. А.*, *Гинзберг А. С.*, *Дьяконова-Савельева Е. Н.*, *Казаков М. П.*, *Завалишин А. А.* и др. «Бассейн озера Севан (Гокча)». I. Научные результаты экспедиции 1927 г. Акад. Наук, Закавказская комиссия, стр. I—III + 1 — 529, 8 табл., 127 рис, 12 карт, Л., 1929.
506. *Леднев Н. М.* Геологические исследования в пределах листа III-3 Кабристанских пастбищ (Предварит. отчет о работах 1927 г.). Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 52, стр. 797—805, 1 карта, 1931.
507. *Леднев Н. М.* Основы тектоники Бабазанского нефтяного месторождения. Азерб. нефт. хоз., № 8—9, стр. 30—35, 2 рис., 1927.
508. *Леднев Н. М.* Остров Святой (Пир-Аллаги). Нефт. и сланц. хоз., т. III, № 1—4, стр. 42—67, 1922.
509. *Леонов В.* Карстовые явления в Рачинском уезде Кутаисской губ. Дневник XII съезда натуралистов и врачей. М., 1910.
510. *Леонов В.* Озера Нижней Рачи (в Шаорской котловине в Закавказье). Землеведение, 1902.
511. *Либрович Л. С.* К геологии северной Персии. Геологич. вестн., т. IV, стр. 43—49, 1918—1921.

512. *Ливенталь В. Э.* Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района. Террасы Черного моря и переуглубленность долин рек, впадающих в него на участке берега Батум-Сухум. Труды Азерб. нефт. исслед. инст., сер. работ по прикл. геол., вып. II, Баку, 1931.
513. *Линч Х. Ф.* Б. Армения. Тифлис, 1910.
514. *Лисицын К. И.* Новые данные о Фреховском разрезе карбона в устье р. Восточный Арпа-чай. Изв. Донск. полит. инст., т. VIII, 1920—1922, стр. 59, Новочеркасск, 1923.
515. *Лисицын К.* Подразделения нижнего карбона и их кораллово-брахиоподовая фауна. I. Общий обзор нижнекаменноугольных образований России. Изв. Донск. полит. инст., т. IX, 1925.
516. *Лихарев Б. К.* Отчет об осмотре месторождения квасцового камня в сел. Заглик. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 17. стр. 1—12, 2 фиг., 1 карта, 1917.
517. *Личков Б. Л.* К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья, т. I, ч. 1. Труды Сов. по изуч. произв. сил. Акад. Наук, сер. Закавказск., вып. 3, стр. 1—113, 35 рис., 3 табл., 1931.
518. *Личков Б. Л.* 2. Сардарабадская равнина (Гидрогеологические исследования). Научно-популярные очерки. Экспедиции Всес. Акад. Наук. 1931 г. Труды Сов. по изуч. произв. сил., стр. 273—283, 6 рис., 1932.
519. *Лодочников В. Н.* Микроскопическое исследование пород из района между Дары-дагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 24, 53 стр., 4 рис., 1925.
520. *Лукашевич С. И.* Геологические и гидрогеологические условия долины р. Куры у с. Мингечаур. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 6, Тифлис, 1932.
521. *Лукашевич С. И.* Некоторые данные по геологии и гидрогеологии районов проектируемых водохранилищ в бассейне р. Аракса. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 8, Тифлис, 1931.
522. *Лукашевич С. И.* и *Страхов В. А.* Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов. Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, 1933.
523. *Лупанов Н.* Микроскопическое исследование двух интрузивных горных пород из Армении. Изв. Научно-технич. кружка металлургов и химиков им. Н. Толмачева при Ленингр. полит.-инст., вып. 1—2, стр. 86—89, 1925.
524. *Лучицкий В. И.* Месторождение пемзы в Армении. Минер. сырье, № 9/10, стр. 615—620, 9 рис., 1928.
525. *Ляйстер А. Ф.* К вопросу о происхождении озера Гокчи. Справочная книга Эриванской губ. на 1914 г. 12 стр., с картой; Эривань, 1914; Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXI, № 4, 1912.
526. *Ляйстер А.* Физико-географические условия Закавказья. Закавказье. Стат.-экон. сборник, Тифлис, 1925.
527. *Ляйстер А.* и *Чурсин Г.* География Кавказа. Тифлис, 1924.
528. *Ляйстер А. Ф.* и *Чурсин Г. Ф.* География Закавказья. Очерки по физической географии и этнографии ЗСФСР. I—VI + 339 стр., 26 рис., 2 карты, Заккнига, Тифлис, 1929.
529. *Мазарович А. Н.* и *Яблоков В. С.* Гидрогеологические исследования в районе сооружений гидростанции на р. Тертер в Нагорном Карабахе. Гидрогеологические исследования для проектируемых гидроэлектростанций в Закавказье. Матер. бюро по исслед. и изуч. подземных вод, т. I, 1930.
530. *Маймина З. Л.* Геологические исследования в районе степи Малые Ширакн летом 1930 г. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 12, стр. 1, 1932.
531. *Маймина З. Л.* Попытка разделения продуктивной толщи Карадагского района на горизонты. Азерб. нефт. хоз., № 6—7, стр. 22—27, 1 табл., 1928.
532. *Мамаев Л. П.* Материалы по петрографии Армянского плоскогорья, Сборн. Минерал. и Геолог. кабинетов Моск. унив. 1916 г., стр. 1—14, 1917.
533. *Мамуровский А. А.* и *Ортенберг Д. Л.* Баритовая промышленность Грузии. Минер. сырье, № 6—7, стр. 438—458, 11 рис., 1928.
534. *Мамуровский А. А.*, *Ортенберг Д. Л.* и *Хечинов В. К.* Литографский камень в Грузии. Минер. сырье, № 6—7, стр. 476—485, 11 рис., 1928.
535. *Марголиус А. М.* Главнейшие результаты геологического исследования Артвинского округа Батумской области с описанием месторождений медных и других руд и полезных ископаемых. Матер. для геол. Кавказа, сер. IV, кн. 2, 1915.

536. *Марголиус А. М.* Золотоносность Сагурамо-Глданского лесничества и окрестностей его. Отчет о геологических исследованиях. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 5. стр. 73—170, геол. карта, 1903.
537. *Марголиус А.* Исследования в Кутаисской губ. с целью выяснения, существует ли геологическая связь между Ткибульскими и Ткварчельскими каменноугольными месторождениями. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 4, стр. 1—60, 2 геол. карты, 1 план, 1902.
538. *Марголиус А.* Литографский камень в Душетском уезде Тифлисской губ. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 6, стр. 1—97, геол. карта и разрез, 1905.
539. *Марголиус А. М.* Медные руды в Пшавельской казенной лесной даче Телавского уезда Тифлисской губ. Матер. для геол. Кавказа, сер. III, кн. 6. стр. 135—141, геол. карта, 1905.
540. *Марков К. В.* Чиатурский марганцовый район. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 27. 41 стр., 27 рис., 5 карт, 1931.
541. *Маслов К.* Тарханский горизонт Восточной Грузии. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 35—36, 1935.
542. Материалы для геологии Кавказа. Изд. Кавказского горн. управл., 1 серия, 13 т., 1868—1886, 2 серия, 10 т., 1887—1896; 3 серия, 10 т., 1898—1911; 4 серия, 3 т., 1914—1915, Тифлис.
543. *Медведев Я.* Об областях растительности Кавказа. Вестн. Тифлисск. ботан. сада, т. VIII, 1907.
544. *Медведев Я.* Растительность Кавказа. Опыт ботанической географии Кавказского перешейка, т. I, вып. 1, Тифлис, 1915.
545. *Меликов А. А.* Кара-Дай. Отчет о геологическом исследовании Азерб. нефт. хоз., № 11, Приложение, стр. 1—53, 6 табл. 1927.
546. *Меликов А.* Об ископаемом грязевом вулкане на Биби-Эйбатской бухте. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 66—69, 1923.
547. *Мёллер В.* Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. Матер. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 3, 1889; 2-е дополн. изд. Горн. департ. I—XII+494 стр., карта, СПБ., 1896.
548. *Месропян А. И.* Геологические исследования в районе Бостан-даг на Апшеронском полуострове. (Северо-западная часть планшета II-3 — Новханы). Азерб. нефт. хоз., № 6—7, Приложение, стр. 1—31, 1 карта, 3 табл., 1928.
549. *Месропян А. И.* Грязногорское нефтяное месторождение. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 47, 1925.
550. *Месропян А. И.* Дженги. Геологические исследования. Изд. Азерб. нефт. хоз., 66 стр., 4 табл., 4 рис., Баку, 1931.
551. *Месропян А.* Итоги и перспективы разработки Бинагадинского района. (Геологический очерк). 72 стр., 5 карт, Баку, 1926.
552. *Месропян А.* К петрографии пород эоценового флиша Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 7 — 8, стр. 67 — 70, 1 рис., 1930.
553. *Месропян А. И.* Нефтеносность диатомовых слоев и перспективы разработки их в центральных районах Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 10, 1925.
554. *Месропян А. И.* Хидырзиндинская нефтяная площадь. Азерб. нефт. хоз., № 11, стр. 13—18, 1 карта, 1928.
555. *Метальников М. Д.* Результаты обработки микрофауны из меловых и третичных отложений Кахетинского хребта. Отчет о состоянии и деятельности нефт. геол.-разв. инст. за 1931 г., Л. — М., 1933.
556. *Мефферт Б. Ф.* Геологические исследования в Кутаисском и Ахалцыхском уездах в 1923 г. (Предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7, стр. 819—853, 1 карта, 1924.
557. *Мефферт Б. Ф.* Геологические исследования в Мингрелии. (Предварит. отчет о работах 1929 г.). Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 64, 58 стр., 1 карта, 1931.
558. *Мефферт Б. Ф.* Геологический очерк бассейна верхней Куры. Матер. к схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, стр. 1—68, 1 табл., Тифлис, 1930.
559. *Мефферт Б. Ф.* I. Геологический очерк Лечхума (Предварит. отчет о геологических исследованиях в Западной Грузии в 1925 и 1927 гг. Стр. 1—72, 1 карта, 1 табл. разр. II. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. (Предварит. отчет). Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 140, стр. 73—117, 1 карта, 1930.
560. *Мефферт Б. Ф.* Геологический очерк области Боржома и Бакурьяни между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Труды Всес. геол.-разв. объединен., вып. 303, 67 стр., 2 табл., 1933.

561. *Мефферт Б. Ф.* Геологический очерк области проектируемых мощных гидроэлектростанций Грузии в бассейнах Ингура, Цхенис-хали, Риона и Куры. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 349, 50 стр., 1 табл., 1934.

562. *Мефферт Б. Ф.* Геологическое строение марганцового района Аджамети-Чхари в Кутаисской губ. Изв. Геол. ком., т XLIII, № 7, стр. 855—869, 1 геол. карта, 1924.

563. *Мефферт Б. Ф.* Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте. (Багдадский район Зап. Грузии). Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 180, 31 стр., 1932.

564. *Мефферт Б. Ф.* Заметка о геологии окрестностей Батума. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 4, сер. Кавказа и Крыма, стр. 455—462, 1929.

565. *Мефферт Б. Ф.* Заметка о геологическом строении района Гумбри—Боноджа — Кутаисского округа с залежами флоридиновых глин. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 7, стр. 47—54, 1 рис., 1930.

566. *Мефферт Б. Ф.* Критическая заметка по поводу статьи С. С. Кузнецова «Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Гокча». Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 5, стр. 619—623, 1930.

567. *Мефферт Б. Ф.* Лигнитовые месторождения Ахалцихского района. Труды Всес. геол. разв. объедин., вып. 304, стр. 1—24, 1 карта, 1933.

568. *Мефферт Б. Ф.* Некоторые данные о строении Тквибульского угленосного района в Западной Грузии. Обзор главнейших месторождений углей и горючих сланцев СССР. Угольный инст. Гл. геол.-разв. упр., стр. 159—160, Л., 1930.

569. *Мефферт Б. Ф.* Тквибульский угленосный район. Основные элементы геологического строения и план разведочных работ. (Предварит. отчет). Изв. Всес. геол.-разв. объединен., т. LI, вып. 7, стр. 134—146, 1 карта, 1932.

570. *Мефферт Б. Ф.* Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 99, стр. 1—64, 8 табл., 1931.

571. *Мефферт Б. Ф.* Юрские отложения Имеретии. Область Окриба и бассейны Риона и Цхенис-цхали. Предварит. заметка. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 1, стр. 9—26, 3 рис., 1930.

572. *Мириманов К. П.* Погребенные почвы Армянской ССР. Почвоведение, № 5—6, стр. 578—586, 2 рис., 1932.

573. *Мирчинк М. Ф.* Геологические исследования в северной и юго-восточной частях планшета 1—3 (Кемиш-даг) Кабристанских пастбищ. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. I, стр. 1—32, 1 карта, 1 рис., 1933.

574. *Мирчинк М. Ф.* Геологические исследования в юго-западной части планшета I-3 (Кемиш-даг) Кабристанских пастбищ. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 21, 1932.

575. *Мирчинк М. Ф.* Годовой отчет о работах 1931 г. Отчет о состоянии и деятельности Нефт. геол.-разв. инст. за 1931 г., стр. 13, 1933.

576. *Мирчинк М.* Еще о генезисе продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз., № 10, стр. 15—25, 1926.

577. *Мирчинк М. Ф.* К вопросам генезиса Дибрарских утесов. Изв. Азерб. краснозн. нефт. инст., № 3, стр. 15—29, 13 рис., 1931.

578. *Мирчинк М.* К вопросам генезиса продуктивной толщи. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 88—91, 1932.

579. *Мирчинк М. Ф.* К вопросам тектоники Апшеронского полуострова. Вестн. Моск. горн. акад., т. II, № 1, стр. 9—28, 1 карта, 7 рис., 1923.

580. *Мирчинк М. Ф.* Меловая нефть на юго-восточном Кавказе. Труды Геол.-разв. конт. Азнефти, вып. 1а, стр. 54—71, 2 табл., 6 рис., 1933.

581. *Мирчинк М. Ф.* Несколько слов о строении Юнусдагской гряды. Азерб. нефт. хоз., № 11—12, стр. 29—30, 1 рис., 1933.

582. *Мирчинк М. Ф.* Об исследовании Каспийского побережья между ст. Зарат и Дивичи. Отчет о сост. и деят. Нефт. геол.-разв. инст. за 1931 г. Л. — М., 1933.

583. *Мирчинк М. Ф.* Общие замечания по геоморфологии Апшеронского полуострова. Вестн. Моск. горн. акад., т. I, № 1, стр. 56—63.

584. *Мирчинк М.* О генезисе продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 39—48, 1926.

585. *Мирчинк М. Ф.* Стратиграфические и тектонические проблемы юго-восточного окончания Кавказа. Труды Второй конференции геологов-нефтяников Закавказья и Туркменистана в 1932 г. Изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, стр. 29—47, 1933.

586. *Мирчинк М. Ф.* Стратиграфические соотношения палеогеновых и меловых свит на юго-восточном Кавказе. Азерб. нефт. хоз., № 2—3, стр. 120—130, 1931.

587. *Мирчинк М. Ф.* Строение Бинагадинской антиклинали. Изв. Азерб. нефт. инст., вып. 2, стр. 36—53, 1931.
588. *Мирчинк М. Ф.* Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. II, стр. 1—104, 2 табл. 21 рис., 1935.
589. *Мирчинк М. Ф., Димитриев Е. Я., Поминов А. Г.* и *Ясенев Б. П.* Прикаспийский нефтеносный район (Килязи — Хидырзинде). Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 8, стр. 1—59, 2 карты, 4 рис., 1934.
590. *Михайловская О. Н.* Четвертичные террасы Абхазии. Труды Первого Всес. Геогр. съезда 1933 г., вып. 3, стр. 1—13, 1 карта, 1934.
591. *Михайловский В.* Горные группы и ледники Центрального Кавказа. Землеведение, т. I, 1894.
592. *Михайловский Г. П.* О результатах поездки летом 1903 г. в Сухумский округ Кутаисской губ. Протокол засед. СПб. Минер. общ. в 1904 г., стр. 40—43, § 42; Записки Минер. общ., сер. 2, ч. 42. СПБ., 1915.
593. *Михайловский Г. П.* Плиоцен некоторых местностей Западного Закавказья. Записки Минер. общ., ч. XL, вып. 1, СПб., 1902.
594. *Михайловский Г.* Средиземноморские отложения Томаковки. Труды Геол. ком., т. XII, № 4, 1903.
595. *Михайловский С. Н.* Геологические исследования в северной части нефтяных месторождений Гурии (Предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 9, стр. 1031—1042, 1927.
596. *Михайловский С. Н.* О некоторых современных отложениях, террасах и ракушниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 7, стр. 741—749, 1927.
597. *Михалевский А.* Определение глубин очагов Кавказских землетрясений—Ахалкалакского 19 дек. 1899 г. и Горийского 20 февр. 1920 г. «Естествознание и медицина», Изв. Азерб. гос. унив., № 3, полутом I, стр. 231—238, 1 табл., Баку, 1923—1924.
598. *Мишунина З. А.* Геологические исследования в северо-западном Кабристане (планшеты I-1 и I-2). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 49, стр. 1—16, 1934.
599. *Мишунина З. А.* К стратиграфии меловых отложений северного Кабристана. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 14, стр. 1—11, 1 табл., 1932.
600. *Мовсисян С. А.* Сулу-тепе. Геол. бюро Главнефти по АССР. 47 стр. 15 рис., Баку — М., 1936.
601. *Моисеев А. С.* О *Posidonomya*, найденных в аспидных сланцах на Северном Кавказе в урочище Штулу. Изв. Геол. ком., т. XLV, № 7, стр. 759—760, табл. XXIII, рис. 28 и 29, 1926.
602. *Мокринский В. В.* Геолого-разведочные работы Геологического комитета в Ткварчельском угленосном районе. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 6, стр. 759—784, 1 табл., 1929.
603. *Мокринский В. В.* Месторождения коксующихся углей Закавказья. Обзор главнейших месторождений углей и горючих сланцев СССР. Угольный инст. Гл. геол.-разв. упр. Л., 1930, 1931.
604. *Мокринский В. В.* Несколько новых фактов для характеристики Ткварчельского каменноугольного месторождения. Изв. Ткварчельск. комиссии, декабрь, стр. 59—71, Тифлис, 1927.
605. *Мокринский В. В.* О геолого-разведочных работах Геологического Комитета на площадях IV и V Ткварчельского района в 1927 г. Изв. Ткварчельск. комиссии, вып. II, стр. 7—15, Тифлис, 1928.
606. *Мокринский В. В.* Предварительный отчет о результатах геолого-разведочных работ Геологического Комитета в Ткварчельском угленосном районе в 1927 г. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 6, стр. 785—814, 1 табл., 1929.
607. *Мокринский В. В.* Ткварчельский угленосный район (Закавказье, Абхазская ССР). Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 189, I—VI+243 стр., 17 рис. и диаграммы, 1928.
608. *Мокринский В. В.* Угольные ресурсы Закавказья. Сборн. «Краткий очерк месторождений углей и горючих сланцев СССР», стр. 118—136, 1 карта, Геолгиз, М. — Л., 1933.
609. *Мокринский В. В., Конюшевский Л. К., Тер-Давыдов М. Н.* и др. Ткварчели — Чиатури — Дашкесан. Изд. «Экономист Грузии». 151 стр., 1 карта, Тифлис, 1927.
609а. *Мордвилко Т. А.* Геология окрестностей Гагр. Междунар. геологич. конгресс, XVII сессия, СССР, 1937. Экскурсия по Кавказу. Черноморское побережье, стр. 15—25, Л. — М., 1937.
610. *Морозов Н.* Аллавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб. полит. инст., т. XVIII, стр. 111—194, с рис., картой, планами и микрофот. 1912.

611. *Морозова Е.* Озеро Рица на Кавказе. Землеведение, кн. III, стр. 111 — 126, с 2 картами, 1914.
612. *Муллаев И. И.* Клыч. Геологический очерк, стр. 16, 4 табл., изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, Баку, 1932.
613. *Муллаев И. И.* О нефтеносности чокракско-спириалисового горизонта в Чеил-дагском районе. Азерб. нефт. хоз., № 4, стр. 90—92, 1 карта, 1931.
614. *Муллаев И. И.* Чеил-даг. Изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, Баку, 1932.
615. *Мушкетов И. В.* Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геол. ком., т. XIV, № 4, стр. 1—67, 7 рис., 2 табл., 1896.
616. *Мушкетов И. В.* Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 г. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 1, 53 рис., 4 карты, 1903.
617. *Невский А. А.* К вопросу о микропетрографической корреляции и детализации разреза продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. Азерб. политехн. инст., вып. VI, стр. 141—147, 1 рис., 1929.
618. *Нечаев Л. А.* Даррыдагское месторождение мышьяковых руд в Закавказье (Геологический очерк, методика и техника разведочных работ). Труды Научн. инст. по удобрен., вып. 118, стр. 1—48, 18 рис., 1934.
619. *Никифорова А. И.* Верхнепалеозойские мшанки Джульфинского района. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 364, 44 стр., 6 табл., 11 рис., 1933.
620. *Обручев Сергей.* Геологический очерк района Боржома. Труды Инст. прикл. минер. и петрогр., вып. 1, стр. 7—104, табл. I—V, 2 карты, М., 1923.
621. *Обручев С. В.* Новые данные по геологии Боржома. Геолог. Вестн., т. II, № 4, стр. 172—177, 1 рис., 1916.
622. *Овчинников А. М.* Заметка о террасах Боржома. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXV, вып. 1, стр. 24—28, 3 рис., 1933.
623. *Овчинников А. М.* Основные черты геологического строения Демавендского района (Сев. Персия). Бюлл. Моск. общ. исп. прир., нов. сер., т. XXXVIII, отдел геологии, т. VIII, вып. 3—4, стр. 373—402, 2 табл.
624. *Оленев В. И.* (д-р). Курортные местности Азербайджана. I. Минеральные источники Курдистана. Изв. Общ. обслед. и изуч. Азербайджана, № 6, стр. 198—207, 1 рис., 1928.
625. *Ортенберг Д. Л.* Очерк Дашкесанского месторождения железных руд по данным магнитометрической съемки 1923 и 1924 гг. Труды Гл. геол.-развед. упр., вып. II, стр. 38, 5 табл., 30 рис., 1930.
626. *Ортенберг Д. Л.* Чирагидзорское месторождение серного колчедана в Азербайджане и перспективы разведки его района. «Минер. сырье», № 2, стр. 280—293, 1 карта, 11 рис., 1930.
627. *Освальд Ф.* К истории тектонического развития Армянского нагорья. Перевод А. И. Шишкиной с предисловием и примечаниями В. В. Богачева. Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXXIV, 1915.
628. *Осипов С. С.* Караганский и конкский горизонты. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской обл., вып. III—IV. Труды Гос. исслед. нефт. инст., 1932.
629. *Остряков А. Н.* Об исследованиях латеритных почв Черноморского побережья. Русский почвовед, № 4—5, стр. 12—14, 1922.
630. Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геолого-разведочного института за 1930 г. Гос. научно-техн. изд., М. — Л., 1931.
631. Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геолого-разведочного института за 1931 г. Гос. научно-техн. нефт. изд., Л. — М., 1933.
632. *Павлов А. П.* Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Сравнительная стратиграфия пресноводных отложений. Мем. геол. отд. Моск. общ. люб. ест., антроп. и этногр., вып. 5, М., 1925.
633. *Пагирев Д. Д.* Алфавитный указатель к пятиверстной карте Кавказского края. Изд. Кавказского Военно-топогр. отд. и перечень некоторых книг, статей и заметок о Кавказе. Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн. 30, 530 стр., сборная карта, 1913.
634. *Палибин И. В.* Верхнемеловая флора юго-востока Закавказья. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 7, стр. 125—134, 1 табл., 1930.
635. *Палибин И. В.* Некоторые данные о плиоценовой флоре восточного Закавказья. Изв. Кавказск. музея, т. VIII, стр. 1—6, 1 табл., 1 раз., Тифлис, 1915.
636. *Палибин И. В.* Отчет о работах (разведочные работы полевых партий Геол.-разв. нефт. инст. в 1928/1929 г.). Нефт. Хоз., приложение к № 3, стр. 11, 1930.

637. *Палибин И. В.* Отчет о раскопках ископаемой флоры в Закавказье. Труды Геол. и минер. музея Росс. Акад. Наук, т. III, вып. 3, стр. 120—121, 1917—1918.

638. *Палибин И. В.* О работах в Гурийском районе. Отчет о сост. и деят. Нефт. геол.-разв. инст. за 1930 г., стр. 29—30, 1931.

639. *Палибин И. В.* Палеоботанические материалы из Восточной Грузии. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 29, Палеоботанич. сборник, вып. I, стр. 34—45, 1 табл., 1934.

640. *Палибин И. В.* Сарматская флора Восточной Грузии. Матер. ЦНИГРИ. Палеонтология и стратиграфия. Сборн. I, стр. 25—43, 2 табл., 1 карта, 1933.

641. *Палибин И. В.* Флора послеледниковых травертинов Душетского уезда (Грузия). Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 5, стр. 423—430, 1 рис., 1927.

642. *Палибин И. В.*, *Петров Л. С.*, и *Цырина Т. С.* Растительные остатки из акчагыльских отложений Кила-Купровского нефтяного района Южной Кахетии. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 29, Палеоботанич. сборник, вып. I, стр. 16 — 33, 2 рис., 1 табл., 1934.

643. *Палибин И. В.* и *Цырина Т. С.* Растительные остатки акчагыльских отложений Южной Кахетии. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 29, Палеоботанич. сборник, вып. I, стр. 3—10, 1 рис., 1 табл., 1934.

644. *Пантюхов И.* Ахалкалакский уезд. Тифлис, 1892.

645. *Пантюхов И. И.* Шаорская котловина и ее окрестности. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XII, 1898.

646. *Панютин П.* Известняковый Гагринский массив. Землеведение, т. I—II, 1927.

647. *Пастухов А.* Восхождение на Алагез. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XI, 1896.

648. *Пастухов А.* Поездка по высочайшим селениях Кавказа и восхождение на вершину Шах-даг. Землеведение, кн. II, стр. 33 — 58, 1894.

649. *Паффенгольц К. Н.* Армутлы — Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рек Акстафа-чай и Дебеда-чай (ССР Армении). Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 353, 58 стр., 1 карта, 1934.

650. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 219, 1934.

651. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк бассейна р. Белокан-ор. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 131, стр. 51, 5 табл., 1931.

651а. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк района гидроэлектрической станции на р. Дзорагет (Дзорагес). Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 273, 1934.

652. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк района Нахичеванского месторождения каменной соли. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 222. 27 стр., 1 карта, 1932.

653. *Паффенгольц К. Н.* Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. Ком., т. XLIII, № 10, стр. 1371—1414, 8 рис., 1924.

654. *Паффенгольц К. Н.* Дашкесан и Заглик. Месторождения магнитного железняка и квасцового камня в Ганджинском уезде АзССР. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 170, 1928.

655. *Паффенгольц К. Н.* Елисуйские минеральные источники. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 6, стр. 667—682, 5 рис., 1930.

656. *Паффенгольц К. Н.* Кедабек. Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд в Азербайджанской ССР. Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 218, 63 стр., 9 табл., 7 рис., 1932.

656а. *Паффенгольц К. Н.* К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всер. минер. общ., часть 67, вып. 2, стр. 385—419, 2 рис., 1938.

657. *Паффенгольц К. Н.* Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причины землетрясений района г. Еревана. Пробл. сов. геологии, № 9, стр. 799—804, 1 карта, 1937.

658. *Паффенгольц К. Н.* О землетрясении 27 апреля 1931 г. в Ордубадском и Герюсинском районах Закавказья (ССР Армении и Азербайджанской ССР). Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 60, стр. 935—937, 1 рис., 1931.

659. *Паффенгольц К. Н.* Озеро Гёк-гёль и р. Ганджа-чай как возможные источники водоснабжения г. Ганджи (Азербайджанская ССР). Труды Всес. геол.-разв. объедин., вып. 274, 28 стр., 4 табл., 5 рис., 1933.

660. *Паффенгольц К. Н.* О результатах геологических исследований в бассейне оз. Гокча (Севан). Пробл. сов. геологии, т. II, № 5, стр. 153—157, 1934.

661. *Паффенгольц К. Н.* Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3, стр. 24—38, 1 табл., 1929.

662. *Паффенгольц К. Н.* Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1923 г. по среднему течению р. Ганджа-чай (Ганджинской губ.). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 5, стр. 539—547, 1 карта, 1924.

663. *Паффенгольц К. Н.* Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Записки Росс. минер. общ., II сер., ч. LX, № 2, стр. 237—259, 8 рис., 2 табл., 1931.

664. *Паффенгольц К. Н.* Чираги-дзор. Месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде Азербайджанской ССР. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 102, 19 стр., 4 карты и разр., 1928.

665. *Пахомов В. Е.* Геологические исследования в северной части планшета III-2 Кабристанских пастбищ (лист Ильхичи-даг). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 18, стр. 1—26, 2 табл., 1932.

666. *Пахомов В. Е.* О континентальных неогеновых образованиях Восточной Грузии. Новости нефт. геологии, № 7 (29), стр. 4—6, 2 рис., 1936.

667. *Пахомов В. Е.* Стратиграфия палеогена Тифлисско-Нафтлугского района. Азерб. нефт. хоз., № 3, стр. 80—83, 1934.

668. *Петров Л. С.* Геологические исследования в районе нефтяного месторождения Кила-Купра в южной Кахетии летом 1930 г. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 12, 25 стр., 1932.

669. *Петунников Г. А.* Ракообразные нижнемиоценовых слоев близ сел. Бинагады. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVI, вып. 5, стр. 148—154, 1 табл., 1914.

670. *Подозерский К. И.* Ледники Кавказского хребта. Записки Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 1, 1911.

671. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. Сост. *В. Мёллером* и *Д. М. Денисовым*, с изменениями и дополнениями горн. инж. *Л. Конюшевского*, *Е. Круга* и геолога *В. Богачева*. Вып. I, I—III+450 стр., карта на 5 листах, Тифлис, 1917.

672. *Попов В. В.* Два новых ископаемых муравья с Кавказа. Труды Палеозоолог. инст. Акад. Наук, т. II, стр. 17—21, 1933.

673. *Прасолов Л. И.* и *Соколов Н. Н.* Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. Производительные силы Юго-Осетии. Сборн. I. Тр. Сов. по изуч. произв. сил, сер. Закавказск., вып. 2, стр. 341—465, 16 рис., 3 табл., 1931.

674. *Прендель Р.* Отчет о результатах экскурсии, произведенной летом 1878 г. в прибрежной полосе Абхазии и Черноморского округа. Записки Новоросс. общ. естествоисп., т. V, 1879.

675. *Преображенский И. А.* Петрография Азербайджана. Петрография СССР, стр. 1—161, 22 рис., 1 табл. анализов, Изд. Акад. Наук, 1934.

676. *Приклонский В. А.* Гидрогеологический очерк Мильской степи. С предисловием *Ф. П. Саваренского*. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 10, Тифлис, 1930.

677. *Приклонский В. А.* Гидрогеологический очерк низменности Восточного Закавказья. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 6, Тифлис, 1932.

678. *Пустовалов И. Ф.* Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Труды ЦНИГРИ, вып. 83, 78 стр., 1936.

679. *Пустовалов И. Ф.* 1. Краткие данные по геологии и гидрогеологии Кусарской наклонной равнины. 2. О возрасте покровных галечников Кусарской наклонной равнины. Матер. ЦНИГРИ, Гидрогеология, сборн. 3, стр. 23—33, 1 рис., 1934.

680. *Пчелинцев В. Ф.* Брюхоногие юрских доломитов р. Дуаб, Сухумского округа. Труды Ленингр. общ. естествоисп., т. LIV, вып. 4, стр. 119—128, 1 табл., 1924.

681. *Пчелинцев В. Ф.* Некоторые данные о фауне мезозоя Западной Грузии. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 252. 69 стр., 6 табл., 1934.

682. *Пчелинцев В. Ф.* Титон Кахетии. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 61, стр. 888—905, 1 табл., 1932.

683. *Пчелинцев В. Ф.* Фауна верхнего лейаса Кавказа. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 253, 37 стр., 2 табл., 1933.

684. *Пчелинцев В. Ф.* I. Фауна лейаса Кавказа. II. Фауна доггера окрестностей Аллаверды в Закавказье (Армения). Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 9, стр. 1111—1157, 1 табл., 1927.

685. *Пчелинцев В. Ф.* Фауна утесов Дибрара. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 20, стр. 333—348, 1 табл., 1932.

686. *Пятницкий П. П.* Геологические исследования в Центральном Кавказе. Матер. для геологии России, т. XXI, 1904; т. XXII, 1905.
687. *Рабинович И.* Естественные газы Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 6, стр. 37—41, 1931.
688. *Радде Г. И.* Путешествие в Мингрельских Альпах и в трех верхних продольных долинах (Рион, Цхенис-цхали и Ингур). Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. VII, 1866.
689. *Радугина Л. В.* Минераграфическое исследование магнетитов Дашкесанского месторождения. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 10, стр. 1264—1267, 3 табл., 1930.
690. Разведочные работы полевых партий Геолого-разведочного нефтяного института в 1928/29 г. Приложение к Нефтян. хоз., № 3, за 1930 г. М. — Л., 1930.
691. *Рейнгард А. Л.* Гляциально-морфологические наблюдения в долинах Кубани и Кодора летом 1924 г. Изв. Геогр. общ., т. LVII, 1925.
692. *Рейнгард А. Л.* Исследования по четвертичной геологии в районе Шах-дага и Кусарской наклонной равнины (Азербайджан) летом 1930г. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 13, стр. 227—240, 1 карта, 1932.
693. *Рейнгард А. Л.* К вопросу о делении Кавказа на морфологические области. Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., кн. XXV, № 2—3, 1917.
694. *Рейнгард А. Л.* К вопросу о следах ледникового периода на Кусарской наклонной равнине. Изв. Гос. русск. геогр. общ., т. LVIII, вып. 1, стр. 3—4, 1926.
694а. *Рейнгард А. Л.* К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Труды Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. I, стр. 9—30, 1 рис., 1937.
695. *Рейнгард А. Л.* Крестовый перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., т. XXII, 1914.
696. *Рейнгард А. Л.* Несколько слов по поводу статьи Е. Морозовой «Озеро Рица на Кавказе». Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. общ., т. XXII, № 3, стр. 1—6, 1914.
697. *Рейнгард А. Л.* Предварительный отчет о географической экскурсии в западный и средний Кавказ летом 1914 г. Протоколы Общ. испыт. природы при Харьковском унив., т. III, 1914.
698. *Ренгартен В. П.* Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. (Предварит. отчет). Изв. Геол. ком., т. XLIII, № 7, стр. 872—890, 1 табл., 1924.
699. *Ренгартен В. П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 148, 79 стр., 1 карта, 2 табл., 1932.
700. *Ренгартен В. П.* Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Сев. Кавказе. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 63, 195 стр., 1 карта, 6 табл., 9 рис., 1931.
701. *Ренгартен В. П.* Минеральные источники района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 156, 97 стр., 1 карта, 4 табл., 1 рис., 1932.
702. *Ренгартен В. П.* Некоторые замечания к работам Н. Б. Вассоевича в Кахетии 1928 г. Геологические и геолого-разведочные работы Геологического комитета в нефтеносных областях СССР в 1927—28 г. Нефт. и сланц. хоз., № 2, Приложение, стр. 6, 1928.
703. *Ренгартен В. П.* Новые данные по тектонике Кавказа. Записки Росс. Минер. общ., ч. LV, вып. 2, стр. 299—313, 1 табл., 1926.
704. *Ренгартен В. П.* Об оползнях в сел. Иремиант-кари (Хеоба) Душетского района. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. L, вып. 100, стр. 1549—1551, 1 табл., 1931.
704а. *Ренгартен В. П.* Общий очерк тектоники Кавказа. Междунар. геологич. конгресс. Труды XVII сессии в СССР, 1937, т. II, стр. 415—426, 1 рис., Москва, 1939.
705. *Ренгартен В. П.* О геологических исследованиях в бассейне рек Гудомакарской и Гудошаурской Арагв. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1925/26 г., стр. 122, 1927.
706. *Ренгартен В. П.* Орбитоиды и нуммулиты южного склона Кавказа. Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 24, 42 стр., 3 табл., 11 рис., 1931.
707. *Ренгартен В. П.* О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, № 9, стр. 637—690, 2 табл., 1909.
708. *Ренгартен В. П.* Очерки месторождений полезных ископаемых и минер. источников южного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. XLVI, № 3, стр. 207—244, 2 рис., 1 табл., 1927.

709. *Ренгартен В. П.* Строительные материалы Тифлисской и Елизаветпольской губ. (см. в книге: *Чарноцкий С. И.* Строительные материалы Кавказа). Естеств. минер. строит. мат. Европ. России, вып. III, стр. 108—130, 1924.
710. *Ренгартен В. П.* Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съезда геологов, вып. II, стр. 179—213, 1 табл., 1 рис., 1930.
711. *Ренгартен В. П.* и *Герасимов А. П.* Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. Сборн. «Французская научная делегация в СССР». Доклады в Центр. научно-исслед. геол.-разв. инст., стр. 40—55, ОНТИ, 1934.
712. *Робинсон В. Н.* Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Сев. Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 226, 1932.
713. *Робинсон В. Н.* К стратиграфии верхнего триаса Северного Кавказа и Закавказья. Матер. ЦНИГРИ, Палеонтол. и стратиграф., сборн. 3, стр. 37—40, 1937.
714. *Робинсон В. Н.* Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 73, стр. 1079—1091, 1 карта, 1932.
715. *Рожкова Е.* и *Воронков Б.* Очерки месторождений трепела и диатомита СССР. Труды Научно-иссл. инст. геол. и минер., вып. 8, стр. 1—142, 22 рис., 1934.
716. *Розина Б.* Структурные взаимоотношения медных сульфидов месторождения Эльбекдаш в Азербайджане. Матер. ЦНИГРИ. Петрограф. и минералог., сборн. 2, стр. 40—44, 3 табл., 1933.
717. *Романов Л.* Почвенные, гидрологические и гео-ботанические исследования Араздаянской степи. I—III+225 стр., карты и диаграммы, Тифлис, 1915.
718. *Руженцев В. Е.* Некоторые результаты нефтяных исследований хр. Малого Харами в Азербайджане. Азерб. нефт. хоз., № 2, Прил., 1931.
719. *Руженцев В. Е.* Подразделение апшеронского яруса в связи с изучением апшеронских отложений хр. М. Харами. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., нов. сер., т. XXXVI, отд. геол., т. VI, вып. 3—4, стр. 241, 1928.
720. *Руженцев В. Е.* Структура и генезис Малохараминской антиклинали. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 35, стр. 1—28, 2 рис., 1933.
721. *Русаков М. П.*, *Багратуни Е. Г.*, *Грушевой В. Г.* О Чатахском месторождении железных руд. Разведка недр, № 4, стр. 12—16, 2 рис. 1933.
722. *Русаков М.* и *Грушевой В.* Зангезур, его геолого-промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, № 19, стр. 14—21, 3 рис., 1934.
723. *Рутковская В. А.* Ледники Верхней Сванетии. Кавказ. Ледниковые районы. Труды ледниковых экспедиций. Комитет по провед. 2-го Междунар. полярн. года., вып. 5, 1936.
723а. *Рухадзе И.* Некоторые новые или малоизвестные аптские головоногие Грузии. Bull. de l'Instit. Géol. de Géorgie, t. VIII, livr. 2, Tbilissi, 1938.
724. *Рябинин А. Н.* Геологические исследования в Ширакской степи и ее окрестностях. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 93, 1913.
725. *Рябинин А. Н.* Геологические наблюдения по линии Кахетинской жел. дор. Изв. Геол. ком., т. XXXII (Приложение к протоколам), 1913.
726. *Рябинин А. Н.* Заметки об ископаемых птицах из верхне-третичных отложений Закавказья. Записки Росс. минер. общ., ч. 60, № 2, стр. 273—279, 1 рис., 1931.
727. *Рябинин А. Н.* Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежег. Русск. палеонтол. общ., т. VII, стр. 87—97, 2 табл., 1928.
728. *Рябинин А. Н.* К изучению геологического строения Кахетинского хребта. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 69, 98 стр., 1 карта, 3 табл., 1911.
729. *Рябинин А. Н.* К изучению геологического строения хребтов Сагурамо-Ялно и Сабадури в Грузии. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 230, 85 стр., 1 табл., 1 карта, 1932.
730. *Рябинин А. Н.* О геологических исследованиях в некоторых нефтеносных местностях Сигнахского уезда Тифлисской губ. по левую сторону р. Иоры, Изв. Геол. ком., т. XXII, 1903.
731. *Рябинин А. Н.* О некоторых орбитоидах Кахетии. Изв. Геол. ком., т. XXX, № 8, стр. 669—686, 2 табл., 1911.
732. *Рябинин А. Н.* Отчет об исследованиях 1913 г. в пределах хр. Сагурамо-Ялно и окрестностей Тифлиса. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, стр. 27, 1914.
733. *Рябинин А. Н.* Отчет об исследованиях 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, 1915.

734. *Рябинин А. Н.* Через Чанчахский перевал. Геологические исследования 1912 г. в Главном Кавказском хребте вдоль маршрута Тионеты — Шалежи. Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. Изд. Управл. по сооруж. жел. дор., стр. 1—23,4 табл., 1 геол. карта, 1 разрез, СПб., 1914.

735. *Рязанов В. Д.* Месторождения литографского камня и цветных известняков на Кавказе. Рудный Вестник, т. I, № 4, стр. 183, 1916.

736. *Саваренский Ф. П.* Гидрогеологический очерк Муганской степи. Закавк. Опытно-исслед. инст. водн. хоз., Тифлис, 1931.

737. *Саваренский Ф. П.* Кура-Араксинская низменность, ее грунтовые воды и процессы их осоления. Почвоведение, № 1—2, стр. 160—185, 1 карточка, 1929.

738. *Сатунин К. А.* Экскурсия в пещеры Сухумского округа. Пещеры-великаны Абласкира и Адзаба. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ., т. XXI, № 1, 1911—1912.

739. Сборник материалов по вопросу о нефтяных месторождениях Гурии. 344 стр., карты, разрезы, планы и табл., изд. ВСНХ Грузии, 1927.

740. *Сельский В. А.* Новые нефтяные районы СССР и задачи дальнейших разведок. Нефт. хоз., № 7, стр. 69—77, 3 рис., 1933.

741. *Сенинский К.* Новые данные о неогеновых пластах юго-западного Закавказья. Труды общ. естествоисп. при Юрьевск. унив., т. XVI, 1905.

742. *Симонов Н. С.* Лавы Казбекского района как кислотоупорный строительный материал. Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 341, 44 стр., 3 табл., 2 рис., 1934.

743. *Симонович С.* Геологические исследования в долине р. Ингура в 1876 г. Матер. для геологии Кавказа, сер. 1, кн. 7, 1877.

744. *Симонович С.* Геологические исследования в области междуречного водораздельного пространства рек Иоры и Куры в пределах Тифлис — Самухе. Материалы для геологии Кавказа, сер. III, кн. 1, 1898.

745. *Симонович С.* Геологические наблюдения в бассейне верхнего течения Риона. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 9. 1880.

746. *Симонович С.* Геологические наблюдения в бассейне левых притоков р. Куры, между Сурамом и Гори. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 6, стр. 327—393, 1 карта, 1 табл. разрезов, 1 табл. палеонтол., 1892.

747. *Симонович С.* Геологические наблюдения в бассейне нижнего течения р. Алазани в пределах Закатальского округа. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 10, стр. 97—173, 1896.

748. *Симонович С.* Геологические наблюдения в местности между реками Ксаном и Мтиулетской или Белой Арагвой. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 4, стр. 61—104, 1902.

749. *Симонович С.* Геологические наблюдения в области бассейна Главной или Мтиулетской Арагвы в пределах Душетского уезда Тифлисской губ. Матер. для геологии Кавказа, III сер., кн. 2, стр. 65—123, разр., 1899.

750. *Симонович С.* Геологические наблюдения на северо-восточном склоне Триалет в 1877 г. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 8, 1878.

751. *Симонович С.* Из записной книжки старого геолога. Вестн. горн. дела и орошения на Кавказе (приложение к газете «Кавказ») № 20, стр. 6—8, 1902.

752. *Симонович С.* К геологии Тифлисской губ. Очерк геологических явлений в долинах средних и нижних течений Храма, Алгета, Машаверы, Борчалы и Дебеды-чая. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 4, стр. 105—118, 1902.

753. *Симонович С. Е.* О меловых образованиях Кавказа. Труды VI Съезда русских естеств. и врачей, отд. I, стр. 350, 1880.

754. *Симонович С., Бацевич Л.* и *Сорокин А.* Геологическое описание частей Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 6, стр. 1—191, табл. I—X, 1875.

755. *Симонович С.* и *Сорокин А.* Геологическая карта части Кутаисской губ. Изд. Кавк. горн. упр., 1887.

756. *Симонович С.* и *Сорокин А.* К геологии Кутаисской губ., Шорапанский уезд. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 12, 1885; кн. 13, 1886.

757. *Симонович С.* и *Сорокин А.* Краткий очерк геологических явлений в Ахалцихском третичном бассейне. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 13, 1886.

758. *Симонович С., Сорокин А.* и *Бацевич Л.* Геологическое описание частей Кутаисского и Шорапанского уездов Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, т. V, стр. 1—120, табл. I—IV, 1874.

759. *Синягин Г. П.* Инженерно-геологические условия южного участка Перевальной через Главный Кавказский хребет железной дороги. (Краткая характеристика). Матер. ЦНИГРИ, Гидрогеология, сборн. 3, стр. 13—18, 1934.

760. *Славянов Н. Н.* Краткий гидрогеологический очерк минеральных источников Джавского района Юго-Осетии. Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. Закавказск., вып. 4, стр. 1—55, 2 карты, 16 рис., 1932.

761. *Смирнов Г. М.* Геологическое описание части Казахского уезда Елисаветпольской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 10, 1911.

762. *Смирнов Г. М.* Геологическое описание части Рачинского уезда, Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 7, стр. 101—140, 1909.

763. *Смирнов Г. М.* Из геологических наблюдений в Шорапанском уезде, Закавк. краеведч. сборник, сер. I, А. Естествозн., т. I, стр. 334—338, Тифлис, 1930.

764. *Смирнов Г.* Сведения о месторождениях полезных ископаемых, открытых и заявленных в период времени с 1899 по 1904 г. и с 1904 по 1909 г. включительно. Матер. по геологии Кавказа, сер. III, кн. 6, 1905; кн. 9, 1910.

765. *Смирнов Г. М.* и *Заридзе Г. М.* Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. Доклады Акад. Наук СССР, т. II(XI), № 1 (78), стр. 31—34, 1 рис., 1936.

766. *Смирнов Н. Н.* Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе. Сборн. геол. и минер. каб. Моск. унив., 1916—1918.

767. *Смирнов Нестор.* О некоторых млекопитающих западного Закавказья в каменном веке. Естествознание и Медицина. Изв. Азерб. гос. унив. полутом I, № 3, стр. 141—149, 1923—24.

768. *Смирнов Н. Н.* О породообразующих пироксенах и цеолитах горы Цхра-Цхаро в Закавказье. Сборн. Минерал. инст. Моск. унив., стр. 1—47, 1923 (1924).

769. *Соколов А. П.* Новые данные о фильтрации воды из озера Севан. Бюлл. бюро гидрометеорол. исслед. на оз. Севан (Гокча), № 7—8, стр. 1—25, 15 табл., 2 рис., 1 схема, 1 карта, Эривань, 1929.

770. *Соколов А. П.* Подземный сток озера Севан. Матер. по исслед. оз. Севан и его бассейна, ч. I, вып. 4, стр. 1—113, 1 карта, 22 рис. Эривань, 1934.

771. *Соколов Н.* Слои с *Venus konkensis* (средиземноморские отложения) на р. Конке. Труды Геол. Ком., т. IX, № 5, 1898.

771а. *Соловкин А. Н.* Геологический очерк правобережья р. Хачин-чай в Азербайджанской ССР. Труды Азерб. филиала Акад. наук, т. XXVII, стр. 71—92, 2 рис., 1935.

771б. *Соловкин А. Н.* Геологический очерк южной части бассейна реки Базар-чай, Изв. Азерб. филиала Акад. наук, т. 16, стр. 65—98, 1 карта, Баку, 1939.

772. *Соловкин А. Н.* К петрографии Малого Кавказа. Плагиогранит из Нагорного Карабаха. Изв. Азерб. краснозн. нефт. инст., № 5, стр. 75—78, 1933.

773. *Соловкин А. Н.* Об одной малоизвестной неоинтрузии в Азербайджане. Труды Петрогр. инст. Акад. Наук, вып. 7—8, стр. 123—128, 1936.

774. *Соловкин А. Н.* Отчет о работах Курдистанской геологической партии Закавказского ГГГТ за 1933 г. Труды Закавк. геол. треста, № 1, стр. 97—126, 1 карта, 1 рис. Изд. Азгеолбюро, Баку, 1936.

775. *Сорокин А.* Геологическое описание частей Горийского и Душетского уездов Тифлисской губ. и Шорапанского уезда Кутаисской губ. Геологические наблюдения в местности между реками Ксаном и Большой Лиахвой и в верховьях р. Квирилы. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн., 9 и 10, 1880.

776. *Сорокин А. И.* Заметки о геологическом строении нефтеносной площади, известной под названием Нафта-Чала. Азерб. нефт. хоз., № 2, стр. 19—22, 1929.

777. *Сорокин А.* К геологии Хидерзинской нефтяной площади. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 55—59, 1 рис., 1930.

778. *Сорокин А.* Краткий очерк геологических исследований Сухумского отдела. (Исследование 1876 г.). Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 7, 1877.

779. *Сорокин А. И.* Отложения долины р. Чхеримелы и Сурамского перевала. Труды VI съезда русских естествоисп. и врачей, отд. I, стр. 341, 1880.

780. *Сорокин А. И.* Тектонические катастрофы в южной половине Каспия. С предисловием В. В. Богачева. Изв. общ. обслед. и изуч. Азербайджана, № 7, вып. I, стр. 45—72, 1928.

781. *Сорокин А.* и *Симонович С.* К геологии Кутаисской губ. Объяснительная записка к геологической карте части Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 2, 1888.
782. *Сорокин А.* и *Симонович С.* Несколько слов о палеогеновых образованиях Кутаисской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 13, 1886.
783. *Страхов В. А.* и *Лукашевич С. И.* Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура - Араксинского бассейна, вып. 5, Тифлис, 1933.
784. *Сулин В. А.* и *Султанов Б.* Геологические исследования и разведочные работы в Шорбулахском районе. Изд. Геол.-разв. упр. Азнефти, Баку, 1931.
785. *Сулин В. А.* и *Султанов Б.* Нафталан. Труды Геол.-разв. конторы Азнефти, вып. 3, Баку, 1933.
786. *Сьюорд А. Ч.* Юрские растения Кавказа и Туркестана. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 38, 8 табл., 1907.
787. *Танатар И. И.* Материалы для геологии Боржомского имения. Екатеринослав, 31 стр., 1 карта, 1908.
788. *Тарасов М. С.* О сенонском ярусе меловой формации близ Белого Ключа на юго-восточном склоне Триалетских гор. Труды VI съезда русских естеств. и врачей, отд. I, стр. 352, 1880.
789. *Таубе Е. А.* Несколько слов о магнитных шлихах Черноморского побережья. Поверхность и недра, т. V, № 10, стр. 23—25, 1927.
790. *Твалчрелидзе А.* Вулканы и минералы Телетского хребта. Сборн. «Тифлис и его окрестности», Тифлис, 1925.
791. *Твалчрелидзе А. А.* Полевой шпат пегматитовых жил Дзирульского массива. Матер. совещ. по полевому шпату. Матер. КЕПС, № 63, стр. 41—42, 1927.
792. *Твалчрелидзе А. А.* Сукновальные глины Западной Грузии. Минер. сырье» № 3, стр. 212 — 217, 1926.
793. *Твалчрелидзе А. А.* Флоридиновая глина из сел. Гумбри близ Кутаиса. Минер. сырье, № 6—7, стр. 433—438, 1 рис., 1928.
794. *Толбин И. И.* Геологическое исследование Кюрдаханы, Маштагинского района. Труды Азерб. нефт. геол.-разв. треста, вып. 12, стр. 1—78, 1934.
795. *Тулайков Н. М.* Муганская степь. Землеведение, кн. I—II, стр. 35—63, с рис., 1907.
796. *Тулайков Н.* Почвы Муганской степи и их засоление при орошении. М., 1906.
797. *Тульчинский К.* Чхиквитинское и Богвинское месторождение марганцевых руд. Изв. Общ. горн. инжен., № 10, стр. 1—21, с табл. геол. разр., 1897.
798. *Турутанова-Кетова А. И.* Некоторые данные к новейшей ископаемой флоре Армении. Труды Геол. инст. Акад. Наук, т. III, стр. 209—217, 2 табл., 1933.
799. *Турцев А. А.* Геологическая характеристика Егвартского водохранилища. Труды Совета по изуч. произв. сил (СОПС), сер. Закавказск., вып. 10, стр. 71—85, 5 рис., 1934.
800. *Турцев А. А.* Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. Бассейн озера Севан. Изд. Акад. Наук, стр. 115—156, 13 рис., 1929.
801. *Турцев А. А.* Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. Труды Совета по изуч. произв. сил, сер. Закавказск., вып. I, стр. 1—70, 9 рис., изд. Акад. Наук, 1931.
802. *Турцев А. А.* Гидрогеологический очерк сев.-зап. берега озера Гокча. Бассейн озера Севан, стр. 339—365, 1 карта. Изд. Акад. наук, 1929.
803. *Турцев А. А.* Егвартское водохранилище (Гидрогеологические исследования). Научно - популярные очерки. Экспедиции Всес. Акад. Наук 1931 г. Труды Совета по изуч. произв. сил, стр. 283—287, 1 карта, 1932.
804. *Тюремнов С.* Почвы Восточно-Закавказской равнины. Материалы по районированию Азербайджанской ССР, вып. 2. Баку, 1927.
805. *Тюшов В.* Геологическое исследование территории Азнефтестроя в Батуме. Азерб. нефт. хоз., т. VIII, 1928.
806. *Тюшов В. Н.* Ледниковые явления на Кавказе. Краткая заметка о некоторых следах былого оледенения на Батумском побережье. Гос. Тимирязевский научно-исслед. инст., стр. 1—45, 4 табл., М., 1928.
807. *Ульянов А. В.* Геологические исследования в восточной части Ширакского района (планшет XXIX-40). Предварительный отчет за 1929 г. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 10, стр. 1165—1191, 1 геол. карта, 1930.
808. *Ульянов А. В.* Геологические исследования в пределах планшета XXIX-40 Ширакского района. Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 11, стр. 1—50, 1932.

809. *Ульянов А. В.* Годовой отчет о работах 1931 г. Отчет о сост. и деят. Нефт. геол.-разв. инст. за 1931 г., стр. 30—31, 1933.
810. *Ульянов А.* К вопросу о параллелизации плиоценовых континентальных отложений юго-восточной Кахетии и Апшеронского полуострова. Азерб. нефт. хоз., № 7—8, стр. 26—31, 1934.
811. *Ульянов А. В.* Краткое изложение доклада на совещании геологов-нефтяников в Москве 26/XI—1/XII 1929 г. Сборн. «Разведочные работы на нефть в СССР», стр. 21—22, Геолог. изд., 1930.
812. *Ульянов А. В.* Мирзаанский нефтеносный район. Азерб. нефт. хоз., № 4, 77 стр., 1932.
813. *Ульянов А. В.* О возрасте ширакской свиты в юго-восточной Кахетии. Азерб. нефт. хоз., № 1, 105 стр., 1931.
814. *Успенский Н. С.* Кедабекский медный рудник. Горн. журн., № 2, 1910.
815. *Успенский Н. С.* Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе. Изв. общ. горн. инжен., т. XVIII, 1910.
816. *Успенский Н. С.* Колчеданистые месторождения кедабекского типа и их разведка. Уральский техник, январь, стр. 1—12, Екатеринбург, 1910.
817. *Устиев Е. К.* Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. Труды Петрогр. инст. Акад. Наук, вып. 6, стр. 159—164, 2 рис., 1934.
818. *Устиев Е. К.* и *Молева В. А.* Минеральные источники Юго-Осетии. Труды Совета по изуч. произв. сил, Сер. Закавказск., вып. 9, Производительные силы Юго-Осетии, III, стр. 1—188, 30 табл., 2 карты, 14 рис., 1933.
819. *Ушейкин Н. И.* Геологический очерк Алятского района. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 10, 1915.
820. *Ушейкин Н. И.* Геологический очерк Путинского нефтеносного района. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 10, стр. 1149—1220, 4 табл., 1914.
821. *Ушейкин Н. И.* О кирмакинских свитах Кирмакинской долины и Балахано-Сабунчинской нефтеносной площади. Азерб. нефт. хоз., № 1, стр. 6—21; № 2, стр. 15—23, 1927.
822. *Ушейкин Н. И.* Разрез и тектоника продуктивной толщи Балахано-Сабунчино-Раманинского нефтеносного района. (Предварит. отчет по составлению пластовой карты этого района). Матер. по общ. и прикл. геол., вып. I, 42 стр., 1 разрез, 1916.
823. *Ушейкин Н. И.* Структурная карта Балахано-Сабунчино-Раманинского нефтеносного района. Изд. Геол. ком., под редакцией *Д. В. Голубятникова*, 1930.
824. *Ушейкин Н. И.* Сураханская нефтяная площадь. I—VII+140 стр., 14 рис., атлас, 4 табл. (карт и разрезов), Изд. Геол. бюро Азнефти, Баку, 1928.
825. *Федоров С. Ф.* Геологические исследования в северо-восточной части Маразинского планшета (планшет II-1 Кабристанских пастбищ). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 100, 1938.
825а. *Федоров С.* Геологическое исследование юго-восточной части Алятской гряды. Азерб. нефт. хоз. № 2, стр. 23—27; № 3, стр. 49—59, 2 табл., 1930.
826. *Федоров С. Ф.* Тектоника и нефтеносность юго-восточной части Кабристанских пастбищ. Нефт. хоз. № 12, стр. 323—333, 12 рис., 1931.
827. *Фигуровский И. В.* Деление Кавказа на физико-географические области и районы. Кавказский календарь на 1915 г. Тифлис, 1914.
828. *Фиолетова А. Ф.* Исследование причин разнообразной окраски артикских туфов. Всес. инст. строит. матер. минер. происх., вып. 35, стр. 1—15, М., 1931.
829. *Фохт К. К.* [О геологических исследованиях в Кутаисском, Ахалцихском и Батумском районах]. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2 стр. 23—25, 1914.
830. *Фохт К. К.* [Об исследованиях на водораздельном хребте между рр. Аджарис-цхали и Коблиан-цхали]. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. в 1914 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIV, № 1, стр. 27—29, 1915.
831. *Фохт К. К.* Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Боржом—-Ахалкалаки. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. в 1915 г. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 1, стр. 21—26, 1916.
831а. *Хаин В. Е.* Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Изд. треста Азнефтеразведка, стр. 1—48, 2 рис., Баку, 1937.
832. *Хаин В. Е.* Характер контакта меловых и третичных отложений вдоль Каспийского побережья северного Азербайджана. Азерб. нефт. хоз., № 5, 1936.

833. *Халяев Н. Д.* Нефтяные месторождения Закавказья. Изд. Совета нефт. пром., М., 1926.
834. *Худяев И.* О верхнеюрских *Cephalopoda* Кавказа. Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. LI, вып. 57, стр. 829—854, 4 табл., 1932.
835. *Цулукидзе Г. Г.* Геологическое описание Девдоракской долины с ее ледниками и о причинах ледниковых завалов. Записки Кавказск. отд. Русск. технич. общ., т. IX, отд. 1, стр. 74—94, 1877.
836. *Цулукидзе Г.* К геологии Тифлисской губ. Геологические исследования в области речных долин Алгетки и Храма. Матер. для геологии Кавказа, сер. II, кн. 1, 1887.
837. *Цулукидзе, Архипов* и *Крафт.* Геологическое описание части Бакинского уезда. Матер. для геологии Кавказа, сер., I, кн. 3, 1870.
838. *Цулукидзе, Архипов, Халатов.* Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губ. и части Зангезурского уезда Елисаветпольской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 2, 21 стр., 1869.
839. *Цулукидзе, Халатов, Архипов.* Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губ., исследованной в 1868 г. Матер. для геологии Кавказа, сер. 1, кн. 1, 1868.
840. *Цыбик М. И.* Геологические исследования в южной части планшета III-2 Кабристанских пастбищ. (Предварит. отчет о работах 1931 г.). Труды Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б, вып. 49, стр. 17—29, 1934.
841. *Чарноцкий С. И.* Нефтяные месторождения южной части Бакинской губ. Нефт. и сланц. хоз., № 5—8, 1922.
842. *Черник Г. П.* О природе и химическом составе монацитового песка, найденного на Кавказе. Записки Минерал. общ., II сер., ч. XLI, стр. 115—163, 1903.
843. *Чернобров В.* К петрографии продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Нефт. хоз., т. XIII, № 11—12, стр. 575, 1927.
844. *Чернявский В. И.* Краткий очерк Абхазии. Изв. Русск. геогр. общ., вып. VI, стр. 418, 1877.
845. *Чирвинский П. Н.* Вулканические пеплы и туфы в третичных и четвертичных отложениях Кавказа и о. Челекена. Азерб. нефт. хоз., № 5, стр. 60—72, 1923.
846. *Чирвинский П. Н.* Кварцевый диорит из Кедабека в Азербайджане. Изв. Донск. политехн. инст., т. XI, стр. 1—8, 1 рис., 1928.
847. *Чирвинский П. Н.* Петрографическое исследование некоторых осадочных пород мелового возраста из окрестностей Кисловодска. Изв. Алекс. Донск. политехн. инст., т. II, стр. II, стр. 175—218, 11 рис., 1913.
848. *Чирвинский П. Н.* и *Ульянов А. А.* Черный песок реки Супсы на Кавказе. Изв. Донск. политехн. инст., т. XI, стр. 1—11, 1 рис., 1928.
849. *Числиев Д. Г.* Артикские строительные туфовые лавы и конструкции из них. Труды Инст. прикл. минер., 2-е изд., 158 стр., 96 рис., М., 1932.
850. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (северный Дагестан). Труды Гос. иссл. нефт. инст., вып. 4, 1929.
851. *Шатский Н. С.* Годовой отчет Геол.-разв. нефт. инст. за 1930 г., стр. 11—14, 1931.
852. *Шатский Н. С.* О геологических исследованиях в Кабристане и в районе Дибрара. Отчет о сост. и деят. Нефтян. геол.-разв. инст. за 1930 г., стр. 11—14. Л. — М., 1931.
853. *Шатский Н. С.* О геологических исследованиях в планшете II—2 Кабристана. Разведочные работы полевых партий Геол.-разв. нефт. инст. ГГРУ в 1928/29 г. Нефт. хоз., № 3, прилож, стр. 4—5, 1930.
854. *Шатский Н. С.* О фациях и нефтеносности майкопских отложений юго-восточного Кавказа. Нефт. хоз., т. XV, № 8, стр. 160, 1928.
855. *Шатский Н. С.* и *Вебер В. В.* Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. IX, вып. 3—4, стр. 233—264, 1931.
856. *Шатский Н. С., Жуков М. М., Милановский Е. В.* и *Руженцев В. Е.* Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., нов. сер., т. XXXVII, отд. геол., т. VII, вып. 1—2, стр. 97—161, 1929.
857. *Шатский Н. С.* и *Меннер В. В.* О стратиграфии палеогена восточного Кавказа. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., нов. сер., т. XXXV, отд. геол., т. V, вып. 1, стр. 39, 1927.
858. *Швец Ф. П.* Фауна чокракского известняка Керченского полуострова. Записки СПб. минер. общ., сер. I, ч. 49, стр. 251—380, 2 табл., 1912.
859. *Швецов М. С.* Нижнемеловые белемниты Абхазии (Гагры — Сухум). Ежег. по геол. и минерал. России, т. XV, вып. 2—3, стр. 43—65, табл. II—V, 1913.

860. *Швецов М. С.* Отчет о геологических экскурсиях в окрестностях г. Ново-Сенаки и ст. Белогорье осенью 1911 г. Записки Геол. отд. Моск. общ. любит. естествозн., антроп. и геогр., т. I, 1911—1912.

861. *Швецов М. С.* Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, их фауна и строение прилегающего к Сухуму района. Статья I. Труды Геол. научно-иссл. инст. при физ.-мат. фак. I Моск. гос. унив., вып. 2, стр. 1—60, 1 карта, 3 табл., 9 рис., 1929.

862. *Швецов М. С.* Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума. Статья II. Фациальные изменения. Сопоставление с соседними областями. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. X (2), стр. 211—250, 1 табл., 1932.

863. *Швецов М. С.* Предварительное сообщение о геологических исследованиях Кавказского побережья Черного моря. Ежег. по геол. и минерал. России, т. XI, вып. 8, стр. 256—262, 1911.

864. *Шик И. Р.* Питьевые воды Азербайджана. Изв. Общ. обслед. и изуч. Азербайджана, № 6, стр. 145—197, 1928.

865. *Шишкина - Богачева А. И.* Корбулиевые слои в окрестностях Боржома. Изв. Азерб. гос. унив., т. IV, 1924.

866. *Шишкина - Богачева А. И.* Новые находки приабонской фауны в Боржомском районе. Изв. Азерб. гос. унив., отд. «Естествозн. и медицина», т. 8, стр. 143—155, 1 табл., 1929.

867. *Щукин И. С.* Очерки геоморфологии Кавказа. I. Большой Кавказ. М., 1926.

868. *Щукин И.* и *Щукина А.* Очерки Армянского нагорья. Землеведение, т. XXIX, вып. 1—2, 1927.

869. *Щукины И. С.* и *А. В.* Аштаракско-Егвартская степь и вулкан Карныярых. Землеведение, т. XXXII, 1930.

870. *Эберзин А. Г.* К вопросу о возрасте конгломератов мыса Пицунды (Абхазия). Доклады Акад. Наук, т. III, № 3, стр. 194—196, 1934.

871. *Эберзин А. Г.* О миоцене юго-восточного Закавказья. Доклады Ак. Наук СССР, т. IV (XIII), № 6 (110), 1936.

872. *Эберзин А. Г.* О новом роде сем. *Cardiidae — Limnodacna cristulata* gen. nov. et sp. nov. из киммерийских отложений Абхазии (Закавказье). Труды Ленингр. общ. естеств., т. LXV, вып. 1, стр. 101—105, 1 табл., 1936.

872а. *Эберзин А. Г.* О присутствии отложений киммерийского яруса в Аджаристане. Доклады Акад. Наук, стр. 45—47, 1933.

873. *Эйфельд И.* Геогностическое описание гор Грузинского края или области, принадлежащей России, между Черным и Каспийским морями, с показанием заключающихся в них полезных минералов и состояния горной производительности, в сем крае существующей. Горн. журн., т. VII, стр. 23—61; т. VIII, стр. 59—82, СПб., 1827.

874. *Эрн А.* Геологическое исследование Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елисаветпольской губ. Матер. для геологии Кавказа, сер. III, кн. 9, 1910.

875. *Юдин Н. А., Ломидзе Г. М., Давидбеков С. Г., Лифшиц М. Я., Курочкин В., Эристова Г.* Естественные строительные камни Закавказья. Труды Закавк. Инст. сооруж., вып. 8, 128 стр., 25 рис., 1 карта, 10 табл., Тифлис, 1933.

876. *Юшкин Е. М.* Кавказ (Геологический очерк). Сборник материалов для описания местностей и племен Кавказа. Вып. 46, стр. 281—318, Махач-Кала, 1929.

877. *Юшкин Е. М.* Металлургические проблемы Закавказья. Поверхность и недра, т. V, № 4, стр. 9—16, 1927.

878. *Юшкин Е. М.* Нефть на Черноморском побережье. Изв. Абхазск. научн. общ., вып. III, стр. 43—58, 1926.

879. *Яковлев Н. Н.* Геологические исследования в Даралагезе в Закавказье. (Предварит. отчет). Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. L, вып. 32, стр. 515—521, 1 рис., 1 табл., 1931.

880. *Яковлев Н. Н.* Две верхнепермские морские лилии из Закавказья. Изв. Акад. Наук, № 7, стр. 975—977, 1 табл., 1933.

881. *Яковлев Н. Н.* Еще о Джульфинских мышьяковистых источниках в Закавказье. Изв. Гл. геол.-разв упр., т. L, вып. 20, стр. 318, 1931.

882. *Ясенев Б. П.* и *Али-Заде А. А.* Дивичинский нефтеносный район. Трест Азнефтеразведка, вып. 16, 37 стр., 2 табл., 5 рис., Баку, 1936.

883. *Яхонтов Н.* Кислотоупорные лавы, кварциты и другие кислотоупорные горные породы. Химико-технический справочник. I. Ископаемое сырье. Ред. А. Е. Ферсман. Стр. 69—70. Пгр., 1918.

884. *Abich H.* Aperçu de mes voyages en Transcaucasie en 1864. Bull. de la Soc. Imp. des Nat. de Moscou, t. XXXVIII, № 1, I partie, p. 499—561, 1865.
885. *Abich H.* Beiträge zur geologischen Kenntniss der Thermalquellen in den Kaukasischen Ländern. Nebst I Karte, 60 S. Tiflis, 1865.
886. *Abich H.* Das Meskische oder Karth-Imeretische Grenzgebirge in geologischen und klimatologischen Beziehungen. Bull. sect. phys.-math. Ac. Sciences de St. Petersbourg, vol. IX, 1859.
887. *Abich H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes. Tiflis, 1867.
888. *Abich, H.* Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus, nebst einer geologischen Karte, im Jahre 1873. Bull. de la Soc. Imp. des Nat. de Moscou, t. XLVIII, 1874. № 2, S. 278—342; № 3, S. 63—107; № 4, S. 243—272, 1875.
889. *Abich H.* Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. I. Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djoulfa in Armenien. 128 S., 6 Taf. Wien, 1878.
II. Geologie des Armenischen Hochlandes. I. Westhälfte. I—X+479 S., mit Atlas, 19 Taf., 5 Karten. Wien, 1882.
III. Geologie des Armenischen Hochlandes. II. Osthälfte. 162 S., mit Atlas. Wien, 1887.
890. *Abich H.* Geologische Karte des östlichen Endes des Thrialetischen Gebirgs Systems. Mit 6 Profilen. Atlas zu den Geologischen Forschungen in den Kaukasischen Ländern von Hermann Abich. III Teil. II. Osthälfte. Wien, 1887.
891. *Abich H.* Geologische Skizzen aus Transkaukasien. Bull. de la Cl. phys. - math. de l' Acad. Imp. des Sc. St. Pétersbourg, t. V, № 117—118 (21—22), p. 321—343, 1847.
892. *Abich H.* Études sur les glaciers actuels et anciens du Caucase, 43 p., 2 pl. Tiflis, 1870.
893. *Abich H.* Sur les derniers tremblements de terre dans la Perse septentrionale et dans le Caucase, ainsi que sur des eaux et des gaz s'y trouvant en rapport avec ces phénomènes. Bull. de la classe phys.-math. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, t. XIV, p. 49—72, 1858.
894. *Abich H.* Ueber das Steinsalz und seine geologische Stellung im Russischen Armenien. Palaentologischer Teil nebst 11 Taf. Mém. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, VI série, Sc. math. et phys., t. VII, p. 81—150, 1857.
895. *Abich H.* Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes. Fest-Rede, 67 S. Dorpat, 1843.
896. *Abich H.* Ueber eine im Caspischen Meere erschienene Insel nebst Beiträgen zur Kenntniss der Schlammvulcane der Caspischen Region. Mém. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, VII série, t. VI, № 5, 1863.
897. *Abich H.* Ueber Manganerze in Transkaukasien. Bull. de la Cl. Phys. - Math. de l'Acad. des Sci. de St. Pétersbourg, t. XVI, № 380 (20), p. 305—320, mit Profil, 1858.
898. *Abich H.* Ueber Natronseen auf der Araxes-Ebene, nebst einen Abhang über die dortigen Sodapflanzen. Bull. de la Cl. phys.-math. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, t. V, №№ 103—104 (№ 7—8), p. 116—125, 1847.
899. *Abich H.* Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mém. de l'Acad. des Sc. de St. Pétersbourg, VI sér. Sciences mathém. et phys., t. VII, S. 359—536, 8 Taf., 1858.
900. *Abich H.* Vergleichende Grundzüge der Geologie des Kaukasus wie der Armenischen und nordpersischen Gebirge. Bull. de l'Acad. Imp. de St. Pétersbourg, Bd. III, 1858.
901. *Abich H.* Zur Geologie des südöstlichen Kaukasus. Bemerkungen von meinen Reisen im Jahre 1865. Mél. phys. et chim. tirés du Bull. de l'Acad. des Sc., St. Pétersb., t. VI, S. 646—673, 1 Taf., 1866.
902. *Ammon L.* Die Gipfelgesteine des Elbrus nebst Bemerkungen über einige andere kaukasische Vorkommnisse. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch., Bd. XLIX, S. 450—481, 1897.
903. *Ammon L.* Petrographische und palaeontologische Bemerkungen über einige Kaukasische Gesteine. (In Merzbacher «Aus den Hochregionen des Kaukasus»). Leipzig, Bd. II, S. 719—807, 15 Abbild., 4 Taf., 1901.
904. *Andrussov N.* Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch und Taman. Изд. автора, 1909.
905. *Andrussov N.* Die südrussischen Neogenablagerungen. I. Aelteres Miocän. Записки Минер. общ., т. XXXIV. 1897.
906. *Andrussov N.* Die südrussischen Neogenablagerungen. II—III. Sarmatische Stufe. Записки Минер. общ., т. XXXVI, 1899.

907. *Andrussoff N.* Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récents. Vestn. Kral. Ces. Spool. Nauk, tr. II. Praha, 1927.
908. *Anthula. D.* Ueber die Kreidefossilien des Kaukasus. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oesterreich - Ungarns u. d. Orients, Bd. XII, Hf. 2—3, SS. 55—159, Taf. I—XIV, 1899.
909. *Babaieff.* Les sources minérales de Tiflis. P. 1—8,1899.
909a. *Backlund O. O.* On the mode of intrusion of deepseared alcaline bodies. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, v. XXIV, 1933.
910. *Baerwald C.* Der Albit von Kasbek. Zeitschr. für Krystallographie, Bd. VIII, 1884, S. 48.
911. *Behaghel Georg.* Die Eisen-und Manganerze Osteuropas. Osteuropa-Institut in Breslau. Quellen u. Studien, Abt. 3, Hf. 5, S. I—X+1—361, mit 37 Abbild, Karten und Tabellen, 1922.
912. *Bertrand M.* Les excursions du VII Congrès Géologique International en Russie. Bull. Soc. Géol. de France, III sér., t. 25, p. 705—723, 1897.
913. *Bertrand Marcel.* Observations à propos des notes de M. E. Fournier. Bull. Soc. géol. France, III sér., t. 26, p. 48—54, 3 fig., 1898.
914. *Bonnet Pierre.* A propos du volume «The structure of Asia» M. J. W. Gregory et collab. Compte rendu sommaire des Séances se la Soc. Géol. de France, fasc. 17, p. 249—250, 1929.
915. *Bonnet Pierre.* Le Mésozoique de la gorge de l'Araxe, près de Djoulfa. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 154, 20 mais, p. 1386—1388, 1912.
916. *Bonnet Pierre.* Note préliminaire sur la constitution géologique de la gorge de Djoulfa et de ses environs. Bull. Soc. Géol. de France, IV, sér., vol. XII, p. 312—330, 3 fig, 1912.
917. *Bonnet Pierre.* Structure des chaines entre le lac Goektchai et l'Araxe. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 156, p. 1497—1499, I fig., 1913.
918. *Bonnet Pierre.* Sur la limite permotriasique dans le géosynclinal arménien-himalayen. Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences Paris, t. 170, 25 mais, p. 1272—1274, 1920.
919. *Bonnet Pierre.* Sur la limite silurodévonienne en Transcaucasie méridionale. Comptes rendus de la Soc. Géol. France, № 3, p. 26—27, 1923.
920. *Bonnet Pierre.* Sur la situation tectonique des couches de Gosau de la Transcaucasie méridionale. Comptes rendus de la Soc. Géol. de France, t. 172, № 17, p. 231—233, 1921.
921. *Bonnet Pierre.* Sur la structure de l'isthme Caucasique et ses relations avec les gisements de pétrole. Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 171, p. 809—811, 1920.
922. *Bonnet Pierre.* Sur la Transcaucasie central. Bull. Soc. Géol. de France, IV sér., t. X, p. 524—525, 1910.
923. *Bonnet P.* Sur le caractére géosynclinal de Paléozoïque de la Transcaucasie méridionale. Comptes rendus hebd. des séances de l'Acad. des Sciences, t. 178, p. 640, 1924.
924. *Bonnet Pierre.* Sur le Jurassique de la Transcaucasie méridionale. Comptes rendus de la Soc. Géol. France, № 17, p. 207—209, 1922.
925. *Bonnet Pierre.* Sur le Permien et le Trias du Daralagöz. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 154, 17 juin, p. 1741—1742, 1912.
926. *Bonnet Pierre.* Sur le sens de la poussée dans le géosynclinal sud-transcaucasien et ses relations avec le rebroussement volcanisé. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences Paris, t. 190, № 26, p. 1566—1569, 1 fig. (4 coupes), 1930.
927. *Bonnet Pierre.* Sur les éruptions volcaniques liasiques et leurs rapports avec la distribution des faciès dans les géosynclinaux caucasiens. Compte rendu des Séances de l'Acad. des Sciences, t. 172, p. 1114—1116, 1921.
928. *Bonnet Pierre.* Sur les éruptions volcaniques mésocrétacées et leurs rapports avec la distribution des faciès dans les géosynclinaux caucasiens. Comptes rendus des Séances de l'Acad. de Sciences, t. 172, p. 1589—1592, 1921.
929. *Bonnet Pierre.* Sur les mouvements des mers à la limite du Permien et du Trias dans le géosynclinal de l'Eurasie. Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences Paris, t. 170, 23 juin, p. 1588—1590, 1920.
930. *Bonnet Pierre.* Sur les relations entre le Carbonifère et le Permien de la Transcaucasie méridionale, Comptes rendus de la Soc. Géol. France, № 4, p. 40—41, 1923.
931. *Bonnet P.* Sur les relations entre les couches à Otoceras de l'Arménie (Transcaucasie méridionale) et celles de Himalaya. Comptes rendus des séances de l'Acad. des Sciences Paris. t. 169, p. 288—291, 1919.

932. *Bonnet P.* Sur l'existence de calcaires à Fusulines ouraliennes en Transcaucasie méridionale. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 176, № 7, p. 456—457, 1923.
933. *Bonnet Pierre.* Sur l'existence du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur en Transcaucasie méridionale. Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, t. 176 (séance du 29 Janvier), p. 319—320, 1923.
934. *Bonnet P.* et N. Sur l'existence du Trias et du Mésojurassique aux environs de Djoulfa (Trascaucasie méridionale), Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 159, 14 Mars, 3 p., 1914.
935. *Bonnet P.* et N. Sur l'existence du Trias et du Mésojurassique dans le massif de Kasan-Iaila (Transcaucasie méridionale). Comptes rendus de l'Acad. des Sciences, Paris, t. 152, 6 Mars, 3 p., 1911.
936. *Bonnet Pierre.* Sur l'Oligocène de la Transcaucasie méridionale. Comptes rendus sommaire des séances de la Soc. Géol. de France, № 16—17, p. 205—207. 1927.
937. *Bonnet Pierre.* Sur une mission en Transcaucasie (1910). Comptes rendus sommaire des séances de la Soc. Géol. de France, № 12—13, p. 134—136, 1911.
938. *Bonnet P.* et N. Sur un gisement crétacé de la vallée du Nakhitchevan-tchaï (Charour-Daralagöz, Transcaucasie méridionale). Comptes-rendus de l'Acad, des Sciences Paris, t. 152 (6 juin), p. 1634—1635, 1911.
939. *Bonnet Pierre* et *Gambarian P.* Notes pétrographiques sur le Karabagh (Transcaucasie orientale). Bull. Soc. Géol. France, IV sér., t. 26, fasc. 3—5, p. 247—262, 2 pl., 1 fig., 1926.
940. *Born, A.* Zur Tektonik des Kaukasus. Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 84, Heft 4, S. 252—253, 1932.
941. *Büdel A.* Die Entstehung des Goktschasees. Peterm. Mitteilungen, 72. Jahrgang, Heft 1—2, S. 20—21, mit 2 Textfig., 1926.
942. *Chambashidze D.* Mineral resources of Georgia and Caucasia. Manganese industry of Georgia. 182 p., 1 map. and phot., London, 1919.
943. *Chaper M.* Note sur une gite cuivreuse d'origine volcanique du Caucase méridional. Bull. de la Soc. Géol. de France, III sér., t. 21, № 2, 1893.
943a. *Dannenberg A.* Beiträge zur Petrographie der Kaukasusländer. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1904, 23.
944. *Déchy, M.* Das Dibrarsystem am süd-östlichen Kaukasus. Abdruck aus Dr. A. Petermanns Mitteilungen, Heft. XIV, 1 Seite, 1909.
945. *Déchy M.* Reisen und Forschungen im Kaukasischen Hochgebirge. Bd. I—III, Berlin, 1905—1907.
946. *Dérvies V.* Recherches sur les roches éruptives des environs de Nachitschevan. Genève, 49 p., 1910.
947. *Distel L.* Ergebnisse einer Studienreise in dem zentralen Kaukasus. 1914.
947a. *Djanélidzé A.* Colchidites, un genre nouveau d'Ammonites crétacees. Bull. de l'Univ. de Tiflis, t. VI. pp 253—266, 1 pl, 2 fig, 1926.
948. *Djanélidzé A.* Contribution à l'étude de l'hydrographie des environs de Tiflis. Bull. de l'Université de Tiflis, t. V, 1925.
949. *Djanelidzée A.* La vallée de la Véra dans les environs de Tiflis. Bull. du Musée de Géorgie, 1926, t. III. Tiflis, 1927.
950. *Djanélidzé A.* Le Callovien de Tsessi. Bull. du Musée de Géorgie. t. V, p. 131—146, 1 fig., Tiflis, 1929.
951. *Djanelidzé A.* Matériaux pour la géologie du Radcha. 1. Les ammonites jurassiques de Tsessi; 2. La faune jurassique de Korta et son âge. Bull. de l'Inst. Géol. de Géorgie, vol. I, fasc. 1, 1932.
952. *Dubois de Montpereux F.* Voyage autour du Caucase, chez les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Géorgie, en Arménie et en Crimée. 1838—1842, 7 vol., Paris.
953. *Favre E.* Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase. Genève 118 p., cartes, profiles et 32 fig. dans le texte, 1875.
954. *Fournier E.* Description géologique du Caucase central, Thèses présentées à la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur ès sciences natur. 1896, 296 p. avec figures, 23 pl., 1 carte géol., Marseille, 1896.
955. *Fournier E.* Les éléments de la géographie physique de la chaîne du Caucase et leurs relations avec la structure géologique. Annales de Géographie, VI, p. 328—346, 1897.
956. *Frech F. u. Arthaber G.* Ueber das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien. Beiträge z. Pal. u. Geol. Oesterreich-Ungarns u. d. Orients, Bd. XII, H. IV, S. 161—308, Taf. XV—XXII., Wien, 1900.
957. *Heim A.* Kaukasus und Alpen vergleichend geschildert. Geogr., Nat. u. Leben, Bd. XXXV, S. 419—427, Leipzig, 1889.

958. *Heim Alb.* Querprofil durch den Central-Kaukasus, längs der grusinischen Heerstrasse, verglichen mit den Alpen. Vierteljahresschrift der Naturforsch. Gesellschaft in Zürich, Bd. XLIII, S. 25—45, 1 Taf. (Profile), 1898.

959. *Hoffman E.* Die Oelfelder von Tschatma, Takla und Eldar. Petroleum, VI Jahrgang, № 1. Berlin-Wien, 1910.

960. *Gamkrélidzé P.* et *Tchikhélidzé, S.* La géologie d'une partie de la valée de la Dziroula. Bull. de l'Inst. Géol. de Géorgie, vol. I, fasc. 2, p. 81—105, 1 pl., 1932.

961. *Goeppert H. R.* Das Vorkommen von Liaspflanzen im Kaukasus. Abh. Schles. Gesellsch. für vaterl. Kultur. Breslau, 1861.

961a. *Goeppert H. R.* Sur les plantes du terrain liassique du Caucase et de l'Elbours. Bull. de L'Acad. des Sci. St. - Pétersbourg, t. III, № 4. p. 292—299, 1861.

962. *Jakovlev, N. N.* Deux crinoïdes du Permien supérieur de Transcaucasie. Bull. de l'Acad. des Sciences de l'URSS, 1933.

963. *Katcharava J.* Une coupe géologique dans le tertiaire du Radcha. Bull. de l'Univ. de Tiflis, t. VIII, p. 327, 1928.

964. *Katscharawa J.* Die Geologie des Tkwartscheli Flusses. Bull. de l'Instit. Géol. de Géorgie, vol. I, fasc. 2, p. 139—163, 2 fig., 1932.

965. *Kipchidzé J., Troïtsky M., Koniouchevsky L., Axentief S.* Richesses minières de la Géorgie. Haut Conseil de l'Économie nationale de la république de Géorgie, Comité de Mines, p. 1—51, 1918—1921.

966. *Kipiani* Noé. Matériaux pour la géologie de la Géorgie occidentale. Bull. du Muséum de Géorgie, t. I, (1920—1922), p. 78—87; t. II (1923—1925), p. 111—120. Tiflis, 1925.

967. *Kremarek P.* Grundzüge der Erdbebengeographie des Kaukasus. I. Wien, 1912.

968. *Lagorio A.* Die Andesite des Kaukasus. Dorpat, 1878.

969. *Loewinson-Lessing F.* De Wladikavkas à Tiflis par la route militaire de Géorgie. Guide d. Exc. du VII Congrès Géol International, St. Pétersbourg, part. XXII, p. 1—28, 3 pl., 18 fig., 1897.

970. *Loriol P.* de. Note sur quelques Brachiopodes crétacées recueillies par M. E. Favre dans la chaîne centrale du Caucase et dans le Néocomien de la Crimée. Revue Suisse de Zoologie et Annales du Musée d'Histoire Naturelle de Genève, t. IV, fasc. 1, p. 135—163, 2 pl., 1896.

971. *Martel E. A.* La côte d'Azur russe (Riviere du Caucase). Voyage en Russie méridionale, au Caucase occidentale et en Transcaucasie (Mission du Gouvernement russe, 1903), Paris, 1903.

972. *Meister Ernst.* Dr. Der Kaukasus (in Cloos H. und Meister E. «Bau und Bodenschätze Osteuropas»). Eine Einführung. Osteuropa-Institut in Breslau. Quellen und Studien. III Abt. (Bergbau u. Hüttenkunde), 2 Hf., Kap. 9, 100—147 mit einer geologischen Strukturkarte von Osteuropa von Dr. S. von Bubnoff, 1921.

973. *Merzbacher G.* Aus den Hochregionen des Kaukasus. I—II. Leipzig, 1901.

974. *Mojsisovics E.* von. Zur Altersbestimmung der sedimentär Formationen der Araxesenge bei Djulfa in Armenien. Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1879.

975. *Möller V.* Ueber die bathrologische Stellung der Djulfa-Schichten. Neues Jahrbuch f. Mineralogie, 1879.

976. *Neumayr M.* und *Uhlig V.* Ueber die von H. Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. Denkschr. d. K. Akad. der Wissensch., Cl. math.-naturw., Bd. LIX, S. 1—122, Taf. I—VI, Wien. 1892.

977. *Novarese V.* Brevi appunti geologici sulla Transcaucasia. Boll. della Soc. Geol. Italiana, vol. XXXVIII (1919), fasc. 3, p. LXXIV—LXXV. Roma, 1920.

978. *Oswald F. F.* Armenien. Handb. d. regional. Geologie, V Bd., 3 Lief., 10 Heft, 3 Abt. 40 S. Heidelberg, 1912.

979. *Oswald F. F.* A Treatise on the Geology of Armenia. Part I—II, 518 p., 31 pl., Jena, 1906.

980. *Oswald F.* Explanatory Notes to Accompany the Geological Map of the Caucasus. With 2 maps., 1914.

981. *Oswald F. F.* Zur tektonischen Entwickelungsgeschichte des armenischen Hochlandes. Peterm. Mitt., 56 Jahrg., H. 1—3, S. 8—14, 69—74, 126—132. 1910. (см. № 627).

982. *Palgrave W. G.* Vestiges of the Glacial Period in North - Eastern Anatolia. Nature, t. V, 1872.

983. *Palibin J. W.* On the Pliocene flora of Transcaucasia. Geol. Magazine, vol. LIX, p. 294—299, 1922.

984. *Radde G.* Bericht über die im Sommer 1890 in russischem Karabagh ausgeführte Reise. Peterm. Mitt., Bd. XXI, T. 1, 1889—1890.

985. *Radde, G.* Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Kaukasusländern von der Unteren Wolga über die Manytchscheider bis zur Scheitelfläche Hocharmeniens. Leipzig, 1899.
986. *Radde G.* Karabagh. Peterm. Mitt., Erg.-Heft, № 100, Gotha, 1889.
987. *Radde G.* Reise an der Persisch-Russischen Grenze. Talisch und seine Bewohner. Leipzig, 1888.
988. *Redlich* Karl, A. Der Jura der Umgebung von Alt-Achtala. Ein Beitrag zur Kenntnis des Jura der Kaukasus-Länder. Beitr. zur Pal. u. Geol. Osterreich-Ungarns und des Orients. Bd. IX, S. 55—81, Taf. XI—XIII, Wien, 1894.
989. *Reinhard A.* Eiszeitstudien in der Schach-dagh-Gruppe, Ostkaukasus. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1931.
990. *Reinhard A.* Glazialmophologische Studien im westlichen und zentralen Kaukasus. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. XIV, 1926.
991. *Reinhard A. L.* Quaternary geological researches in the region of Shakh-Dag and the Kusar Plain in 1930. Bull. of the information Service of the Accociat. for the Study od the European Quaternary at the Geol. and Prosp. Service of the USSR, № 1, p. 18, 1931.
992. *Renngarten W.* Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus. Geol. Rundschau, Bd. XX, H. 6, S. 393—434, 2 Textfig., 1 Tab. u. 1 Taf., 1929.
993. *Renngarten V.* Les nouvelles données sur la tectonique du Caucase. Comptes rendus du XIV-e Congrès Géol. Internat. 1926, fasc. IV, p. 1809—1819, 1 pl., Madrid, 1929.
994. *Richter Ed.* Bemerkungen zur Morphologie des Kaukasus. Geographische Zeitschr., S. 692, 1901.
995. *Rikli.* Natur- und Kulturbilder aus den Kaukasusländern und Hocharmenien. Zürich, 1914.
995a. *Rouchadzé J.* Les Ammonites aptiennes de la Géorgie occidentale. Bull. de l'Instit. géol. de Géorgie, t. III, livr. 3, Tiflis, 1933.
995б. *Rouchadzé J.* Notices sur les Bélemnites et les Nautilus de l'Aptien de Kouthaïs. Bull. du Museum de Géorgie, t. XVI, Tiflis, 1930.
996. *De la Sauce Wilhelm.* Beiträge zur Kenntniss der Manganerzlagerstätte von Tschiaturi im Kaukasus. Abh. zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre, Bd. 8, S. 1—90, 8 Taf., 7 Textfig., 1926.
997. *Schafarzik, F.* Petrographische Ergebnisse der während Forschungsreise M. v. Déchy's im Kaukasus gesammelten kristallinischen Gesteine (In Déchy «Kaukasus», Bd. III).
998. *Schneider K.* Klimatologie von Armenien. Peterm. Mitt., jahrg. 77, 1931.
999. *Schuster.* Über den Albit von Kasbek. Tscherm. Min. u. Petrogr. Mitt. VII, № 5, S. 373—400, 1886.
1000. *Sjögren H.* Bericht über einen Ausflug in den südöstlichen Theil des Kaukasus. Mitt. d. K. K. Geogr. Gesellsch. in Wien, H. 7, 1890.
1001. *Sjögren H.* Preliminare meddelanden om de Kaukasiska Naftafälten. Medd. fran Upsala Univers. Min. Geol. Inst., B. I—II, Stockholm, 1891—1892.
1002. *Stahl A. F.* Kaukasus. Handbuch der region. Geologie, Hf. 25 (V Bd., 5 Abt.), 80 S., 10 Taf. Heidelberg, 1923.
1003. *Staub Walther.* Tektonicshe Beobachtungen am Westufer des Kaspischen Meeres. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellsch. in Zürich, 58 Jahrg., Hf. 3—4, S. 298—308, I Profiltafel und I Karte, 1913.
1004. *Stille H.* Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachrichten der Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl., S. 173—201, I Tafel, 4 Textfig., 1928.
1005. *Stolley Ernst.* Zur Kenntnis der kaukasischen Unterkreide. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. S. 321—325, Stuttgart, 1908.
1006. *Stoyanow A. A.* On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. Записки Минер. общ., ч. XLVII, стр. 61—135, 5 табл., 2 рис., 1910.
1007. *Suess E.* Antlitz der Erde. Bd. II, 1888.
1008. *Tanatar J.* Petrographische Studien im Kleinem Kaukasus. Inaugural-Dissertation, München, 1911.
1009. *Thost C. R.* Mikroscopische Studien an Gesteinen des Karabagh-Gaus (Armenisches Hochland). Abh. d. Senckenbergischen Naturf. Gesellsch., Bd. XVIII, Hf. 2. S. 209—270, 1 Taf., 1894.
1010. *Trautschold H.* Geologische Notizen aus dem Kaukasus. Neues Jahrb. f. Min., Geol., u. Pal., Bd. I, S. 168—176, 1886.
1011. *Tschermak G.* Felsarten aus dem Kaukasus. Miner. Mitteil. (Beilage zu d. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. XXII, 1872). Jahrg. 11, Hf. 2, S. 107—112, 1872.

1012. *Tschirwinsky P.* Beiträge zur Mineralogie Russlands. I. Arsen, Pyrit, Markasit, Eisenglanz, Quarz, Calcedon, Kiezelgur, Zirkon. Zeitschr. für Kristallographie, Bd. LVIII. S. 386—403, Leipzig, 1923.

1013. *Tschirwinsky, Peter.* Petrographische Untersuchung eines Dolerits aus Achtala in Transkaukasien. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. A. № 11, S. 366—370, 1929.

1014. *Tschirwinsky Peter.* Quarzdiorit von Kedabek, Gouv. Elisawetpol im Kaukasus. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. A, № 5, S. 185—189, 1929.

1015. *Tschirwinsky P.* Vulkanische Aschen in teriären und altquartären Formationen im Caucasus. Zeitschr. für Vulkanologie, Bd. I. S. 93—101, 2 Photogr., Berlin, 1914.

1016. *Valentin J.* Bericht über meine Reise nach Tiflis und die Expedition in den Karabach im Sommer 1890. Bericht Senckenbergischer naturf. Gesellschaft, S. 159—239, 1891.

1017. *Wilser J. L.* Der südrussische Tafelrand in Vorder- und Mittelasien (Geologie der Schwarzmeerumrandung und Kaukasiens, VI Stück). Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal. Abhandlungen, LXI Beil.-Bd., Abt. B, Hf. 1, S. 151—184, 1 Taf., 1929.

1018. *Wilser J.* Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa (Geologie der Schwarzmeerumrandung und Kaukasiens, II Stück). Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Abhandl, Bd. 80, 2 Hf., S. 153—194, 3 Textfig, 3 Karten, 1928.

1019. *Wilser J. L.* Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten. Geol. Rundschau, Bd. XIX, Hf. 3, S. 181—223, 3 Karten

1020. *Wilser J. L.* Zur Geologie des europäischen und zentralasiatischen Südrussland. Forschungen und Fortschritte. 2. S., 1 Abbild., 1 Karte, Berlin, 1928.

1021. *Zahn Gustav Wilhelm von.* Die Stellung Armeniens im Gebirgsbau von Vorderasien. I Teil. Inaugural-Dissertation S. I—VII +29, 3 Karten, Berlin, 1906.

1022. *Zeitlin.* Die Erzlagerstätten des Berges Dzyschra in Abchasien. Zeitschr. für prakt. Geol., S. 238, 1904.

1023. *Zuber S.* L'éruption d'un volcan de boue à l'île de Loss sur la mer Caspienne. Kosmos, w Lwowe, vol. XLIX, № 1—11, p. 232—294, 2 pl., 2 fig., 1924.

1024. *Zuffardi, P.* Cenni geo-paleontologici sul monte Dibrar (Caucaso). Boll. Soc. Geol. Italiana, vol. XXXII, fasc. 4, p. 471—496, 1 tav. Roma, 1913.

Рукописи

1025. *Батурин Н. П.* Отчет о геологических исследованиях летом 1932 в Аг-бабинском районе ССР Армении. Фонды Армгеол.-конторы, Эривань.

1026. *Вассоевич Н. Б.* Материалы к геологии западной части Хадыжинского нефтеносного района (Сев. Кавказ). Фонды НГРИ, Ленинград.

1027. *Вассоевич Н. Б.* Материалы к геологии Юго-Осетии. 1. Река Ксан. Фонды НГРИ, Ленинград.

1028. *Вебер В.* Месторождение железной руды близ ст. Дзирула Кутаисской губ. Фонды ЦНИГРИ, 1900.

1029. *Габуния К.* Краткие сведения о результатах геолого-разведочных работ в Чатахском железорудном районе. Фонды ЦНИГРИ. 1930 г.

1030. *Грушевой В. Г., Соколов В.* и *Кржечковский А. В.* Геолого-петрографический очерк и медные месторождения южного Зангезура. Фонды ЦНИГРИ.

1031. *Желтов П. И.* Гидрогеологические исследования в окрестностях курорта Гагры. Фонды ЦНИГРИ.

1032. *Качарава И.* Навтлугский нефтеносный участок. Фонды треста «Грузнефть», 1930.

1033. *Котляр В. Н.* и *Соколов П. Н.* Геологический очерк района Памбакского и Мисханского хребтов ССР Армении. Фонды Армгеолконторы.

1033а. *Кузнецов С. С., Максимов С. Е.* и *Харатишвили Г. Д.* Некоторые геоморфологические наблюдения в Верхней Сванетии. 1936 г. (рукопись).

1034. *Лутугин Л.* Записка о Тквибульском месторождении каменного угля. Фонды ЦНИГРИ, 1912. 6 стр.

1035. *Маслов К. С.* Геологические исследования в полосе южного склона Кахетинского хребта и северной части междуречья Иоры, Арагви и Куры. Фонды треста Грузнефть, 1934.

1036. *Мефферт Б. Ф.* Геологические исследования в области северного Аджаристана и южной Гурии. Фонды ЦНИГРИ.

1037. *Мефферт Б. Ф.* Геология Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов. Фонды ЦНИГРИ. 1933.

1038. *Мокринский В. В.* Бзыбское месторождение каменных углей. Фонды ЦНИГРИ.
1039. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн р. Восточный Арпа-чай. Геологический очерк. Фонды ЦНИГРИ.
1040. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн р. Тертер. Геологический очерк. Фонды ЦНИГРИ.
1041. *Паффенгольц К. Н.* Краткий геологический очерк окрестностей гор Дарры-даг и Илан-даг в Джульфинском районе Нахичеванской ССР. Фонды Закавк. Геол. треста, 1931.
1042. *Пахомов В. Е.* Геологические исследования окрестностей Тифлиса. Фонды треста «Грузнефть». Тбилиси.
1043. *Пахомов В. Е.* Материалы по геологии Тифлисского района. Фонды треста «Грузнефть», 1934.
1044. *Рябинин А. Н.* О геологическом строении Земоходашенской лесной дачи. Фонды ЦНИГРИ, 1914, 12 стр.
1045. *Саваренский Ф. П.* Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Карабахской степи, произведенных в 1927 и 1928 годах. Главн. Геологич. Фонд. Москва.
1046. *Симонов В. П.* Гидрогеология и геология южных Киров. Фонды ЦНИГРИ, 1929.
1047. *Тучапский В. Д.* Отчет о геологических исследованиях бассейна р. Басут-чай, по работам Зангеланской геолого-поисковой партии Азгеолбазы в лето 1932 г. Фонды Азгеолконторы. Баку, 1933.
1048. *Чернцов А. И.* Отчет о работах Минджеванской инженерно-геологической партии Закавказского Геол.-разв. Упр. по изучению оползней на Минджеванском косогоре. Фонды Зак. Геол. Треста, 1932.
1049. *Чурин К. Ф.* Отчет по исследованию кавказских андезитов. Фонды ЦНИГРИ. 1929. 4 стр., 1 табл.

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

А]

Абакура верш. — 45.
Абаран-чай р. — 35, 40, 344, 432.
Абаранская равн. — 30, 38.
Абастуман-Боржомская антиклиналь — 256.
Абас-Тумани — 286, 315, 324, 369.
Абастуманский р-н — 368.
Абаши р. — 176, 184, 246, 247, 286, 339.
Абдула-сар гора — 434.
Абедати купол — 173, 488.
Абул Большой вулкан. гора — 341, 370, 496, 522, 523, 524, 535, 536.
Абхазия (Абхазская АССР) — 5, 15, 23, 26, 37, 43, 44, 58, 64, 65, 76, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 125, 139, 161, 162, 163, 165, 166, 167, 168, 170, 171, 173, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 185, 207, 208, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 249, 250, 254, 273, 275, 283, 284, 285, 290, 291, 292, 294, 295, 296, 312, 313, 314, 315, 316, 317, 319, 321, 322, 328, 331, 332, 334, 335, 340, 363, 364, 365, 366, 367, 371, 383, 384, 387, 388, 458, 460, 463, 364, 479, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 491, 539, 541.
Абхазско-Рачинская подзона — 7, 8, 9, 10, 11, 63, 74, 97, 241, 449, 450, 451, 456, 458, 480, 483.
Аван сел. — 428, 432.
Автаранская дол. — 33.
Авчали сел. — 542.
Агав-юрт сел. — 124.
Агаракское месторожд. — 394, 511.
Агарек сел. — 189.
Агарцин сел. — 502.
Агбабинский р-н — 206, 405.
Аг-булах сел. — 413.
Агверанский р-н — 436.
Агви сел. — 208, 248, 249, 250, 251, 252.
Аг-даг Большой гора — 30, 425, 445, 505, 517,
Аг-даг Малый гора — 415, 425, 505.
Агдам гор. — 123, 198, 199, 506.
Агдан Нижний сел. — 115.
Агджакенд Верхний сел. — 56, 183, 187, 188, 190, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 453, 505.
Агджакенд Нижний сел. — 194.
Агепста гора, хр. — 26, 336, 517, 540.
Агзы-биюк р. — 389.
Агин сел. — 433.
Аг-керпи сел. — 407.
Агмангано-Мисханское нагорье — 524.
Агманган Южно-Гокчинский хр. — 523, 542.
Агманганское нагорье, плато, хр., массив, высоты — 24, 30, 263, 342, 411, 415, 425, 433, 434, 444, 445, 505, 507, 508, 521, 522, 523, 524, 536, 537.
Агри-даг хр. — 30.
Агрикар гора — 341.
Агри-чай р.— 35, 116, 340, 451, 500, 544.
Агри-чай Восточный р. — 340.
Аг-су р. — 35, 347.
Агу-даг гора — 415, 443.
Аг-чай р. — 519.
Адай-хох горы — 27.
Аданге перевал — 364.
Ада-тапа полуостр. — 403.
Аджарис-цхали р. — 27, 35, 255, 341, 532, 534.
Аджаро-Армяно-Карабахская горн. страна — 28, 336, 342.
Аджаро-Имеретино-Триалетская вона, система — 7, 8, 9, 10, 52, 53, 54, 57, 60, 254, 370, 447, 449, 451, 454, 455, 492, 498, 499, 501, 502, 505, 506, 520, 521, 522, 532, 534, 536.
Аджаро-Имеретинский хр. — 8, 24, 28, 29, 34, 35, 161, 162, 181, 182, 183, 184, 185, 207, 208, 212, 213, 241, 242, 249, 255, 256, 257, 260, 262, 267, 284, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 296, 297, 324, 339, 341, 343, 346, 368, 369, 370, 371, 479, 480, 481, 482, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 514,520, 546.
Аджаро-Триалетский хр. — 27, 447, 455.
Аджарская АССР (Аджаристан, Аджария) — 5, 24, 25, 26, 31, 37, 242, 254, 255, 259, 261, 267, 312, 313, 330, 333, 334, 335, 336, 341, 364, 369, 397, 492, 493, 494, 495, 496, 497.

Аджарская глыба — 496, 497.
Аджеванский хр. — 495.
Аджигон-чай р. — 311, 312.
Аджи-Кабул сел. — 347, 542.
Аджи-Кабульский р-н — 20.
Аджиноур нагорье, степь — 25, 309, 501.
Аджиноур оз. — 37.
Адиаман сел. — 434.
Адиш ледн., дол. — 539.
Адлер сел. — 33.
Аж-Амгва гора — 165.
Азербайджан (Азербайджанская ССР)— 5, 6, 10, 23, 26, 31, 33, 37, 39, 40, 45, 73, 74, 92, 161, 209, 230, 241, 262, 338, 434, 463, 506, 530.
Азербайджанская зона, подзона, плита — 453, 459, 492, 493, 497, 498, 501, 502, 505, 507, 508.
Азия — 30.
Азнабюрт сел. — 113, 114.
Азовско-Подольский горст — 361.
Аибга хр. — 517, 540.
Айгер-гель оз. — 425, 426, 428.
Ай-кент сел. — 381.
Айриджа-чай р. — 206, 415, 533.
Айрум ст. — 390.
Ай-чингыл, гора — 441.
Ак-булак, рч. — 194.
Акваске сел. — 313, 318.
Ак-даг — 263.
Акерак сел. — 428.
Акера-чай, (Акяра-чай) р. — 35, 199, 201, 266, 342, 344, 345, 354, 377, 393, 405, 411, 434, 508, 528, 533.
Аккухлы-су р. — 373.
Аккыхлы сел. — 373.
Аксибара-чай р. — 376.
Аксатафа-чай р. — 35, 56, 107, 108, 109, 111, 115, 123, 125, 192, 263, 339, 343, 372, 374, 375, 377, 397, 409, 413, 417, 521, 533.
Алагез (Арагац) массив — 24, 30, 262, 341, 342, 424, 425, 426, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 436, 445, 507, 522, 523, 524, 528, 535, 537.
Алагез — сел. — 443.
Алагез-чай р. — 442.
Алазянская низм., равн., дол., депрессия — 27, 29, 33, 71, 72, 74, 84, 227, 336, 340, 471, 472, 514, 519, 523.
Алазанская теснина — 29.
Алазанско-Агричайская депрессия, мульда, дол., равн. — 455, 459, 478, 479, 526, 544.
Алазани (Кахетинская) р. — 21, 27, 28, 35, 37, 63, 71, 74, 87, 132, 149, 302, 306, 336, 337, 339, 340, 347, 451, 467, 471, 479, 483, 500, 519, 526, 542, 543, 544.
Алазани Верхняя р. — 83.
Алангезский хр. — 35, 394, 397.
Алгет р. — 35, 343, 496, 500, 532, 534.
Алджиган-чай р. — 35, 340.
Алевис-хеви р. — 227.
Али сел. — 173, 179.
Али-бек гора (Агверанский р-н) — 436.
Али-бек гора (Даричичагский р-н)—437.
Аликочак сел. — 433.
Аликули-кент (Аликули-ушаги) сел. — 201.
Алинджа гора — 395.
Алинджа-чай р. — 395.
Алисисгорский покров — 228, 471.
Аллавердский р-н — 103, 107, 110, 111, 116, 375, 376, 389, 390, 392, 398, 400, 401, 403, 502, 511.
Аллавердское месторожд., рудн. — 25, 103, 374.
Аллаверды сел. — 104, 107, 122, 350, 376, 389.
Аллая-гелярын-баши (Алла-гель) гора— 342, 444.
Алла-гель оз. — 415, 444, 508.
Алоти сел. — 234.
Алпани сел. — 177, 339.
Алты-агач сел. — 541.
Алты-агач утес — 56, 136.
Альпийская обл. — 445.
Альпы — 18, 55, 113, 470.
Алят ст. — 348.
Алятская коса — 35.
Амаглеби сел. — 324, 368.
Амагу сел. — 203.
Аман-тау (Шхара) гора — 27, 34.
Амирвар сел. — 117.
Амирвар-су р. — 118.
Амперта р. — 427, 430.
Ампур-даг хр. — 427, 428, 431.
Амтхели р. — 93, 244, 339, 364, 384.
Ананури сел. — 22, 129, 147, 227, 339, 469, 472.
Ананурский р-н — 233.
Ананурско-Душетский р-н — 468, 470.
Ананурско-Жинванский пояс — 478.
Анапа гор. — 471.
Анатолийское побережье — 493.
Анахамста р. — 163.
Ангелаут сел. — 436.
Ангелян сел. — 541.
Англия — 94.
Андаминч сел. — 265.
Андийское Кой-су р. — 5, 7, 26, 27, 36, 338.
Андреевское сел. — 165, 384.
Анзыр, сел. — 264.
Антикавказ — 27, 501, 529, 531, 532, 533, 535, 536, 538, 542, 544, 546.
Аных сел. — 415.
Апаче-кар гора — 116.
Апшерон — 8, 16, 17, 19, 20, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 219, 221, 222, 226, 303, 450, 454, 457, 461, 473, 474, 475, 476, 478.
Апшероно-Кабристанский р-н, обл. — 221, 223, 268.
Апшеронский полуостр. — 28, 140, 154, 210, 216, 217, 218, 220, 221, 223, 224, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 297, 298, 301, 302, 303, 305, 306, 308, 310, 312, 336, 347, 348, 458, 461, 474, 475, 514, 520, 523, 543.

Арабика — гора — 28, 336, 517.
Араб-Шахверды, сел. — 527, 545.
Арагва р. — 21, 35, 87, 142, 210, 214, 227, 229, 230, 231, 233, 280, 281, 283, 339, 422, 466, 468, 470, 471, 472, 483, 492.
Арагва Белая р. — 35, 336, 337, 338, 339, 341, 469, 516, 539.
Арагва Гудомакарская (или Черная) р. — 35, 36, 71, 337, 338, 340.
Арагва Гудошаурская р. — 69.
Арагва Пшавская р. — 35, 72, 79, 132, 144, 337, 469.
Арагва Хевсурская р. — 35, 337.
Аракс р. — 23, 25, 27, 29, 30, 33, 34, 35, 36, 37, 46, 47, 56, 60, 61, 62, 111, 112, 189, 200, 204, 205, 209, 241, 264, 265, 266, 336, 343, 344, 345, 346, 347,348, 394, 408, 425, 436, 437, 438, 452, 455, 459, 502, 507, 510, 515, 521, 523, 525, 527, 528, 533, 536, 537, 538, 545, 546.
Аракс Средний (или Ереванский) р. — 30, 31, 33, 38, 528, 529, 532.
Аракс ущелье — 50.
Араксинская подзона — 7, 9, 10, 449, 452, 453, 506, 507, 508, 509.
Аранзамин сел. — 123.
Арарат Большой гора — 30, 507, 528.
Арарат Малый гора — 436.
Арван сел. — 413, 417.
Аргун р. — 5, 26, 36, 72, 338.
Аргуни сел. — 468, 470.
Аргунско-Жинванский покров — 469, 470, 472.
Аргунско-Жинванская подзона, зона, пояс — 143, 147, 153, 157.
Арданыш сел. — 407.
Арда-чай р. — 413.
Арджеванский хр. — 256, 368, 369.
Ардон р. — 5, 33, 67, 68, 462, 477.
Аркалинская подзона, зона — 143, 148, 232, 233, 470, 472, 499.
Армения (Армянская ССР) — 5, 6, 10, 15, 23, 26, 31, 38, 40, 45, 49, 51, 52, 53, 54, 58, 60, 61, 62, 92, 114, 119, 124, 125, 161, 187, 191, 209, 211, 241, 242, 257, 258, 262, 265, 266, 267, 336, 341, 351, 353, 379, 392, 408, 427, 429, 433, 445, 449, 452, 453, 454, 455, 506, 509, 530, 533, 534, 535, 536.
Армения Восточная — 378, 433, 434, 436, 437.
Армения Западная — 207, 211, 265.
Армения Турецкая — 35, 341.
Армения Центральная — 39.
Армения Южная — 15, 23, 205.
Армутлинско-Иджеванский р-н — 115.
Армутлы сел. — 375.
Армутлы-Кульпинский р-н (Армутлы—Кульп) — 121, 122, 190, 374, 376, 390, 401.
Арм-хи р. — 5.
Армяно-Карабахская горн. страна, нагорье, р-н — 27, 29, 31, 341, 343, 344, 514.
Армянская складчатая зона — 7, 9, 10, 58, 262, 447, 449, 451, 452, 453, 454, 459, 498, 502, 505, 506, 507, 508, 509, 535, 536.
Армянское нагорье — 27, 31, 34, 377, 424, 425, 433, 444, 480, 482, 488, 492, 510, 513.
Арпа сел. — 203.
Арпа-чай Восточный р. — 35, 46, 47, 48, 53, 57, 61, 62, 112, 114, 189, 203, 209, 263, 342, 344, 345, 353, 397, 398, 404, 411, 416, 433, 434, 435, 436, 437, 439, 440, 441, 442, 443, 444, 445, 506, 507, 510, 511.
Арпа-чай Западный р. — 27, 35, 206, 433, 434, 435, 524, 528, 532, 536, 537.
Арсиан-даг вулк. — 496.
Арсианский хр. — 34.
Артани сел. — 132.
Арта-тала сел. — 389.
Артвин гор. — 493, 495, 496.
Артвинский р-н — 495.
Артема остр. — 475.
Арутюни-кюмен (Кызыл-кая) сел. — 111.
Арцеви сел. — 183.
Арциваник гора — 124.
Арча-клух гора — 375.
Арчис сел. — 390.
Архашан р. — 427.
Архашан-даг хр. — 427, 428.
Архашен-су р. — 278.
Архашин гора — 415.
Архотский перевал — 21.
Арша сел. — 421.
Аспиндза сел. — 259, 495.
Асрик-чай р. — 40.
Асса (Архотис-цхали) р. — 7, 26, 36, 338.
Ассинско-Камбилеевский р-н — 445.
Астара гор. — 413.
Астара-чай р. — 26, 35, 413.
Асурети сел. — 236, 237.
Асхи хр., плато — 165, 166, 171, 172, 173, 174, 184, 487.
Атаг-чай р. — 159.
Атан сел. — 390, 391.
Аташкинский р-н — 302, 304.
Атени сел. — 259.
Атени Нижнее сел. — 262.
Аткизское месторожд. — 397.
Атреви р. — 369.
Аты-чай р. — 134.
Аубинский р-н. — 301.
Ауш сел. — 203.
Ауш-чай р. — 203.
Афурджа сел. — 137, 138, 473.
Ачавчарский перевал — 95.
Ачимезмах гора — 364.
Ах-аг горн. массив — 26, 28, 336.
Ахал-Бедесеули сел. — 174, 367.

Ахал-калаки (Цители-калаки) сел. — 368.
Ахалкалакское нагорье, плато, плоскогорье — 25, 30, 181, 184, 360, 364, 370, 371, 439, 445, 455, 459, 494, 495, 496, 497, 501, 510, 520, 522, 523, 524, 535, 536.
Ахал-Сакдари сел. — 326, 327, 328.
Ахал-Сенаки сел. — 170, 174, 246, 249, 250, 286, 290, 346, 367, 487, 490, 526.
Ахал-Сенакский р-н — 174, 246.
Ахал-сопели сел. — 287.
Ахалцихе гор. — 96, 242, 257, 259, 260, 261, 370, 524, 533, 534.
Ахалцихская котловина — 24, 207 ,209, 211, 259, 371, 514, 522, 523.
Ахалцихский р-н — 8, 242, 257, 260, 261, 262, 267, 493, 494.
Ахалцихско-Имеретинский хр. — 29.
Ах-баба Большой массив — 341, 342.
Ахинджа р. — 35.
Ахмахлы сел. — 122.
Ахметы сел. — 227.
Ахох-чай р. — 159.
Ахпаты сел. — 389.
Ахтала ст. — 374.
Ахтала-чай р. — 389.
Ахты Нижние сел. — 416.
Ах-чала оз. — 36.
Ахчитызго рч. — 542.
Ахура сел. — 50.
Аштарах сел. — 432.

Б

Баба-даг гора — 28, 63, 73, 336, 337, 338, 473, 518.
Бабаджан-дараси р. — 439.
Бабаджан караван-сарай — 298, 299.
Баба-киши сел. — 397, 399.
Баба-чай р. — 338, 392.
Баби сел. — 367.
Бабурли сел. — 425.
Бавис-цхали р. — 369.
Багадская скала — 165, 244.
Багдадский р-н — 260, 289, 292, 297.
Баглеби сел. — 182, 328, 330.
Багырсак сел. — 122.
Бада-кенд сел. — 392.
Баджи сел. — 287.
Баджи-хеви сел., рч. — 102, 287, 291.
Базалети сел. — 174.
Базалетское оз. — 499.
Базар-дюзы гора — 28, 73, 74, 340, 477, 540.
Базар-чай (Бергушет) р. — 27, 30, 35, 112, 124, 201, 342, 354, 411, 434, 525.
Базар-юрт массив — 338.
Байдара р. — 76.
Баканский покров — 228, 471.
Бакинская бухта — 476.
Бакинский р-н — 297, 301, 302, 304, 305, 306, 312.
Баклановка р. — 173.
Баку гор. — 20, 31, 121, 224, 347, 475.
Баку-гель оз. — 427.
Бакур-хеви р. — 337.
Бакурьяни сел. — 259, 262, 369, 371, 534, 536.
Бакурьянский р-н — 262.
Балаханский р-н — 302.
Балаханы сел.— 475, 520.
Балда сел. — 246.
Балдан-чай р. — 413,
Балкария — 88.
Балу-кая — сел. — 122.
Балхан Большой — 455, 457.
Балхан Малый — 457.
Балык-чай р. — 413.
Бамбуа мост — 247.
Бани сел. — 183, 185.
Бано сел. — 275.
Баргушетский хр. — 30.
Бари сел. — 102.
Бартаз пост — 56, 189.
Бартанлу сел. — 436.
Барцхан-цхали р. — 537.
Басут-чай р. — 112, 344, 381, 394, 395, 397, 401, 528, 546.
Батуми — 341, 347, 479, 481, 491, 521, 534, 536.
Бачир сел. — 313.
Бахани сел. — 80, 83, 84, 129.
Бахвис-цхали р. — 256.
Баш-абаран сел. — 433.
Бебер-даг гора — 496.
Бегерепста р. — 163.
Бегмаилы ст. — 345.
Бедия сел. — 318, 319, 322.
Безобдал года — 262.
Безобдальский (Бзовдальский) хр. — 29, 262, 502, 506, 508, 534.
Белая р. — 316, 350.
Белоканы сел. — 63, 72, 74, 84, 133, 134, 135, 136, 467.
Белоканское месторожд. — 65, 72.
Белый Ключ сел. — 54, 185, 186, 187, 496.
Бельбель-чай (Бельбеляк-чай) р. — 35, 137, 347.
Белясувар сел. — 27.
Берглю гора — 432.
Бергушет р. — см. Базар-чай.
Бериават-чай р. — 413.
Беслахуба сел. — 313, 318.
Беслетка р. — 176, 244.
Беченагский перевал — 436.
Бечо сел. — 81, 90, 467.
Бечойская дол. — 539.
Бешаури сел. — 174.
Беш-бармак утес — 85, 541.
Беюк-кишлаг (Кущи) сел. — 109.
Беюк-шор оз. — 520.
Бжиневи сел. — 43, 44, 363.
Бжолис-хеви р. — 175, 183, 185.
Бзвани сел. — 182, 183, 293.
Бзыбский хр. — 28.

Бзыбское месторожд. — 97.
Бзыбь р. — 27, 34, 36, 63, 65, 74, 76, 77, 89, 93, 141, 163, 164, 165, 243, 285, 316, 336, 367, 461, 464, 485, 515, 517, 538.
Билява сел. — 203, 265.
Билява-чай р. — 114.
Бинагадинское оз. — 520.
Бинад-Али гора — 114.
Бин-гель-даг хр. (Турция) — 35.
Блордза сел.— 259, 370.
Бнависи сел. — 259, 262.
Богдашенский р-н — 433.
Богил сел. — 326.
Боговешта сел. — 318, 319.
Богои сел. — 237.
Богу-даг гора — 535.
Богутлу Большой массив — 425, 429.
Богутлу Малый конус — 426, 432.
Боджи сел. — 252.
Бодорно сел. — 339.
Боз-даг хр. — 347, 501.
Бокнети сел. — 259.
Бокос-цхали р. — 387.
Болгир-чай р. — 27.
Болиа р. — 71, 84.
Болнис-чай р. — 389.
Болор-сар гора — 426.
Боргир-чай р. — 27.
Боргниси сел. — 468.
Боржоми гор. — 24, 96, 211, 262, 343, 368, 371, 534.
Боржоми - Абастуманская антиклиналь — 495.
Боржомка р. — 341.
Боржоми-Бакурьянский р-н — 285.
Боржомская антиклиналь — 368.
Боржомский завод — 446.
Боржомский р-н — 368.
Боржомское ущелье — 29, 181, 533, 546.
Борчалинский р-н (б. уезд) — 190, 355, 389.
Бостон сел. — 293.
Боян-ата гора — 219, 226, 270, 273, 299, 301.
Браводзали сел. — 287.
Брачули сел. — 232.
Броликети кряж — 253.
Бубис-цхали р. — 387.
Бугдашен сел.—425, 433.
Буджи р. — 291.
Будми р. — 288.
Булухаури сел. — 326.
Бум-чай р. — 84.
Бэнужи р. — 326.

В

Вазару-чай р. — 27.
Ваке сел. — 339, 543.
Вакис-джвари сел. — 369.
Ванати сел. — 423.
Ванатская крепость — 424.
Вандам сел. — 25, 159.
Вандамо-Лагичский р-н — 157.
Вандамская низм.— 301.
Вандам-чай р. — 300.
Вани сел. — 183, 289, 292, 294.
Ванклу сел. — 111.
Вардзиа сел.— 289, 291, 293.
Варташен сел. — 84.
Вацис-цвери перевал — 388.
Вачеви сел. — 175.
Вахани сел. — 183, 292, 294, 297.
Ведзат-хеви р. — 232.
Веди-чай р. — 35, 53, 61, 62, 205, 344, 354, 434, 506, 507.
Веди-чайский р-н — 57, 206.
Вейсалу сел. — 200.
Велидаг ст. — 46.
Вера р. — 35.
Верийский мост — 543.
Виляж-чай р. — 27, 35, 417.
Вишлови сел. — 368.
Владикавказ (Орджоникидзе) гор. — 227.
Военно-Грузинская дорога — 15, 21, 22, 63, 64, 65, 66, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 76, 79, 80, 83, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 139, 141, 142, 143, 145, 148, 149, 150, 151, 157, 229, 230, 417, 419, 450, 458, 461, 465, 466, 470, 471, 472, 477.
Военно-Сухумская дорога — 388.
Вознесения остр. — 435.
Волчьи Ворота ущелье — 27, 30, 46, 344, 528, 537.
Воронцовское плато — 439.
Воскресенская антиклиналь — 409.
Восточноевропейская платформа — 361.

Г

Гагринский р-н — 59, 94, 163, 164, 168, 170, 171, 173, 179, 180, 185.
Гагринский хр. — 28, 164, 243.
Гагры сел. — 94, 164, 168, 243, 314, 315, 336, 346.
Гагры Новые сел. — 315.
Гадиши сел. — 287.
Газминское месторожд. — 398.
Гари сел. — 316, 321.
Галидзга р. — 34, 91, 92, 165, 215, 245, 285, 286, 290, 291, 292, 294, 295, 313, 318, 319, 320, 321, 322, 365, 484, 486, 487.
Галин-кая гора — 441.
Галлиполи (Турция) 334.
Гальванер-сар гора — 375.
Ганджа-чай р. — 35, 110, 343, 533.
Ганджинский (Кировабадский) р-н — 190.
Гарадис сел. — 114.
Гарани сел. — 281.
Гармела р. — 174.
Гарни-чай р. — 35, 205, 344, 354, 434.
Гарпи-чай р. — 409.
Гарула р. — 102, 388, 468.
Гасан-кент сел. — 440.
Гасанриз сел. — 122, 200.

Гасан-су р. — 109, 391.
Гвадараши верш. — 45.
Гвандра р. — 27, 34, 43, 336, 363, 515.
Гвардиа Верхняя сел. — 248.
Гвардиа Нижняя сел. — 252, 287.
Гверисна сел. — 42.
Гверула р. — 34.
Гвесо сел. — 250.
Гвилети сел. — 418.
Гвилетская антиклиналь — 462.
Гвилетский массив — 356, 463.
Гвиргина сел. — 108, 362.
Гвириши сел. — 248, 252.
Гега р. — 76, 141.
Гедак-булах сел. — 444.
Геджир р. — 286.
Гезал-дара гора — 30.
Гезал-дара сел. — 342.
Гезе-авцик перевал — 66.
Гек-гель оз. — 36, 110.
Гелатский мон. — 367.
Гелатское месторожд. — 97.
Гель-Зиарат гора — 428.
Гельская равн. — 35.
Гендуши сел. — 252.
Генклик сел. — 125.
Геок-чай р. — 35, 154, 159, 300, 306, 519, 542.
Георгиевская колония — 109.
Георгиевское сел. — 384.
Геран-чай р. — 110.
Гердаман-чай р. — 35, 300, 302, 305, 308, 311, 519.
Герзаульский хр. — 285, 291.
Геродил сел. — 475.
Геске гора — 78, 83, 128, 130.
Гетин-киль гора — 138, 517.
Гизель-дон р. — 5, 68, 70.
Гильгин-чай р. — 161.
Гималаи горная цепь — 52.
Гинал-даг верш. — 29.
Гиндеваз сел. — 441.
Гинешик сел. — 46.
Главный водораздел — 68, 74, 340, 465, 467, 480, 516, 518.
Главный Кавказский хр. — 5, 7, 8, 11, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 28, 33, 34, 35, 36, 39, 42, 43, 44, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 63, 64, 65, 66, 67, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 81, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 97, 126, 127, 131, 134, 136, 137, 138, 139, 142, 145, 146, 148, 154, 155, 159, 162, 174, 178, 181, 184, 185, 207, 209, 227, 228, 241, 243, 248, 249, 250, 251, 253, 254, 255, 273, 281, 284, 287, 296, 297, 301, 304, 306, 307, 308, 310, 313, 336, 355, 356, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 364, 365, 368, 371, 383, 385, 387, 388, 400, 422, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 457, 458, 461, 462, 464, 466, 467, 473, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 488, 490, 494, 497, 505, 515, 516, 519, 526, 527, 530, 538, 542, 543, 544, 545.
Гоголати сел. — 176.
Гогна сел. — 367.
Гогца верш. — 44.
Годерский перевал — 341, 370, 534, 536.
Годореби горы — 341, 522.
Гозау (Восточные Альпы) — 204, 205.
Гокча оз. — см. Севан.
Гокчинская котловина, равн. — 30, 38.
Голат-убани сел. — 367.
Головино сел. — 397, 413.
Гома гора — 534.
Гомбори сел. — 281, 283, 472.
Гоми сел. — 182, 324.
Гомис-цихе гора — 369.
Гомрула р. — 102.
Гому сел. — 102.
Горбани сел. — 337.
Горджоми сел. — 259, 261.
Горди (Вагнуэти) сел. — 168, 170, 172, 174, 367, 488.
Гори гор. — 22, 161, 183, 211, 215, 226, 227, 275, 285, 289, 293, 296, 368, 455, 494, 526, 543.
Горийская равн. — 27, 28, 33, 42, 339, 358, 424, 514, 523, 526, 530, 531, 544, 545.
Горийский р-н — 259, 262, 494.
Горийско-Сурамская котловина — 214, 215.
Горийско-Сурамская полоса, р-н — 213, 276, 277, 278, 281, 282.
Горис-джвари сел. — 183, 259.
Горис (Герюсы) гор. — 112, 124, 201, 351, 436, 440, 522, 536.
Горис-хеви р. — 175.
Горячий Ключ сел. — 228, 236.
Готимерия гора — 369.
Гочас гора — 199.
Гочас-чай (Гочас) р. — 266, 407, 415.
Грамула р. — 468.
Грузия (Грузинская ССР) — 5, 6, 10, 15, 21, 26, 33, 41, 68, 70, 71, 88, 101, 108, 115, 158, 190, 236, 274, 312, 324, 336, 338, 366, 513, 530.
Грузия Восточная — 21, 37, 212, 213, 226, 227, 231, 273, 274, 275, 277, 278, 279, 282, 283.
Грузия Западная — 11, 54, 56, 57, 58, 59, 60, 65, 76, 87, 88, 95, 101, 109, 113, 125, 154, 166, 168, 171, 174, 175, 176, 207, 208, 210, 212, 213, 214, 230, 239, 246, 250, 273, 284, 285, 287, 292, 294, 295, 296, 364, 367, 453, 454, 459, 482, 485, 487, 488.
Губазеула р. — 256, 369.
Губи сел. — 313, 314.
Губис-цхали р. — 34.
Гудаур ст. — 31, 422.
Гудаутский р-н — 243, 422.
Гудауты сел. — 243, 285, 314, 315, 316, 347.
Гуд-гора — 516, 539.
Гудиси хр. — 28.

Гудомакарская подзона — 465, 466, 467.
Гудомакарский хр. — 28.
Гудос-дзири перевал — 130, 450, 465.
Гулиани сел. — 326, 327, 330.
Гульрипш сел. — 318, 319, 320.
Гумати сел. — 366.
Гумбри сел. — 172, 174, 185, 367.
Гумиста р. — 89, 94, 165, 173, 176, 244, 245, 322, 384, 387.
Гумиста Восточная р. — 384.
Гумиста Западная р. — 384.
Гургьяны мыс. — 520.
Гурдземи сел. — 286.
Гурия (Гурийский р-н) — 24, 161, 182, 212, 213, 214, 215, 216, 249, 260, 284, 289, 291, 292, 294, 295, 296, 312, 313, 314, 315, 323, 324, 327, 328, 330, 331, 333, 334, 335, 368, 369, 454, 493, 494, 495.
Гурия Северная — 260, 329.
Гюлаплу сел. — 198, 199.
Гюлистан (Иткран) сел. — 202, 203, 204.
Гюлюдуз Верхний сел. — 442.
Гюлюдуз Нижний сел. — 442.
Гюль-ятаг сел. — 382.
Гюль-ятаг-джур рч. — 382.
Гюмыш-чай р. — 338.
Гюмюр сел. — 161.
Гюмюшлуг сел. — 46, 47.
Гюмюшхан сел. — 398.
Гюмюшханский р-н — 397, 398.
Гюмюшханское месторожд. — 398.
Гюнейский хр. — 413, 534.
Гюрзун-даг гора — 275.
Гямыш верш. — 29, 342, 502, 521, 533.
Гяшки-беюк сел. — 135.

Д

Дабаханка рч. — 236.
Давида гора — 235.
Дагдаган сел. — 123, 199.
Дагестанская АССР (Дагестан) — 21, 26, 35, 38, 54, 56, 126, 134, 137, 138, 140, 209, 210, 218, 226, 273, 457, 473, 475.
Дадиаш хр. — 515.
Дали-даг хр., гора — 29, 115, 116, 121, 192, 342, 522.
Дали-чай р. — 342, 427.
Дамир-булах гора — 407.
Данзик сел. — 47.
Даралагез хр. — 23, 30, 45, 46, 49, 51, 52, 60, 61, 209, 263, 265, 266, 267.
Даралагезский р-н — 433.
Дарашам сел. — 50.
Даргкох ст. — 22.
Даричичагский р-н — 437.
Дарквети нагорье — 253.
Дарры-даг гора — 264.
Даррыдагское месторожд. — 507, 511.
Даррыдагский р-н — 112.
Дарьял ущелье (по р. Тереку) — 5, 39, 64, 68, 338, 356, 460, 462, 463, 477.
Дарьяльская антиклиналь — 462.
Дарьяльская зона — 467.
Дарьяльский массив — 70, 355, 356, 357, 462, 463.
Дастафур сел. — 117, 118, 350.
Дауты ур. — 111.
Дауч гора — 384.
Дашагиль р. — 84.
Даш-кенд сел. — 199.
Даш-керпи сел. — 206.
Дашкесан сел. — 55, 109, 117, 350, 353, 512.
Дашкесан Верхний сел. — 392, 397, 512.
Дашкесанская синклиналь — 109.
Дашкесанский р-н — 25, 110, 117, 118, 121, 122, 125, 350, 376, 392, 393, 401.
Дашкесанское месторожд. — 109.
Дганакури сел. — 326.
Дгнали сел. — 131, 132, 133, 134.
Дебеда-чай (Борчала) р. — 35, 107, 372, 374, 375, 376, 377, 389, 390, 399, 401, 413, 416, 436, 437, 438, 439, 521, 533.
Девдорак ледн. — 70, 338.
Девдоракское месторожд. — 65.
Дедалаури сел. — 367.
Деиси сел. — 289, 292, 294.
Демляр гора — 114.
Демур-даг гора — 278.
Депрессии Кубани и Терека подзона — 7, 9.
Дерпт (Тарту) гор. — 15.
Джава сел. — 86, 227, 283, 423.
Джавахетия — 36, 38.
Джавский р-н 141, 231, 424.
Джагатай-Сойлак сел. — 263.
Джагир-чай р. — 207.
Джагры-чай р. дол. — 57, 60, 61, 114, 202, 204, 264, 344.
Джаерди сел. — 318.
Джал сел. — 318, 320.
Джалмалдин сел. — 264.
Джанаула р. — 248, 251.
Джанги-тау гора — 27.
Джандар сел. — 43.
Джандарский массив — 55.
Джанджурский перевал — 262, 267.
Джанни сел. — 441.
Джантуха ур. — 365.
Джан-ятаг сел. — 382.
Джар-хач сел. — 108, 502.
Джаха Большая р. — 231.
Джвари сел. — 339, 340, 525.
Джавариса сел. — 293, 368.
Джигали сел. — 290.
Джебраил гор. — 200.
Джебраильский р-н — 112, 124, 200, 201.
Джеват сел. — 35.
Джейран-Кечмас р. — 35, 226, 347, 475, 519, 520, 543.
Джейран-чала равн. — 543.
Джемпазра ур. — 286.

Дженги-чай р. — 219, 221, 222, 347.
Дженгичайский р-н — 220.
Джиджуар р. — 216.
Джикватури кряж — 183.
Джинпала р. — 384.
Джирманис сел. — 62.
Джиханджири сел. — 326, 328.
Джихвела р. — 176.
Джогас-чай р. — 375.
Джойс-убани сел. — 101.
Джомаг-дон р. — 337.
Джорат сел. — 299, 305.
Джоджора р. — 34, 65, 90, 91, 102, 141, 161, 167, 337, 339, 423, 484, 485.
Джоржорети сел. — 330.
Джорчи разв. замка — 142, 144, 146, 147, 148, 149, 151, 152, 158.
Джулати сел. — 327.
Джульфа гор. — 23, 35, 49, 50, 51, 52, 53, 60, 61, 112, 113, 114, 209, 264, 265, 267, 351, 353, 506.
Джульфинский р-н — 115.
Джульфинское ущелье — 23, 204, 344, 353, 383, 507, 509.
Джумати ст. — 329.
Джуми р. — 172, 250.
Джута р. — 5.
Дзама р. — 185, 256, 259, 368, 534.
Дзеври сел. — 248, 253, 288.
Дзегам ст. — 192.
Дзегам-чай р. — 35, 109, 116, 343, 381, 392, 401, 403, 533.
Дзегви р. — 534.
Дзегви сел. — 185, 236, 237, 256, 494.
Дзирагеули сел. — 252.
Дзирула р. — 34, 40, 41, 43, 90, 96, 108, 166, 177, 248, 288, 291, 360, 362, 363, 366, 424, 489, 490, 491.
Дзирула ст. — 96, 288, 366.
Дзирульский массив, поднятие — 22, 28, 34, 39, 40, 41, 42, 43, 53, 55, 56, 58, 85, 87, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 162, 167, 173, 181, 212, 213, 254, 255, 284, 288, 291, 292, 293, 296, 355, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 366, 367, 423, 424, 450, 452, 459, 468, 484, 488, 489, 490, 491, 494, 496, 499, 514, 518, 520, 523, 542, 544.
Дзирульский р-н 108, 452, 454.
Дзирульско-Джульфинский вал — 56.
Дзорагет (Джелал-оглы-чай или Каменка) р. — 206, 389, 439.
Дзрохиствали оз. — 36.
Дзуса р. — 212, 288, 291.
Дзышра массив — 28, 97, 185, 517.
Дибрарская зона, система — 56, 473, 475.
Дибрар Восточный — 223, 224.
Дибрар массив (Дибрарский кряж) — 8, 28, 56, 74, 75, 85, 126, 130, 134, 136, 137, 139, 155, 156, 157, 212, 218, 219, 220, 221, 222, 224, 269, 301, 307, 308, 450, 461, 467, 473, 474, 475, 476, 478, 518, 520, 541.
Дибрарский р-н — 134, 135, 136, 138, 155, 475, 479, 514, 518, 519, 523.
Дивичи ст. — 474, 527.
Дидгвабуни сел. — 185.
Диди-гори сел. — 183.
Диди-Чхони сел. — 286.
Дид-Шара хр. — 84.
Дид-хеви рч. — 21, 43.
Диклос-мта гора — 5, 26, 27, 71, 467.
Дилагард сел. — 344.
Дилижан гор. — 29, 397, 413.
Дилижанский р-н — 263.
Дими сел. — 293.
Добруджа полуостр. — 456.
Довшанлу сел. — 122.
Докуз-Пунар нагорье — 181, 370, 494.
Долра р. — 34.
Домбай-ульген гора — 27.
Донгуз-дык гора — 304, 305.
Донзуз-орун гора — 27.
Донос-мта массив — 26.
Дорошам сел. — 264.
Дуаб мыс — 23, 95, 313, 314, 315, 320, 325, 327, 334.
Дуз-даг гора — 501.
Думала рч. — 424.
Думацхо сел. — 79, 81, 84, 337.
Дуреви сел. — 424.
Дускянд сел. — 427.
Душети гор. — 56, 57, 86, 131, 277, 278, 297, 307, 339, 472.
Душетский р-н — 54, 85, 126, 148, 150, 207, 212, 213, 214, 234, 239, 276, 278, 282, 453, 461, 478, 485.
Душетско-Ананурский р-н — 229, 469.
Душетско-Телавский р-н — 514, 519, 523.
Духоборье степь — 38.

Е

Евлах гор. — 527, 545.
Европа Западная — 18, 46, 225, 295, 455.
Европа Центральная — 46.
Егиш-Аракел р. — 188.
Елбачи сел. — 423.
Еленендорф (Ханлар) сел. — 193, 505.
Еленовка (Севан) сел. — 397, 398, 399, 413, 437, 536.
Елиджа хр. — 415.
Елиджинское ущелье — 415.
Ели-су сел. — 84, 134.
Емазлу сел. — 202.
Емликли гора — 341.
Енгиджа сел. — 203.
Енисели сел. — 132.
Еншкева сел. — 259.
Ереван гор. — 15, 31, 33, 211, 265, 428, 446, 508, 525, 536.
Ереванская котловина, равн., низм. — 30, 33, 35, 38, 515, 523, 525, 528, 537, 538.

Ж

Жаты сел. — 283.
Жилли-гель гора — 441.
Жинванская зона — 232, 233.
Жинвани сел. — 22, 86, 469, 470, 472.
Жошка сел. — 293.
Жуеквара р., ущелье — 163.
Жургя хр. — 28, 540.

З

Заглик сел. — 55, 117, 118, 352.
Загяр-даг гора — 226, 270, 273.
Задский перевал — 415.
Закавказская депрессия — 125, 454, 478, 530.
Закавказская ж. д. — 275.
Закавказская полого складчатая зона, «плита» — 7, 8, 9, 10, 63, 141, 447, 448, 449, 450, 451, 453, 454, 456, 458, 459, 468, 477, 478, 479, 492, 498, 499, 505.
Закавказье (Закавказские республики) — 3, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 15, 16, 18, 19, 22, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 50, 52, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 64, 65, 68, 73, 74, 76, 86, 92, 96, 103, 108, 112, 115, 126, 127, 139, 141, 161, 162, 206, 208, 210, 211, 216, 226, 227, 231, 241, 242, 243, 250, 254, 266, 274, 312, 323, 334, 336, 338, 346, 349, 354, 355, 357, 362, 376, 389, 400, 411, 417, 447, 449, 452, 453, 454, 455, 456, 458, 459, 460, 461, 462, 463, 479, 480, 482, 488, 496, 497, 506, 509, 510, 513, 514, 515, 523, 529, 530, 531, 532, 536.
Закавказье Восточное — 24, 37, 38, 56, 103, 110, 114, 115, 121, 125, 161, 187, 190, 296, 297, 300, 301, 302, 310, 347, 349, 350, 353, 354, 355, 372, 377, 379, 381, 389, 396, 397, 400, 403, 404, 405, 407, 411, 413, 437, 442, 444, 445, 479, 489, 492, 497, 498, 509, 510, 515, 523, 527.
Закавказье Западное — 11, 37, 38, 86, 87, 88, 89, 91, 92, 94, 95, 96, 97, 161, 162, 165, 167, 170, 171, 173, 175, 176, 177, 178, 181, 182, 184, 185, 241, 243, 248, 249, 250, 254, 267, 283, 284, 285, 290, 294, 295, 296, 297, 312, 324, 331, 334, 335, 363, 364, 365, 367, 368, 448, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 488, 489, 491, 492, 497, 498, 501, 505.
Закавказье Центральное — 37, 38, 423.
Закавказье Юго-восточное — 60, 124, 241, 266, 405.
Закавказье Южное — 38, 161, 241, 265, 267, 370, 492, 494, 495, 497.
Закаспий — 457.
Закаталы гор. — 461.
Закки-дон р. — 515, 540.
Заман-су сел., месторожд. — 399.
Занга-чай р. — 24, 35, 40, 206, 207, 342, 344, 379, 399, 413, 415, 416, 425, 434, 436, 438, 532, 536.
Зангинский р-н — 428.
Зангезурский р-н — 56, 112, 119, 123, 125, 189, 353, 381, 392, 393, 401, 403, 523, 532.
Зангезурский хр. — 29, 56, 514, 525.
Зангезурское месторожд. — 25, 112.
Зангелан гор. — 125, 345.
Зарати сел. — 366.
Зардоб сел. — 527.
Зваре сел. — 289, 291.
Зварети сел. — 99.
Зеда-Ксовриси — сел. — 259.
Зеда-Ргани нагорье — 253.
Зедубани сел. — 367.
Зейва гора — 426, 429.
Зейва сел. — 56, 189.
Зейхур сел. — 338.
Зекарский перевал — 369.
Земо-Крихи сел. — 177.
Земо-Бари сел. — 252.
Земо-Хандаки — сел. — 262.
Зерданашен сел. — 199.
Зестафони ст. — 288, 289, 291, 294, 490.
Зестафонский р-н — 292.
Зесхо р. — 387.
Зиарет гора — 29.
Зикара гора — 28.
Зилга-хох гора — 26.
Зима р. — 96, 165, 336, 364, 365, 367, 383.
Зинджирлу сел. — 46.
Знаква сел. — 172.
Зопхитура р. — 388.
Зугдиди гор. — 170, 171, 323, 339, 340.
Зурнабад Верхний сел. — 392, 397, 403.
Зыхские солончаки — 475.

И

Иджеван (Караван-сарай) гор. 108, 111, 125, 192, 353, 377.
Идумала р. — 366.
Икоти сел. — 472.
Иланлу-даг гора — 395, 398.
Ильто р. — 132, 150, 227, 471.
Ильхи-даг гора — 159.
Имарат сел. — 110, 111.
Имеретия — 87, 88, 91, 92, 93, 95, 96, 97, 161, 162, 165, 166, 168, 170, 171, 172, 176, 178, 179, 180, 208, 241, 242, 243, 246, 247, 248, 249, 254, 267, 283, 284, 294, 312, 213, 324, 331, 333, 334, 365, 366, 371, 482, 483, 484.
Имер-хеви р. — 495.
Инари р. — 365.
Инашаури сел. — 182, 183, 289.

Ингур р. — 27, 34, 39, 45, 63, 65, 66, 74, 77, 88, 89, 90, 91, 93, 95, 97, 165, 168, 170, 171, 173, 175, 211, 213, 241, 242, 245, 246, 249, 250, 284, 285, 286, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 316, 336, 337, 339, 340, 346, 347, 356, 357, 365, 387, 419, 461, 464, 467, 483, 484, 486, 488, 515, 517, 525, 538, 539, 542, 545.
Инджа-су р. — 343.
Индия 23, 31, 51.
Инек-даг сел. — 407.
Инчухи сел. — 176.
Инчхури сел. — 251.
Иолаис-хеви р. — 471.
Иора р. — 8, 21, 28, 35, 37, 86, 87, 132, 150, 152, 153, 213, 214, 278, 280, 281, 283, 337, 455, 471, 472, 483, 492, 499, 500, 505, 542.
Иора ст. — 283.
Иорское плоскогорье — 29.
Ипнара сел. — 369.
Иран — 15, 27, 31, 35, 49, 458, 476, 502, 506.
Ириси сел. — 424.
Ирсинское месторожд. — 512.
Исрита сел. — 182.
Исти-су источн. — 393.
Италия — 429.
Итхвиси нагорье — 253.
Ишкеты сел. — 313, 314.

К

Кабарджин гора, вулк. — 419, 421, 516, 539.
Кабарта-чай р. — 122, 343, 382.
Кабах-тапа гора — 505.
Кабах-тапа сел. — 118, 121, 426.
Кабристан (Кабристанские пастбища) — 8, 20, 21, 57, 59, 134, 136, 154,155, 157, 158, 159, 160, 207, 209, 210, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 299, 300, 301, 302, 304, 305, 306, 308, 450, 453, 454, 455, 457, 458, 461, 471, 473, 474, 475, 476, 478.
Кабристанско-Апшеронский участок (область) — 454, 459, 476.
Кавказ (Кавказские горы, область) — 9, 11, 15, 16, 17, 18, 19, 22, 26, 27, 28, 30, 31, 33, 38, 39, 45, 53, 54, 55, 57, 63, 68, 72, 76, 85, 88, 90, 96, 111, 133, 136, 139, 140, 145, 146, 154, 156, 157, 158, 209, 217, 218, 224, 227, 228, 240, 267, 268, 272, 283, 336, 339, 347, 364, 411, 417, 426, 445, 447, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 461, 462, 470, 473, 474, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 489, 492, 493, 498, 506, 514, 515, 520, 522, 523, 529, 530, 533.
Кавказ Большой (зона Большого Кавказа) — 7, 8, 9, 10, 27, 28, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 59, 60, 62, 63, 72, 74, 75, 76, 86, 94, 125, 126, 138, 140, 141, 154, 226, 273, 312, 336, 339, 343, 355, 383, 447, 449, 450, 451, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 460, 461, 468, 473, 474, 476, 479, 483, 498, 499, 500, 501, 502, 505, 514, 515, 523, 541, 544.
Кавказ Большой, подзона погружения — 7, 8, 9, 361, 473.
Кавказ Большой, подзона Северного склона — 7, 9, 63, 75, 76, 159, 449, 460, 461, 463, 467, 474.
Кавказ Большой, подзона Южного склона — 7, 8, 9, 11, 21, 43, 53, 63, 65, 66, 74, 75, 76, 90, 94, 97, 125, 126, 138, 139, 140, 141, 159, 162, 227, 243, 267, 283, 383, 423, 453, 455, 457, 458, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 467, 473, 474, 476, 477, 479, 481, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 498, 499, 500, 511, 538, 539, 540.
Кавказ Малый — 10, 25, 27, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 107, 110, 115, 139, 159, 187, 190, 198, 201, 207, 226, 273, 312, 336, 341, 353, 389, 434, 453, 454, 455, 458, 459, 480, 488, 498, 500, 501, 502, 505, 506, 509, 513, 514, 520, 521, 522, 523, 524, 527, 536.
Кавказ Северный — 19, 33, 39, 42, 43, 60, 62, 64, 69, 70, 71, 76, 80, 129, 130, 134, 137, 208, 209, 212, 217, 234, 239, 243, 245, 249, 250, 269, 273, 297, 349, 358, 359, 363, 445, 457, 461, 462, 477.
Кавказ Центральный — 39, 88, 90, 96, 235, 340, 400, 429, 450, 481, 482, 487, 497, 539.
Кавтис-хеви сел. — 262, 267.
Кавтура р. — 534.
Каджа-гурт гора — 110.
Кадоэти сел. — 231.
Казан-гель оз. — 37.
Казан-гель-даг (Казан-даг) гора — 30, 342.
Казан-яйла гора — 23, 57, 204, 205, 452.
Казах гор. — 23, 528.
Казахский р-н — 355, 452.
Казбек гора — 26, 27, 417, 421, 516, 538, 539.
Казбек (Казбеги) сел. — 26, 68, 338.
Казбекский надвиг — 463.
Казбекский р-н — 65, 417, 514, 516, 523.
Казбекский вулк. центр — 418.
Казбекско-Гудошаурская подзона — 465, 466.
Казма-дара р. — 114.
Кайблар гора — 219.
Кайлара р. — 36.
Кайс-хеви рч. — 233.
Какмани сел. — 360.
Кала сел. — 308, 312.

Кала-дараси гор. — 312.
Кала-кент сел. — 116, 117.
Кала-кент-чай р. — 117, 350, 381, 407.
Калакут Нижний сел. — 428.
Калали сел. — 425.
Каланджа Нижняя сел. — 435.
Калдахвара ур. — 243.
Калей Хуадад сел. — 338.
Калжирис-тба оз. — 37.
Калинская антиклиналь — 475.
Калышты сел. — 502.
Каменка р. — см. Двораget.
Камыш-бурун мыс — 299.
Капуджих верш. — 30, 342, 514, 523, 525.
Кара-Багляр сел. — 50.
Карабас ур. — 415.
Кара-бакир хр. — 415.
Карабах (Нагорно-Карабахская авт. обл.) — 29, 31, 57, 264, 265, 266, 336, 342, 415, 521, 524, 525, 532.
Карабахский хр., плато, нагорье — 29, 30, 35, 38, 189, 198, 199, 342, 411, 417, 434, 436, 440, 522, 528.
Кара-бурун сел. — 425.
Кара-гель оз. — 427, 428, 440.
Кара-гюней гора — 407.
Кара-даг хр. — 427, 444.
Караджаляр сел. — 428.
Карадонлы пост — 27.
Кара-кала сел. — 344.
Каракаш гора — 46.
Кара-кая гора — 26, 495, 520.
Кара-кая-су р. — 442.
Караклис гор. — 399, 436.
Караклисский р-н — 399, 514, 522, 523.
Караклисское шоссе — 413.
Кара-койна рч. — 541.
Каракуш сел. — 203.
Каранлуг Нижний (Мартуни) — 415.
Кара-су (Туриан-чай) р. — 35, 426, 428, 527, 545.
Кара-су Нижний р. — 27.
Карату-бани сел. — 261.
Караугом гора — 27.
Кара-чай р. — 27, 187, 194, 338.
Караязская степь — 309.
Кариндж сел. — 107, 262, 390, 391, 439.
Каркара-чай р. — 35, 348, 528, 533, 546.
Кармир-ванк мон. — 264.
Карнеба рч. — 44.
Карны-ярых гора, вулк. — 428, 437.
Карпаты горы — 456.
Карталинская подзона — 7, 8, 9, 10, 186, 449, 450, 451, 469, 470, 492, 498, 499, 500, 505.
Карталинский хр. — 28.
Картвельско-Азербайджанская плита — 451.
Карчеванский пост — 205.
Карягино гор. — 199.
Карягинский р-н — 124.
Касапет-чай р. — 382.
Касара ущелье — 477.
Каспи ст. — 211, 275, 526.
Каспийский бассейн — 33, 35.
Каспийское море (Каспий) — 5, 26, 28, 29, 30, 31, 34, 35, 74, 134, 159, 272, 336, 347, 348, 455, 457, 458, 463, 474, 476, 519, 520, 521, 527, 530, 534, 545.
Каспийское побережье — 10, 25, 31, 56, 85, 126, 136, 137, 139, 154, 224, 266, 455.
Катар-Кавартские месторожд., р-н — 124, 514, 523, 525.
Кафан гор. — 55.
Кафанский р-н — 119, 125.
Кацириха хр. — 367.
Кацхи сел. — 90, 91.
Кахаберская равн. — 537.
Кахетия горная (Кахетинский склон Главного хребта) — 34, 64, 152, 230, 235.
Кахетинская (Кахетинско-Душетская) зона — 21, 85, 132, 133, 142, 147, 148, 151, 152, 153, 157, 158, 159, 227, 231, 233, 234, 471, 472, 478, 500.
Кахетинская (Алазани-Агричайская) низм., равн. — 31, 340, 516, 519.
Кахетинские горы, хр., плоскогорье, возвышенность, горная страна — 27, 28, 37, 115, 132, 139, 152, 212, 214, 215, 227, 230, 233, 273, 276, 279, 281, 282, 283, 310, 336, 340, 455, 461, 479, 527, 543.
Кахетинский покров — 479.
Кахетинско-Ширакские возвышенности — 340, 347.
Кахетия (Кахетинский р-н) — 19, 22, 43, 54, 56, 58, 59, 63, 64, 71, 83, 85, 86, 96, 126, 131, 132, 133, 139, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150, 152, 153, 154, 155, 157, 207, 209, 210, 213, 229, 230, 231, 235, 239, 241, 275, 277, 278, 280, 282, 283, 297, 307, 309, 357, 453, 454, 461, 467, 468, 470, 471, 472, 483, 485, 492, 505.
Кахи сел. — 84.
Ках-Ингила — сел. — 339.
Каш-Катан сел. — 390.
Квадаура р. — 175, 367.
Квакеврис-хеви (Квакеври) р. — 209, 228, 229, 230, 231.
Квалити сел. — 260, 293.
Квара сел. — 132.
Кварцханское месторожд. — 512.
Квасатали сел. — 423.
Ква-цихе верш. 102, 103.
Квацхути сел. — 252.
Квахчири сел. — 487.
Кваштиби сел. — 174.
Квеби сел. — 289.
Квезани сел. — 295, 487, 491.
Квемо-Бари сел. — 252.
Квемо-Крихи сел. — 252, 287.
Квемо-Шаври сел. — 252, 287.
Квена-мта (Квенский, Квенамтский) перевал — 338, 340, 465.
Квесреви сел. — 177.

Квини-цхали р., ущелье — 183, 289, 291,
Квирила р. — 28, 34, 90, 91, 93, 95, 96, 211, 212, 213, 248, 253, 285, 287, 288, 289, 291, 292, 293, 294, 343, 363, 366, 424, 484, 486, 487, 488, 490.
Квитера гора — 141, 144, 146, 149, 150, 152, 158.
Квишети сел. — 337.
Кегна-Агдаван сел. — 122.
Кегна-Агдаванское ущелье — 111.
Кедабек сел., месторожд. — 56, 109, 110, 111, 116, 117, 207, 377, 383, 391, 403, 505, 512.
Кедабекский р-н — 117, 377, 381, 391, 392, 393, 398, 401, 403.
Кедабек-чай р. — 397.
Кеилиси сел. — 369.
Кейты сел. — 262.
Кела сел. — 326, 327, 330.
Келасури р. — 34, 285, 292, 318, 323.
Келасури сел. — 318.
Кели нагорье, плато — 36, 337, 423, 516, 539, 540.
Кели оз. — 417, 516.
Кельский р-н — 417.
Кельско-Казбекский вулк. р-н — 423.
Кемиш-даг гора — 218.
Кемульта сел. — 468.
Кемчи хр. — 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 210, 225.
Кенделен-чай (Ишхан-чай) р. — 112, 344.
Кенджаб-арю р. — 405, 407, 413.
Кенчи-цхаро родники — 371.
Кепета хр. — 26, 33.
Керченский полуостр. — 270, 320, 326, 334.
Керченско-Таманская обл. (р-н) — 331, 334.
Керчь — 268, 314, 456.
Кетан-даг гора — 415.
Кеты-даг гора — 415.
Кечан-даг (Базар-дюзы) гора — 26, 28, 338, 340, 516.
Кешиш-кенд сел. — 199.
Кехис-джвари сел. — 183.
Кеховани сел. — 259, 261.
Кибула гора — 330.
Кигач сел. — 435.
Кизис-хеви р. — 471.
Кизыл-бурун ст. — 137.
Кизыл-Зиарат гора — 426.
Кизыл-Лягам гора — 426, 432.
Кизылы горы — 426, 429.
Кикети сел. — 239.
Килик-даг гора — 193, 194.
Килязи ст. — 19, 134.
Килязинская коса — 159.
Кимас сел. — 423.
Кинта р. — 210, 234, 235, 472.
Кинтриша р. — 255.
Кинчха сел. — 170.
Кирар гора — 45.
Кирдеван (Шираз) сел. — 115.
Кирова им. залив (Кизыл-Агачский) — 28, 35, 475.
Кировабад (Ганджа) гор. — 23, 29, 31, 36, 110, 187, 190, 194, 510, 527, 528.
Кировабадская равн. — 121.
Кировабадский р-н — 108, 109, 111, 116, 122, 125, 191, 193, 194, 195, 353, 374, 377, 381, 403, 405, 502, 509.
Кирс Большой гора — 112.
Кирс Малый гора — 112.
Кироваканский р-н — 408.
Киртышо ур. — 361.
Кисловодск гор. — 53.
Кистинка (Кистин-хи) р. — 5, 338.
Кицхи сел. — 182, 293.
Кичик-Карамурад сел. — 117.
Кияхлы сел. — 118.
Клит-даг гора — 541.
Клухорский перевал — 34.
Клыч кишлак — 221, 222, 304.
Клыч р. — 34, 43, 44, 357, 363.
Книшик сел. — 46, 189, 203.
Коби сел. — 421.
Коби ст. — 27, 63, 76, 465.
Кобисани сел. — 183.
Коблиан-чай р. — 35, 255, 259, 261, 341, 369, 370, 534.
Кобулети сел. — 330, 331, 534, 536.
Коджагурт гора — 381.
Коджерипш ур. — 93.
Коджоры сел. — 236, 237.
Кодианский хр. — 262.
Кодмани р. — 183, 368.
Кодор р. — 23, 34, 39, 44, 63, 77, 88, 89, 91, 95, 165, 167, 168, 170, 173, 214, 242, 243, 244, 245, 249, 250, 285, 294, 295, 318, 320, 336, 339, 346, 347, 356, 357, 361, 364, 383, 384, 387, 388, 461, 483, 484, 515, 538.
Кодорский хр. — 28, 72.
Кодух-ванк сел. — 441.
Койтул сел. — 428.
Кокати сел. — 326.
Колагиран (Калагиран) ст. — 8, 262, 413, 416, 437, 438, 439.
Колкай-хох (Джимарай) массив — 26, 27.
Колхида — 37, 38.
Колхидская низм., равн. — 27, 28, 33, 34, 36, 479, 490, 514, 523, 525, 530, 531, 542, 544.
Комадзор сел. — 413.
Комито массив — 26.
Конгуро-Алангезский (Зангезурский) хр. — 30.
Концхе хр. — 71, 84.
Копет-даг хр. — 457, 458.
Копшар р. — 96, 364.
Копшар хр. — 364, 367.
Коринта сел. — 227.
Корнеба р. — 175.
Коротба рч. — 321, 322.
Корта сел. — 97, 98, 99, 100, 101, 102, 172, 252.
Кособиант-Вели гора — 424.
Котанто сел. — 472.

Котелия (Рехи) сел. — 184, 496.
Кот-кенд сел. — 187, 391.
Коун гора — 298.
Кохта гора — 369.
Кош-сел. — 428.
Кош-Инаклю сел. — 432.
Красная поляна сел. — 89, 364.
Красноводск гор. — 457.
Красное село (Славянка) сел. — 391.
Краснополянский надвиг — 66.
Краснодарский край — 26.
Красные колодцы — 56, 86, 115, 500.
Крестовый перевал — 31, 79, 81, 338, 418, 422, 465, 516.
Кристиси сел. — 99, 252.
Крис-хеви сел. — 262.
Крихи сел. — 177.
Кроли-Гарихеви сел. — 288.
Крым — 55, 101, 456, 489.
Ксан р. — 28, 35, 86, 87, 141, 142, 227, 228, 229, 230, 231, 337, 468, 472, 492, 516, 539.
Ксилиси гора — 534.
Куба гор. — 31, 33, 37.
Кубань р. — 7, 54.
Куба-чай (Кудиал-чай) р. — 35, 338, 526, 527, 545.
Кубинская равн. — 530, 531, 544, 545.
Кубинский р-н — 5, 7, 19, 76, 126, 136, 137, 138, 159, 302, 463.
Кударский р-н — 423.
Кудиал-чай (Куба-чай) р. — 35, 338, 526, 527, 545.
Кульп сел. — 190, 191, 192, 207, 353, 375, 390, 505.
Кульп гор. (Турция) — 507.
Кумберленд (Англия) — 46.
Кумиси сел. — 237.
Кунак-Гермас гора — 110, 117, 118, 121, 353.
Кура р. — 10, 20, 23, 24, 25, 28, 29, 31, 34, 35, 36, 37, 43, 52, 161, 162, 181, 183, 207, 211, 213, 214, 235, 241, 242, 248, 254, 256, 257, 259, 262, 273, 278, 280, 281, 283, 285, 336, 340, 343, 346, 347, 348, 358, 368, 369, 370, 371, 408, 451, 455, 473, 475, 489, 493, 494, 495, 496, 497, 499, 501, 510, 518, 519, 521, 522, 523, 524, 526, 527, 528, 532, 533, 534, 542, 543, 544, 545, 546.
Кура-Араксинская низм., равн., котловина — 29, 33, 336, 341, 344, 515, 521, 522, 523, 527, 530, 531, 544, 545.
Кура-Рионский водораздел — 544.
Курдистан — 57, 407, 506, 509.
Кури гора — 26.
Куриби сел. — 366.
Куринская низм — 27, 29, 31, 37, 343, 344, 528, 542, 546.
Куринская подзона, депрессия, «плита» — 7, 8, 10, 24, 25, 32, 56, 71, 74, 75, 76, 86, 154, 310, 449, 450, 451, 455, 456, 459, 461, 470, 472, 474, 475, 476, 477, 479, 492, 497, 498, 499, 500, 501, 501, 502, 505, 506, 542, 543.
Курмух-чай р. — 337.
Курсеби сел. — 366.
Куртли-булах-— сел. — 206.
Куру-чай р. — 415.
Кусаро-Кубинский р-н — 336.
Кусарская равн. — 37, 340, 514, 523, 526, 527.
Кусар-чай (Шахын-абад-чай) р. — 35, 338, 340, 526, 527, 545.
Кутаиси-гор. — 15, 37, 92, 172, 210, 246, 248, 253, 287, 291, 331, 339, 366, 367, 490, 517, 525, 541.
Кутаисский р-н — 93, 96, 132, 168, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 185, 249, 365, 366, 367.
Кутаисско-Чиатурский р-н — 22.
Куткашин (Куткашен) сел. — 73, 84, 85, 133, 467.
Кучия р. — 328.
Кушкар-чай р. — 392.
Кушнари гора — 534.
Кущи-Беляк сел. — 441.
Кущи-дараси сел. — 407.
Кущилар-сел. — 123.
Куяльницкий лиман — 313.
Кция-Храм р. — 533.
Кыз-кала гора — 29.
Кыз-каласи верш. — 123.
Кызыл-Булах (Кизил-Булах) сел. — 403, 415.
Кызыл-даг гора — 444.
Кызылджа-даг гора — 444.
Кызыл-кая гора, массив — 338, 517.
Кызыл-кая гора (р-н гор. Агдама) — 123.
Кызыл-Караба сел. — 415.
Кырх-булак родники — 446.
Кыр-кишлак сел. — 273, 304, 305.
Кырх-кыз хр. — 112, 502.
Кюзун сел. — 526.
Кюлали сел. — 415.
Кюмбез кочевка — 415, 440.
Кюнах-кенд сел. — 338.
Кюрак-чай р. — 35.
Кюрдамир сел. — 501.
Кюрен-даг хр. — 457.
Кюзджик сел. — 415, 438.
Кялбаджар сел. — 441.
Кяпаз гора — 36, 116, 121, 521, 533.
Кярим-кенд сел. — 415.
Кясаманская зона — 500, 501, 505.

Л

Лаба р. — 350.
Лабечин гора — 174.
Лабода гора — 27.
Лагич гор. — 139, 159, 461, 467, 475.
Лагичские горы — 159.
Лагодехи сел. — 25, 73, 458, 467.
Ладжанури р. — 34, 177, 248, 251.
Лаза сел. — 338, 340.
Лалаурис-хеви подзона, покров — 143, 147, 149, 157, 469, 471.

Ланчхути ст. — 182, 324, 329.
Лапиан-хеви р. — 281.
Ларс сел. — 26.
Ларчвали сел. — 250.
Лата сел. — 89, 364.
Лата ур. — 388.
Лачин гора — 118.
Лачин гор. — 189, 198, 199, 393.
Лаше сел. — 172, 174, 367, 491.
Лахта оз. — 96, 365.
Лахта рч. — 384.
Лахумурис-дуды гора, хр. — 28, 517, 540.
Лдзаава сел. — 316.
Лев-чай р. — 105, 122, 502.
Легвани сел. — 289, 292.
Легв-цхали — р. — 280.
Лексыр ледн. — 515.
Лелоби гора — 369.
Лелованский покров — 228.
Ленгебизский кряж (гряда) — 302, 304, 311.
Ленинакан (Александрополь) гор. — 114, 405, 428, 433, 434, 435, 444, 507, 524.
Ленинаканское плато (равнина) — 30, 38, 523, 524, 535.
Ленкоранская низм. — 29, 33.
Ленкоранский р. — 241, 266, 405, 407, 413, 417, 435, 437, 439.
Ленкоран-чай (Вазару) река — 35, 405, 439.
Ленкорань — 10, 24, 31, 52, 336, 451, 459, 501, 502, 506, 527.
Лерик-чай р. — 109.
Лесора сел. — 141, 423.
Летети сел. — 183.
Лечхум — 22, 87, 88, 92, 95, 97, 139, 161, 162, 165, 166, 168, 170, 176, 177, 207, 208, 210, 212, 213, 241, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252, 283, 284, 287, 290, 291, 293, 294, 365, 482, 483, 487, 488.
Лечхумо-Рачинская синклиналь, 165, 170, 172, 177, 247, 248, 250, 251, 252, 254, 287, 290, 481, 482, 485, 487.
Лечхумский надвиг — 293.
Лечхумский хр. — 28.
Лехура р. — 468.
Лиахва Большая р. — 27, 28, 35, 78, 86, 87, 91, 102, 127, 141, 161, 212, 213, 214, 227, 230, 248, 276, 277, 278, 282, 337, 339, 368, 423, 458, 464, 467, 468, 472, 488, 490, 492, 526, 545.
Лиахва Малая р. — 28, 35, 141, 368, 423, 467, 468, 526, 545.
Лок-чай рч. — 43, 361.
Ломиси хр. — 28.
Лопани сел. — 108.
Лопанис-цхали р., ущелье — 40, 41 42, 108, 362.
Лопанский р-н — 43, 363.
Лопота р. — 21, 43.
Лоптакис (хеви) рч. — 339.
Лорийское плато, равн., степь — 30, 38, 262, 439, 524, 535.
Лохони массив — 366.
Лухвано сел. — 248, 250, 251.
Лухунис-цхали (Лухумури, Лухумис-цхали) р. — 34, 102, 468.
Лысогорский перевал — 112, 118, 189, 198, 393, 502.
Ляйла (Сванетский) хр. — 28, 45, 67, 88, 89, 464, 515.
Ляльвар гора — 29, 107, 116, 376.
Ляльвар р. — 103.

М

Маганское месторожд. — 93, 97.
Магда сел. — 428.
Магмаган гора, вулк. — 434.
Магомедлы сел. — 305.
Магландори гора, вулк. — 423.
Мадагиз сел. — 188, 195, 196, 197, 198, 505.
Мадат-кенд — сел. — 199.
Маджарка р. — 285, 294, 318, 319.
Маджи сел. — 413.
Маймех гора — 413.
Макарт сел. — 340.
Макви сел. — 318.
Малайский архипелаг — 62, 537.
Малая Азия — 18, 480, 482, 492.
Мали сел. — 252.
Малишки сел. — 209, 263.
Малка р. — 53, 349.
Малкинский массив — 363.
Малмазовка сел. — 275, 278, 280.
Маман-чай р. — 53, 206, 379, 397, 399,
Мамати сел. — 330.
Мамздышха гора — 164, 167.
Мамиссонский перевал — 26, 33, 67, 68, 77, 355, 356, 423, 462, 515.
Мамкоди сел. — 282.
Мамкоди-Хамшинский надвиг — 275, 276.
Манглис гор. — 360.
Мангышлак полуостр. — 54, 55, 457.
Манджарка р. — 244.
Мантходжи сел. — 247, 367, 487.
Манычарская равн. — 434, 445.
Манычарский покров — 437.
Маразинское плато — 272.
Маразы сел. — 300.
Марал-даг гора — 262, 415.
Маралиджа гора — 413.
Мара-юрт гора — 522, 535.
Маргалитис-клде гора, 142, 145, 146, 147, 151, 152, 153, 157, 58.
Маргелиси сел. — 289.
Мардакерт сел. — 188, 19 , 198.
Марелиси ст. — 91.
Мариам-цминда гора — 469.
Марткоби сел. — 274, 275.
Мартот-убани ст. — 91, 366.
Мартуни сел. — 199.
Марухский перевал — 89.
Марц сел. — 107.
Мархаули сел. — 292.
Массазыр оз. — 520.

Мастара сел., разъезд — 425.
Махати сел. — 339.
Махис-Магали гора — 26.
Махме Малое сел. — 365.
Махмуджух сел. — 433.
Махтука сел. — 428.
Машавери (Мешавери) р. — 389, 521.
Маяш гора — 304.
Мгвимеви нагорье — 253.
Мегринский массив — 401.
Мегринский р-н — 398.
Мегри-чай р. — 393, 394, 395, 401.
Меджуда р. — 468.
Мейдан-чай р. — 110, 122.
Меквени сел. — 487.
Мелугисти сел. — 175.
Мепис-цхаро гора — 369.
Мериси р. — 369.
Мериси сел. — 397.
Меркули сел. — 322.
Мерхаула сел. — 318.
Местийская дол. — 539.
Местик (Мульхра) р. — 34, 39.
Местиа сел. — 17, 63, 77, 90.
Месхийские горы — 28.
Мечхетура рч. — 40.
Мехмана сел. — 353, 509.
Мехманинская интрузия — 383.
Мехманинский р-н — 382, 393.
Мехманинское месторожд. — 383.
Мзымта р. — 63, 64, 65, 66, 77, 89, 91, 94, 127, 141, 355, 356, 364, 365, 366, 462, 463, 482, 483, 484, 486.
Мигринский р-н — 511.
Микича ледн. — 39, 389.
Милиони р. — 421.
Милионский Сырх гора — 421.
Мильская степь — 25, 345, 348.
Мильско-Муганская степь — 506.
Минадзе сел. — 259.
Мингечаур сел. — 339.
Мингрелия (Мегрелия) — 22, 87, 88, 95, 139, 161, 162, 165, 168, 170, 171, 172, 173, 175, 176, 177, 179, 180, 207, 208, 212, 213, 214, 215, 216, 241, 242, 243, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 283, 284, 286, 287, 290, 291, 293, 294, 295, 296, 312, 313, 315, 323, 324, 331, 332, 334, 335, 339, 340, 365, 481, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 491, 518, 541.
Мингрельская антиклиналь — 487.
Мингрельская (Мегрельская) равн., депрессия — 28, 482.
Мингрельская синклиналь — 246, 250, 286, 293, 481, 484, 488.
Мингрельский хр. — 540.
Минджеван сел. ст., — 344.
Мирзаани сел., месторожд. — 21, 280, 307.
Мирзаанская подзона — 500.
Мирикенд сел. — 198, 199, 405, 407.
Мисхана сел. — 206, 353, 379, 506, 509.
Мисхано-Арзакендская антиклиналь — 409.
Мисхано-Маманская (Памбакская) зона — 409.
Мисханский массив, хр. — 55, 411, 436.
Мисханский р-н — 206, 267, 379, 400, 404, 411, 436, 511, 523.
Мисханское месторожд. — 383, 399.
Митарба Большая сел. — 259, 262.
Мицоби сел. — 262.
Михайловка сел. (ССР Азербайджан) — 193.
Михайловка сел. (ССР Армения) — 413, 502.
Михайловское сел. (ССР Грузия) — 244.
Михельрипш сел. — 176.
Михтукян хр. — 415.
Мкинвари-мта гора — 27.
Млети сел. — 79.
Млетский спуск — 422.
Мляшис-хеви сел., месторожд. — 21, 280.
Мна-дон р. — 421.
Могни сел. — 432.
Мокви р. — 23, 34, 165, 214, 290, 291, 294, 313, 320, 322.
Мокви сел. — 314, 320.
Моквинский мон. — 313.
Мокрые горы (хр. Кечути) — 29, 30, 341, 342, 370, 439, 521, 522, 523, 524, 536.
Молла-Джала сел. — 193, 194.
Молита сел., ст. — 91, 167, 171, 367.
Монастери сел. — 254.
Морелеси сел. — 175.
Мсхлити сел. — 176, 289, 292, 294.
Мтавари гора — 173, 174, 175, 178, 179, 181, 185, 367, 485, 489.
Мта-Цминда гора — 29.
Мтехури р. — 34.
Мтид-гверди гора — 337.
Мтиулетская подзона, зона — 143, 147, 465, 466, 467, 469, 470, 471.
Муганская равн., степь — 25, 27, 347.
Мугута сел. — 472.
Муллар-чай р. — 26.
Мульхра р. — 357, 515.
Мунчия р. — 286.
Мумухан сел. — 206.
Мурат-тапа гора — 441.
Мури сел. — 248.
Муров-даг (Мров-даг) хр. — 29, 35, 105, 110, 111, 342, 377, 381, 383, 506, 508, 521, 532, 533.
Муровдагская подзона — 451.
Муруг сел. — 338.
Муруклу сел. — 392.
Мурул сел. — 392.
Мушабаг сел. — 117, 118.
Мухрано-Сагурамская депрессия, мульда, дол. — 33, 455, 499.
Мухранская депрессия — 478.
Мухратаг сел. — 197.
Мухровани сел. — 278, 283.
Мухура р. — 92, 93.
Мушта р. — 349.
Мцхета — 212, 213, 214, 215, 273, 275, 276, 277, 278, 281, 282, 339, 343, 494, 499, 546.
Мцхетский р-н — 276.
Мюссыра сел. — 316.

Н

Набамбреби гора — 274.
Набеглари кряж — 366, 367.
Набослеви сел. — 366.
Навена-хеви сел. — 175, 176, 246, 248.
Навтлуг пригород — 238.
Навтлугская антиклинань — 237
Навтлуг-Тбилисский р-н — 210.
Нагорный Карабах (Нагорно-Карабахская авт. обл.). — 5, 10, 24, 26, 54, 241, 265, 353, 382, 405, 407, 459, 506, 508, 509, 523, 524.
Надеждино (Шорджа) сел. — 201, 206, 263, 378, 405, 407, 502.
Наджи-хеви сел. — 323.
Наемари равн. — 543.
Найбенд (Персия) — 62.
Накала-хеви сел. — 290.
Накерал массив (Накеральское плато) — 95, 166, 180, 184, 185.
Накра р. — 34, 45, 356, 357.
Накуролеши сел. — 248.
Намазалу сел. — 263.
Наманеви сел. — 368.
Нарван-дон р. — 421.
Нарван-хох гора — 423.
Наргяваги-кая гряда — 298.
Наруджа сел. — 346.
Нарышты (Нарашты) сел. — 110, 502.
Наспери сел. — 293.
Натахтари гора — 278.
Натусеви гора — 534.
Нахичеванская АССР (Нахичеванский р-н) — 5, 10, 23, 26, 55, 61, 111, 112, 115, 204, 207, 265, 395, 398, 404, 506.
Нахичеванская котловина, низм. — 30, 38, 515, 525, 528, 537, 538.
Нахичевань — 15, 31, 33, 113, 123, 264, 436, 506, 528, 537.
Нахичеван-чай р. — 30, 35, 202, 204, 344.
Нахширис-геле сел. — 253.
Нафталан месторожд. — 21, 25, 310, 500, 501.
Нафтис-хеви рч. — 128, 131, 132, 133, 134.
Нацарула р. — 39.
Небодзири сел. — 171.
Неграм-чай р. — 112, 204.
Неманеви сел. — 287.
Нениси сел. — 183.
Ненскрыра (Ненскра) р. — 34, 44, 45, 88, 89, 337, 339, 356, 357, 387, 461.
Неписка́ло («Семь братьев») массив — 422, 423.
Непис-цкаро гора — 29.
Нефте-даг гора — 457.
Нефте-чала ур. — 20.
Ниал-даг гора — 159.
Нигоити сел. — 324, 329, 368.
Нижнеахтинский р-н — 408.
Никор-цминда сел. — 172, 177, 293, 368.
Нити сел. — 52.
Новогореловка сел. — 391.
Ново-Ивановка сел. — 116, 117.
Ново-Михайловка сел. — 379, 399.
Ново-Саратовка сел. — 116, 117.
Ново-Спасское сел. — 117, 381.
Нога сел. — 368.
Норадуз сел. — 445.
Норашен гора — 48, 395, 510.
Норашен ст. — 438.
Нор-Баязет гор. 31, 437, 438, 444.
Нор-Баязетский р-н — 435.
Норио сел. — 274, 276, 278.
Норис-цхали р. — 214, 281.
Нори-Хашминская антиклиналь — 274, 275.
Нотанеби гор., ст. — 329, 346, 525.
Нотанеби р. — 35, 314, 324, 326, 327, 328, 329, 369.
Нуха гор. — 72, 74.
Нухинская дол. — 33.
Нухинско-Вандамская низм. — 309.

О

Общхва сел. — 316.
Обча сел. — 293.
Огбин сел. — 52, 114.
Одесса гор. — 313, 328, 334.
Одесский р-н — 216, 328.
Одесское побережье — 456.
Озенги гора — 27.
Озургети гор. — 260, 326.
Озургетский р-н — 260.
Оквареши р. — 318.
Окриба (Окрибское поднятие) — 22, 92, 93, 95, 96, 166, 170, 212, 287, 366, 481, 484, 486, 487.
Окроканы сел. — 237.
Окуми р. — 165, 284, 291.
Окум сел. — 97.
Ольгинское сел. — 244, 278.
Они гор. — 65, 90, 102, 290, 337, 368.
Онийский р-н — 101.
Опурчхети сел. — 366.
Оргве сел. — 182.
Орапо р. — 328.
Орбели сел. — 248, 251, 293, 376.
Орвили р. — 471.
Ордаклю сел. — 443, 444, 536.
Орджоникидзе гор. — 274.
Орджоникидзевский край — 26.
Ордубад гор. — 115, 241, 264, 265, 525, 536.
Ордубадский р-н — 205, 395, 398.
Ордючь сел. — 161.
Ормоянская синклиналь — 276, 277, 278, 282.
Орпола сел. — 259.
Осетия Северная — 66, 68, 70, 72, 462.
Осетия Южная — см. Юго-Осетия.
Осиари ст. — 275.
Отман-бозы-даг гора — 303, 304, 305, 308.
Очемчири сел. — 28, 321, 517, 525, 526, 541.
Охереби ур. — 235.
Охкуринская антиклиналь — 462.

Оходжи р. — 321.
Охомура сел. — 366.
Охуми р. — 34, 321, 484.
Охури сел. — 323.
Охчаберд (Охча-барт) сел. — 211, 265, 354.
Охчи сел. — 342.
Охчи-чай р. — 35, 112, 124, 125, 342, 344. 345, 394, 525.
Ошаган сел. — 426.
Ошорский перевал — 259.
Оюхлю вулк. конус — 426.

П

Павлеури сел. — 128, 131, 132, 133, 134, 147, 466, 468.
Паис сел. — 264.
Палан-Тюкянская зона, участок — 501, 505, 506.
Палеостом оз. — 36.
Памбак р., дол. — 407, 522.
Памбакская синклиналь — 409.
Памбакский комплекс — 408, 410.
Памбакский хр. — 29, 263, 342, 408, 411, 424, 436, 534.
Памир — 55.
Панавский хр. — 91, 484.
Пантиани гора — 471, 472.
Папанцхур оз. — 318.
Папарен сел. — 337.
Парадашт сел. — 264.
Парихиси сел. — 237.
Парцхнали сел. — 182, 289, 291, 297.
Пасанаури сел. — 79, 129, 134, 147, 227, 340, 466.
Пасис-мта гора — 34.
Патара-Они сел. — 172, 287, 368.
Патара-Гареджели солончак — 283.
Перанга массив — 366.
Перевальная ж. д. (проекты) — 227.
Перевиси нагорье — 253, 367.
Перета р. — 260, 289.
Перпинджан-чай рч. — 361.
Персия Восточная — 64.
Петербург (Ленинград) гор. — 18.
Пештасар сел. — 413, 417.
Пиленково сел. — 163.
Пипис гора — 378.
Пипис сел. — 355.
Пираган сел. — 430, 432.
Пирджамал. сел. — 123.
Пирдоудан сел., месторожд. — 397.
Пирдоуданская гора — 397, 403.
Пирикитская (Пирикительская) Алазани р. — 5, 7, 27, 71.
Пирсагат р. — 35, 226, 347, 519, 543.
Пицунда мыс — 315.
Подольская глыба — 456.
Поквеши сел. — 313, 314, 320, 322.
Поквешинский обрыв — 322.
Посхов-чай р. — 35.
Пони сел. — 171, 173.
Понтийский хр. — 493.
Посхов-чай р. — 522, 534.
Поти гор. — 28.
Потэ рч. — 232, 276.
Предкавказская равн. — 480.
Предкавказье зона — 7, 9.
Приабона (Италия) — 250.
Приараксинская котловина, р-н — 27, 57.
Пригокчинский р-н — 52.
Приказбекский р-н, обл. — 7, 418, 422.
Прикаспийская полоса — 37, 54.
Прикубинская полоса — 161.
Прикуринская депрессия — 273, 280.
Прикуринская низм., равн. — 31, 35.
Притбилисский р-н — 21.
Причерноморский р-н — 10.
Пришахдагский р-н — 541.
Псоу р. — 5, 8, 26, 34, 74, 76, 87, 125, 127, 139, 141, 241, 460, 464, 517, 541.
Псырцха р. — 165.
Псырцха (Новый Афон) сел. — 171, 243, 244, 245, 285, 316.
Пута мыс — 520.
Пута ст. — 476.
Путинский р-н — 303.
Пхаца-дон (Паца-дон) р. — 277, 278.
Пховели сел. — 139, 152, 153, 467, 470, 472, 499.
Пхундави сел. — 232.
Пшанское Верхнее сел. — 320.
Пшап р. — 295.

Р

Размети гора — 534.
Раманы сел., нефтеносн. р-н — 475.
Раро сел. — 472.
Рача (р-н в Грузии) — 22, 63, 65, 86, 90, 91, 92, 93, 95, 97, 102, 139, 161, 162, 165, 166, 168, 170, 174, 175, 176, 177, 207, 212, 213, 241, 246, 248, 249, 251, 252, 253, 267, 283, 284, 285, 287, 290, 292, 293, 294, 365, 368, 388, 389, 423, 453, 461, 481, 483, 484, 485, 487, 511.
Рачинский хр. — 28, 34, 166, 540.
Рачинско-Сванская подзона — 97.
Ргани нагорье — 175, 253.
Ргвели сел. — 368.
Ре́ка сел. — 321, 322.
Реси сел. — 64.
Реси-ком дол. — 68.
Решава р. — 367.
Ригеза ур. — 336.
Рион р. — 27, 28, 33, 34, 35, 39, 52, 63, 65, 67, 77, 79, 87, 89, 90, 91, 92, 102, 126, 127, 128, 161, 162, 177, 181, 207, 208, 241, 242, 248, 252, 254, 260, 287, 290, 291, 293, 324, 334, 336, 337, 339, 346, 355, 357, 358, 363, 365, 366, 368, 387, 388, 423, 455, 458, 462, 464, 468, 481, 483, 484, 487, 488, 489, 490, 494, 501, 515, 517, 521, 525, 526, 538, 542, 544, 545.
Риони ст. — 487.
Рионская гидроэлектростанция — 366.
Рионская глыба — 491.

Рионская низм, депрессия, равн., дол. — 28, 31, 86, 162, 181, 273, 283, 336, 339, 343, 347, 459, 485, 494, 518, 520, 521.
Рионско-Дзирульская подзона (Рионская кристалич. «плита», глыба) — 7, 8, 9, 10, 32, 43, 53, 54, 55, 58, 60, 64, 66, 75, 77, 87, 91, 92, 97, 166, 167, 173, 174, 175, 178, 181, 182, 186, 242, 254, 255, 287, 294, 296, 361, 368, 423, 449, 450, 451, 456, 479, 480, 481, 482, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 496, 497, 498, 542.
Рионско-Куринская депрессия, зона, «плита» — 492, 494.
Розендорф (Александерсгильф) сел. — 349.
Розенфельд сел. — 524.
Рици оз. — 36.
Розенберг сел. — 360.
Розмети гора — 369.
Рокский перевал — 22, 79, 128, 467.
Рошкинский ледн. — 337.
Рубосдальский хр. — 91.
Румыния — 314, 331.
Русская платформа — 480, 482.
Рустави сел. — 257, 259, 388.
Рцхилати сел. — 367.
Рьябш сел. — 316.

С

Сабадури гора — 282.
Сабе сел. — 171, 174, 175.
Сабунчи сел., месторожд. — 475.
Сав-чай р. — 394, 395.
Сагандзили сел. — 175.
Сагареджо сел., ст. — 283, 500.
Сагареджо равн. — 283.
Сагвини сел. — 288,
Сагдари сел. — 337.
Сагивала р. — 369.
Сагурамо сел. — 282.
Садана-хач перевал — 407, 508.
Садахло ст. — 439.
Саджварс сел. — 315.
Саджевахо сел. — 182, 324.
Садзели гора — 422.
Сазамтра массив — 484.
Сазано сел. — 288.
Сайрао сел. — 326.
Саирме сел. — 177, 248.
Сакао сел. — 468.
Сакао-тба оз. — 102.
Сакасрия сел. — 91.
Сакаура (Сакао) р. — 34, 102, 103, 337, 388, 517.
Сакафия сел. — 90.
Сакерия массив — 484.
Сакецети месторожд. — 418.
Сакохе гора — 482.
Сакреули р. — 34.
Сакунет сел. — 259, 370.
Сакупре сел. — 335, 346.
Сальянская степь — 302, 458, 475, 476.
Сальяны сел. — 348, 519.
Саманис-хеви р. — 232, 233.
Самебис-сери (Енисели) хр. — 84.
Самебо сел. — 368.
Самсар вулк. — 341, 342, 370, 496, 520, 522, 523, 524, 535, 536.
Самсаро-Карабахская зона — 514.
Самсарские горы — 341.
Самтредиа гор. — 28, 182, 324, 526.
Самур р. — 5, 26, 35, 37, 338, 526, 527, 545.
Самурзакань р-н — 95, 97, 165, 168, 175, 210, 211, 212, 242, 246, 249, 251, 284, 290.
Самхто сел. — 329, 335.
Сандрипш р. — 336.
Саниориус-кеди хр. — 259.
Саноpчи сел. — 293.
Санчарский перевал — 89.
Сапершетис-хеви р. — 230.
Сардарабадская равн. — 38.
Сардиния остр. — 42.
Сари сел. — 27.
Сартачалы сел. — 8, 309, 500.
Сары-ер-Сырчалы гора — 441.
Сарыкаинский мыс — 434.
Сары-таш утес — 85, 136, 541.
Сасхорский надвиг — 499.
Сатавало кряж — 183.
Сатанджио гора — 321, 323, 488, 491.
Сатердзе сел. — 368.
Сатибе р. — 86.
Сацквило р. — 176.
Сацхениси сел. — 278, 281, 283.
Сачино сел. — 321.
Сачхери сел. — 22, 93, 175, 176, 177, 285.
Сахахубло сел. — 321.
Сахвелос-мта гора — 371.
Сванетия — 34, 43, 44, 63, 64, 65, 66, 77, 87, 89, 90, 97, 139, 337, 356, 357, 364, 365, 371, 383, 387, 458, 460, 464, 481, 515, 539.
Сванетия Верхняя — 63, 88, 89, 90, 356, 357, 364, 387, 511, 515, 539.
Сванетский хр. — 28.
Сванетско-Рачинский хр. — 388.
Свимониант-хеви р. — 276, 277, 282.
Свири сел. — 183, 260, 293, 494.
Свирский р-н — 292.
Севан оз. (Гокча) — 8, 24, 29, 30, 35, 36, 54, 57, 201, 206, 241, 263, 266, 342, 350, 353, 354, 377, 378, 391, 397, 398, 403, 405, 407, 411, 413, 415, 416, 417, 425, 434, 436, 437, 440, 443, 444, 445, 459, 497, 508, 521, 522, 524, 534, 536.
Севан острова — 413.
Севан сел. (б. Еленовка) — 29.
Севанско-Карабахская подзона — 7, 9, 10, 201, 508, 509.
Севанско-Карабахский хр. — 506.
Севанско-Курдистанская подзона —449, 451.
Севен р. — 336.
Северная Америка — 50.
Сеид-абадская складка — 237.
Секен р. — 34, 44, 88, 89, 357, 461, 464, 515, 517.

Селимский перевал — 411, 452.
Семеновский перевал — 29.
Сербаиси сел. — 289.
Сеутлу сел. — 391.
Сибирь — 42.
Сигнах гор. — 226, 542, 543.
Симонети сел. — 248, 253, 288.
Сиони сел. — 472.
Сисимаданское месторожд. — 25, 399.
Ситапле гора — 367.
Сицилия — 23.
Сияки Большие степь — 304.
Скурди сел. — 488.
Славония — 314.
Славянка сел. — 391, 392, 397.
Собанели р. — 367.
Соганлы гора — 403.
Созио (Сицилия) — 23.
Солахай ур. — 304.
Соляной кряж (Индия) — 23.
Сомерцхле гора — 28.
Сомих-дон р. — 337.
Сомхетия — 8, 43, 103, 184, 451, 454, 495, 497, 501, 502.
Сомхетская «плита», глыба — 225, 479, 480, 481, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498.
Сомхетский массив — 39, 40, 55, 360.
Сомхетский хр. — 29.
Сомхетско-Азербайджанская подзона — 7, 8, 9, 10, 43, 242, 262, 355, 361, 449, 451, 453, 459, 480, 498, 501, 502, 505, 506, 508, 533, 535.
Сопипир гора — 415.
Сори сел. — 90, 484.
Сормони сел. — 366.
Сочи гор. — 336.
Сочинский р-н — 485.
Спити (Индия) — 52.
Спрымсаглы гора — 441.
Средиземное море — 347.
Средиземноморская обл. — 259.
Среднеараксинская (Среднеаракская) низм., степь — 38, 525.
Средняя Азия — 31, 42.
Ставропольское плато, подзона — 7, 9.
Сталинир гор. — 423.
Сталинирский р-н — 424.
Сталиниси (Хашури) гор. — 285, 534.
Степанакерт гор. — 29.
Стыр-Дигор (р-н) — 39.
Су-Ботан сел. — 397, 398, 399.
Субус-даг гора — 51, 61.
Сувал верш. — 526, 545.
Суванверды сел. — 425, 433.
Сулак р. — 210.
Суллори р. — 183.
Суматра остр. — 62.
Сумача-хо (Сумачхо) сел. — 176, 247, 487.
Сумгаит р. — 139, 159, 519, 520.
Сунядинское плато — 298, 300.
Супса р. — 35, 212, 255, 256, 260, 289, 296, 326, 328, 341, 346, 368.
Супса ст. — 324.
Сурами гор. — 171, 173, 177, 181, 248, 273, 289, 296, 499, 546.
Сурамская ж. д. — 91, 174, 181, 288, 292, 294, 297, 367.
Сурамская крепость — 289.
Сурамский водораздел, перемычка, плато — 8, 86, 96, 162, 181, 283, 284, 287, 288, 290, 291, 292, 296, 479, 480, 481, 485, 486, 489, 490.
Сурамский (Месхийский) массив — 27, 31, 482, 499.
Сурамский перевал — 171, 173, 177, 181, 248, 253, 254, 273, 285, 289, 349, 494, 521.
Сурамский р-н — 88, 167, 170, 171, 172, 175, 176, 177, 180, 248, 260, 262, 367, 490.
Сурамский туннель — 181, 254, 289.
Сураханский р-н — 302.
Сураханы сел., месторожд. — 308, 312, 475.
Сурмуши сел. — 248.
Сурп-Саркис разв. церк. — 116.
Суру-чай р. — 338.
Сухуми гор. — 95, 177, 214, 284, 285, 292, 294, 315, 316, 318, 319, 322.
Сухумский округ — 23, 163.
Сухумский перевал — 26.
Сухумский р-н — 168, 170, 171, 173, 176, 179, 180, 212, 241, 244, 250, 284, 285, 290, 482, 485, 491.
Сырх гора — 422.
Сырхи-сар гора — 421, 516, 539.
Сырх-Либерта (Сырх-Леберта) гора, массив — 28, 366, 484.
Схапач гора — 365.
Схвава сел. — 172.
Схиери сел. — 102, 252.

Т

Табагреви нагорье — 253.
Табасцхурское оз. (Таба-цкури) — 36, 184, 496.
Тавкветели (Тавкотели) гора — 184, 496, 522.
Тавсагдари сел. — 237.
Тагуэти сел. — 262.
Такия сел. — 432.
Такля сел. — 307.
Талын Армянский сел. — 425.
Талыш р-н — 10, 24, 31, 37, 38, 266, 428, 454, 459, 501, 506, 514, 522, 523.
Талышская низм — 522.
Талышские горы, хр. — 26, 29, 35, 535.
Таманский полуостр. — 320, 326, 334.
Тамань гор. — 268, 270, 314, 456.
Танагирмаз сел. — 427.
Тана р. — 256, 259, 369, 532, 533, 534.
Тананам сел. — 114.
Тангяру-чай р. — 35.
Танзутское месторожд. — 512.
Тапараван (Тба-Паравани) оз. — 36.
Тапасар-даг (Трапасар-даг) гора — 119, 125, 189.
Тапаси-далик гора — 444.
Тарса-чай р. — 263, 403, 413, 502.
Тарту гор. — см. Дерпт.

Татар-сахлис-ру сел. — 388.
Татевский мон. — 124.
Тауз сел., ст. — 190, 192, 505.
Таузский завод — 192.
Тауз-чай р. — 391.
Ташава массив — 166.
Тахти-гори хр. — 84.
Таш-баш сел. — 360.
Тбилиси гор. — 10, 15, 16, 23, 24, 29, 31, 33, 47, 121, 181, 208, 213, 227, 235, 237, 238, 239, 241, 242, 254, 267, 274, 339, 343, 361, 479, 481, 492, 493, 520, 528, 534, 543, 546.
Тбилисский р-н — 235, 241, 262.
Твибер ледн. — 515.
Тебулос-мта массив — 5, 467.
Теделети сел. — 252.
Тедзами р. — 35, 186, 256, 368, 369, 532, 533, 534.
Тежахметский массив — 410, 411.
Тезери сел. — 254.
Теке-долдуран гора — 398.
Телави гор. — 43, 542.
Телавская ж. д. — 519.
Телат-гори сел. — 210, 233.
Телат-гори хр. — 273.
Телетская складка — 237.
Телетский хр. — 237, 238, 532.
Телятхе сел. — 183.
Тепли гора — 68.
Терек р. — 5, 7, 26, 27, 36, 64, 68, 70, 338, 355, 356, 419, 421, 462, 465, 515, 516, 539, 540.
Терс-чай р. — 342.
Тертер р. — 8, 29, 35, 57, 58, 105, 110, 111, 112, 121, 122, 123, 188, 190, 195, 199, 200, 201, 206, 266, 342, 343, 353, 354, 377, 378, 381, 382, 393, 401, 405, 407, 411, 417, 434, 453, 502, 505, 506, 521, 528, 533, 546.
Тертер сел. — 29.
Тертерский покров — 441.
Тетнульд гора — 27.
Тетра-хеви сел. — 132, 133, 227, 472.
Тетри хр. — 307.
Тетров ур. — 184.
Техути р. — 90, 91, 246, 250, 286, 290, 293, 339, 484, 487.
Тикма вулк. гора — 496.
Тикпилякен гора — 415.
Тионети гор. — 86, 471.
Тионетский р-н — 128, 227, 229, 230, 231, 233, 234.
Тироль — 121.
Тифлисско-Навтлугский р-н — 235.
Ткварчели месторожд. — 23, 59, 96, 97, 286, 318, 491.
Ткварчельский р-н — 88, 93, 96, 365, 483, 484, 487.
Ткибули сел., ст., месторожд. — 55, 59, 93, 97, 366.
Ткибули рч. — 542.
Ткибульская ж. д — 366.
Ткибульский р-н — 93, 484, 487, 488.
Тобаварчхи массив — 484.
Тогинаури гора — 369.
Тоз-дух р. — 341.
Тола сел. — 248, 252, 293.
Тонети Большой сел. — 262.
Тонети Малый сел. — 262.
Тори сел. — 211, 262, 536.
Тотмален сел. — 413.
Тотмашен сел. — 438.
Тоургай гора — 476.
Тохлуджа р. — 413, 533.
Трапасар-даг гора — см. Тапасар-даг.
Транскавказская ж. д. — 21, 22.
Триалетский хр. (система) — 8, 24, 25, 29, 161, 162, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 207, 208, 226, 241, 242, 255, 256, 257, 259, 260, 262, 267, 285, 360, 364, 368, 369, 371, 450, 454, 479, 480, 481, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 499, 500, 501, 514, 520, 521, 533, 534.
«Три зуба» (Тироль) — 121.
Тромбон сел. — 111.
Трусовское ущелье — 68, 465.
Туапсе гор. — 146, 471.
Туапсинский р-н — 140.
Тулуджа гора — 415.
Туман-гель оз. — 36.
Турагай-чай р. — 201, 381.
Тургу плато — 176.
Турдо р. — 471.
Туриан-чай р. — 340, 519.
Турчу плато — 184.
Турчу рч. — 542.
Турция — 15, 24, 27, 35, 181, 207, 334, 364, 493, 495, 496, 506.
Тутху-чай р. — 407.
Туфан-даг (Тфан-даг) гора, массив — 28, 338, 477, 516, 540.
Тушетия — 71.
Тушинская Алазани р. — 27, 71.
Тфан-даг см. Туфан-даг.
Тхаршет гора — 421.
Тхинари сел. — 259, 369.
Тхино сел. — 313.

У

Убиса сел. — 91.
Уваре сел. — 289.
Угыр перевал — 539.
Удабно мон. — 177.
Удабно-сери гора — 307.
Уджан сел. — 428.
Ужба гора, ледн. — 539.
Укугмарти сел. — 142, 146, 147, 151, 153.
Уламб гора — 89.
Уламб р. — 364.
Улгар гора (Ульгарский хр.) — 27, 496.
Улуханлу гора — 344.
Уплис-цихе сел. — 275, 289.
Уравели р. — 370.
Урс-хох гора — 27.
Урта кряж — 172, 173, 176, 215, 247, 250, 286, 290, 296, 323, 324, 487, 488.

Урут сел. — 389, 390.
Усахело сел. — 252.
Утагли гора — 476.
Утур гора — 45, 365.
Уцери сел. — 337, 468.
Уч-килиса развалины — 389.
Уч-Тапаляр (Аг-Баба) верш. — 27, 341, 443.
Ушба гора — 27, 357, 358.
Уши сел. — 432.
Ушольта сел. — 286.

Ф

Фарух сел. — 397.
Фасраго сел. — 141.
Фиаг-дон р. — 5, 64, 68, 70.
Фидар-хох гора — 423.
Фиолетово-Дилижанская зона — 409.
Фишт гора — 39.

Ц

Цавкиси сел. — 237.
Цагери сел. — 248, 250, 293, 367.
Цайти сел. — 249.
Цайши кряж — 487, 491.
Цайши сел. — 170, 171, 488.
Цалаг массив — 484.
Цалкинская (Цалка) плато, равн., степь — 30, 38, 181, 184, 364, 370, 371, 494, 496, 523, 524, 535.
Цаннер ледн. — 515.
Цанцахи р. — см. Чанчахи.
Царча сел. — 321, 323.
Цачхури р. — 184.
Цебельда сел. — 244, 337.
Цева сел. — 286.
Цедиси сел. — 102.
Цейлон остр. — 537.
Целебес остр. — 537.
Цена посел. — 387.
Центральное вулк. нагорье (область) Армении — 33, 38.
Цеси сел. — 98, 99, 484.
Циви гора, хр. — 29, 281, 282, 543.
Циви р. — 246, 286.
Цивис-цхаро сел. — 262.
Цизети сел. — 286.
Циклаури сел. — 331.
Цилкани сел. — 339.
Циновела гора — 534.
Циперчи сел. — 251, 252.
Ципори гора — 79, 80, 83, 84, 129, 130, 132, 133, 465, 466.
Цирдалис-хеви р. — 131, 145, 276, 277, 282, 471.
Цители гора, вулк. конус — 421.
Цители-калаки сел. — 186, 368.
Цители-мта (Красная гора) гора — 423.
Цихес-дзири сел. — 254.
Цихес-Сулари сел. — 324.
Цихис-джвари сел. — 259, 262.
Цихис-перди сел. — 328.
Циянирская синклиналь — 102.
Цнелиси сел. — 41, 42, 359, 362.
Цурунгал гора — 387.
Цуцхвати сел. — 366.
Цха сел. — 252.
Цхалтубо курорт — 172, 174, 367.
Цхали-Цителa (Цхал-Цители) р. — 174, 366, 367.
Цхенис-цхали р. — 27, 34, 39, 45, 63, 65, 77, 87, 90, 91, 165, 168, 170, 171, 172, 173, 174, 177, 185, 247, 248, 249, 251, 286, 290, 337, 339, 355, 356, 367, 387, 388, 467, 483, 487, 515, 517, 526, 538, 545.
Цхенис-цкари р. — 320.
Цхинвали сел. — 542, 543.
Цхиси сел. — 262.
Цхмори сел. — 99, 100, 101.
Цхра-Цхаро перевал, массив — 341, 371, 495, 520.
Цхукушери сел. — 248.
Цыджиква сел. — 316.
Цыкур массив — 484.

Ч

Чай-кенд сел. — 413.
Чаквис-тави холм — 366.
Чаквис-цхали р. — 537.
Чалаат ледн. — 515.
Чалдаран сел. — 122.
Чанахча р. — 342.
Чандагар мыс — 272.
Чанис-цхали р. — 34, 324.
Чанчахи (Цанцахи) р. — 34, 39, 67, 77, 128, 337, 387, 423, 462, 465.
Чанчахский перевал — 72.
Чанчети сел. — 326.
Чардаклинский овраг — 111.
Чарека-ванк мон. — 391.
Чарек-тар — сел. — 502.
Чарели лавовое плато — 184.
Чартали сел. — 90.
Чаряктар сел. — 111.
Часовели (Часавали) сел. — 102, 337.
Чатах завод, месторожд. — 40, 190, 191, 341, 342, 349, 452.
Чатахский р-н — 190, 349, 350, 360, 361, 389.
Чатма степь — 21, 212, 214, 275, 280, 543.
Чатминская подзона — 500.
Чауда мыс — 216, 312, 316, 317, 322, 324, 325, 329, 330, 332, 334.
Чач р. — 356.
Чачкан сел. — 389.
Чвана р. — 255.
Чвешури р. — 39, 67, 77, 357, 361, 387, 388, 389, 462.
Чдили сел. — 289, 292.
Чедым гора — 28.
Чеил кишлак — 20, 222.
Чеил-даг гора — 213, 225, 226, 268, 270, 271, 273, 304, 305.
Чеилдагский р-н — 454.
Чеильский р-н — 210, 212.
Челдыр-гель оз. — 342.

Челекен остр. — 457.
Черат-хеви р. — 362.
Черектар сел. — 110.
Черная р. — 315, 316.
Черногорка ст. — 20.
Черное море — 26, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 36, 162, 181, 208, 241, 254, 283, 312, 313, 316, 320, 329, 330, 334, 336, 342, 343, 346, 363, 456, 479, 480, 481, 490, 491, 492, 493, 514, 517, 521, 526, 527, 530, 534, 536, 537, 541.
Черноморская глыба — 491, 496.
Черноморская низм. — 33, 37.
Черноморский бассейн, котловина — 33, 34, 296, 315, 329, 334, 335, 534.
Черноморское побережье — 5, 31, 33, 34, 54, 74, 75, 87, 125, 126, 127, 139, 141, 241, 243, 283, 285, 455, 484, 489, 540, 546.
Черноморско-Каспийский водораздел — 538.
Черные горы 218, 224.
Черула рч. — 542.
Чечли сел. — 259, 261.
Чешури р. — 172, 177, 212, 246, 248, 253, 287, 542.
Чиатура гор., ст., месторожд. — 90, 175, 210, 366.
Чиатурская ж. д. — 366.
Чиатурский р-н — 170, 173, 175, 176, 248, 253, 254, 284, 288, 292, 293, 367, 368, 488, 490.
Чиаурская зона — 21, 132, 143, 148, 149, 150, 151, 152, 157, 209, 227, 228, 229, 230, 470, 471, 472.
Чиаурский покров — 479.
Чилов сел. — 318, 319.
Чингыл кочевка — 415.
Чиндар-булак ур. — 122.
Чинчвельская зона — 148, 149, 157.
Чинчвельский покров — 21, 149, 151, 152, 470, 471, 472, 479.
Чираги-дзор месторожд., рудник — 109, 377, 381, 392, 393, 512.
Чиролис-цхали рч. — 102.
Чистицуб холм — 423.
Чкуми сел. — 251.
Чобан-даг гора — 280.
Чобаретский хр. — 184.
Чобис-хеви сел. — 369.
Чобори-даг гора — 28.
Човдарское месторожд. — 109.
Чолеби сел. — 366.
Чоми сел. — 262, 366.
Чорат-хеви р — 41.
Чорох р. — 27, 34, 35, 341, 370, 493, 495, 537.
Чорчанский р-н — 363.
Чорчаны сел. — 41, 359, 362.
Чоухи гора — 70.
Чочкан сел. — 390.
Чохатаури сел. — 260.
Чошора балка — 362.
Чубухлы (Ново-Покровка) сел. — 206, 413.
Чугурети сел. — 339.
Чулгязы-даг гора — 541.
Чуристависгори хр. — 84.
Чхалта р. — 27, 34, 65, 89, 336, 339, 356, 357, 364, 384, 515, 517, 538.
Чхари сел. — 248, 253, 288.
Чхери р. — 418.
Чхери сел. — 367.
Чхеримела р. — 171, 172, 174, 175, 248, 288, 291.
Чхутели сел. — 248.

Х

Хаджи р. — 321.
Хаджи-халил сел. — 427.
Халаб гора — 29, 342.
Халаца гора — 28.
Халаца-Зикара хр. — 26, 33, 34, 515.
Халеби сел. — 259.
Халхам гора — 369.
Хандеби обрыв — 172, 174.
Ханис-цхали р. — 34, 255, 260, 297.
Харагоули ст. — 176, 179, 181, 490, 491.
Харагоульский р-н — 288.
Харами Малый хр. — 311.
Хараминский р-н — 311.
Харамурт сел. — 199.
Харигоули сел. — 177.
Хариствали оз. — 36.
Харихра верш. — 44.
Харули хр. — 28.
Хата-ванк мон. — 201.
Хатис-хеви р. — 422.
Хачидур сел. — 390.
Хачик сел. — 203, 353.
Хачин-чай р. (Азербайджан. ССР) — 35, 55, 110, 122, 198, 199, 377, 382, 383, 502, 506, 528, 546.
Хачин-чай р. (Грузин. ССР) — 360, 361.
Хашми сел. — 281, 283.
Хвамли массив — 166.
Хванчкара совхоз — 252, 293.
Хварбети сел. — 328, 329.
Хвце сел. — 472.
Хвце Верхнее сел. — 248.
Хевгрдзели р. — 471.
Хевкрильская подзона, зона — 143, 144, 145, 146, 147, 157, 229, 231, 470, 471,
Хевкрильский покров — 469, 470, 471, 472.
Хевша р. — 341.
Хеледула р. — 90.
Хертвиси сел. — 496.
Хета кряж — 487.
Хетеура р. — 252.
Хецкваре р. — 43, 363.
Хидари сел. — 182, 289.
Хидырзинде (Хидерзинде) сел. — 159, 160, 473, 475.
Хидис-тави сел. — 259.
Хидишлеби-Сакао сел. — 102.
Химши сел. — 177, 252, 293.
Хинастинское ущелье — 300.
Хипо гора — 369.
Хиркониси сел. — 99, 100, 101, 102.

Хихамта хр. — 166, 172, 252.
Ходашенис-цхали р. — 471.
Ходжал-гора, массив — 28, 91, 92, 365, 483, 517.
Хозапин оз. — 27, 36, 364.
Хонце-цхали р. — 343.
Хопи река, ущелье — 34, 90, 91, 95, 247, 250, 286, 296, 315, 324, 339, 484.
Хопи сел. — 323, 324.
Хоплети сел. — 259.
Хопчиори сел. — 287.
Хорх р. — 469.
Хотева сел. — 177.
Храми р. — 35, 40, 53, 255, 343, 349, 360, 389, 445, 495, 496, 524, 528, 532, 546.
Хреити сел. — 93.
Худаферин гор. — 345.
Худони сел. — 97.
Худржинеули гор. — 274.
Хулузаурт-кари сел. — 148.
Хумара верш. — 29.
Хумпрера р. — 45, 365.
Хуневи сел. — 363.
Хунзут-кут р. — 391.
Хунци сел. — 251.
Хурдалан сел. — 520.
Хурдалано-Бинагадинский р-н — 273.
Хурдаланский р-н — 302.
Хури-сар гора — 422.
Хуступ гора — 119, 189.
Хыдар гора — 291.
Хымсул массив — 517.
Хырка хр. — 165.

Ш

Шави-клде гора — 5, 26, 28.
Шавнабад гора — 369, 496.
Шавли сел. — 172.
Шавшетский хр. — 27, 35, 521, 534.
Шагали месторожд. — 399.
Шалбуз-даг гора — 388, 517, 541.
Шамиран сел. — 428.
Шамшови курорт — 65, 467.
Шамхор ст., сел. — 528, 543.
Шамхор-чай р. — 35, 118, 391, 502, 533.
Шанох сел. — 390.
Шаора р. — 517, 542.
Шаорская котловина — 36, 517.
Шараула р. — 176, 179, 184.
Шарджалу сел. — 407.
Шари-авцек перевал — 22, 66.
Гару-кар гора — 117, 118.
Шахвалатлу сел. — 118.
Шах-даг хр., гора — 5, 7, 19, 21, 26, 28, 29, 30, 35, 56, 74, 75, 76, 85, 137, 139, 159, 160, 161, 301, 336, 338, 340, 342, 450, 460, 463, 473, 514, 516, 517, 523, 526, 532, 534, 535, 540, 541.
Шах-дюзы р., дол. — 338.
Шахе р. — 91.
Шахын-абад-чай р. — см. Кусар-чай.
Швайблар гора — 270.
Швари сел. — 287.
Шекинское плоскогорье — 29.
Шемаха гор. — 8, 19, 21, 85, 159, 224, 226, 300, 301, 302, 307, 455, 474, 500, 501.
Шемахинский р-н — 19, 139, 207, 218, 219, 220, 223, 224, 297, 301, 308, 311, 334, 340, 478, 543.
Шемахинское плоскогорье — 543.
Шемахинско-Кабристанский р-н — 215, 301.
Шемахинско-Сальянский р-н — 518, 519.
Шиндиси сел. — 237.
Шино гора — 26.
Шираки (Большие и Малые) степь, плато — 19, 21, 212, 214, 216, 273, 276, 280, 306, 309, 312, 347, 497, 543.
Ширакский р-н — 306, 309, 310.
Шиш-тапа гора — 375.
Шкмери сел. — 252.
Шода хр. — 515.
Шолларская равн. — 515, 523, 527, 545.
Шорапанский р-н — 518.
Шорапанн ст. — 96, 288, 289, 293, 366.
Шорджа (Надеждино) сел. — 407, 415.
Шропшайр (Англия) — 46.
Шроша сел. — 40, 55, 90, 91, 108, 288, 360, 362.
Штулу перевал — 461, 462.
Шуагорис-цхали — р. — 471.
Шуамта гора — 472.
Шукрути нагорье — 253.
Шумал гора — 375.
Шурагель ур. — 433.
Шурута сел. — 265.
Шутис-цхали р. — 326.
Шуша гор. — 29, 31, 112, 123, 124, 189, 198, 453, 502, 508, 521, 533.
Шушинский р-н — 57, 112, 118, 122, 200, 201.
Шушинское плато — 123.
Шхабашта ур. — 167.
Шхара гора — 27.

Э

Эден гора — 357.
Эдиси сел. — 78, 83.
Эйляр-оуги хр. — 214, 280.
Эйна-дере рч. — 397.
Эйнал-тахта гора — 117.
Эйри-ванк (Айри-ванк) сел. — 444.
Экадия гора — 328.
Эки-мта хр. — 246.
Элбакиант-кари — 259.
Элеби хр. — 281, 306.
Элли-дара равн. — 38.
Эльбат гора — 39.
Эльбурс массив — 458, 476.
Эльдар степь — 214, 280, 347, 543.
Энагети Малое сел. — 237.
Эранос сел. — 342, 437.
Эредви сел. — 424.
Эрик-Тарский надвиг — 472, 501.
Эриктарский разлом — 506.
Эрис-цхали р. — 34, 321.
Эртыч сел. — 47.
Эрцо зона, подзона — 472, 499, 500, 505.

Эрцо котловина — 455, 499.
Эрцо оз. — 102, 167, 248.
Эрцо р. — 214, 231, 281.
Эцери сел. — 328.
Эшери сел. — 292.
Эшкеты (Северное и Южное) сел. — 319, 321, 322.
Эшмакис-хеви рч. — 142, 144, 146, 147, 149, 151, 158, 471.

Ю

Юго-Осетия (Юго-Осетинская авт. обл.) 5, 22, 26, 41, 63, 67, 78, 83, 85, 87, 90, 91, 96, 101, 102, 126, 127, 128, 130, 131, 139, 141, 142, 162, 167, 207, 213, 214, 227, 228, 229, 231, 239, 241, 242, 243, 248, 252, 254, 283, 284, 287, 291, 293, 365, 368, 423, 458, 461, 479, 481, 483, 484, 485, 488, 526.
Южно-Гокчинский хр. — 30, 342.
Южно-Русская плита — 480.
Юнус-даг гора — 159, 474.
Юхари-Данзик сел. — 203.

Я

Яглуджа степь, равн. — 543.
Ягублу сел. — 436.
Яйджа сел. — 203, 265.
Якоби гора — 330.
Якоби сел. — 330.
Ялама ст. — 347.
Ялгуджская синклиналь — 237.
Ялно хр. — 211, 212, 214, 215, 274, 275, 277, 278, 281, 282.
Яных сел. — 440.
Яныш-Такила (Керченский полуостр.)— 334.
Японский архипелаг — 537.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. *В. П. Ренгартен* 5

Часть первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Глава I. **История исследования** *А. П. Герасимов* 15

Глава II. **Физико-географическое описание.** *А. Л. Рейнгард* 26

Глава III. **Стратиграфическое описание.** 39

Докембрий. *И. Г. Кузнецов* 39
Палеозой Грузии. *И. Г. Кузнецов* 41
Кембрийская система 41
Каменноугольная система 44

Палеозой Армении и Азербайджана. *Н. Н. Яковлев* 45
Силурийская система 45
Девонская система 46
Каменноугольная система 47
Пермская система 49
Мезозой Закавказья 52

Общий обзор мезозоя. *В. П. Ренгартен.* 52
Триасовая система. *Н. Н. Яковлев.* 60
Юрская система 63
Нижне- и среднеюрские отложения южного склона Большого Кавказа. *В. П. Ренгартен* 63
Верхнеюрские отложения южного склона Большого Кавказа. *В. П. Ренгартен* 74
Юрские отложения Западного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт* 86
Верхнеюрские отложения Верхней Рачи. *И. Г. Кузнецов* 97
Нижне- и среднеюрские отложения Восточного Закавказья. *К. Н. Паффенгольц* 103
Верхнеюрские отложения Восточного Закавказья. *К. Н. Паффенгольц* 115

Меловая система 125
Нижнемеловые отложения южного склона Большого Кавказа. *В. П. Ренгартен* 125
Верхнемеловые отложения южного склона Большого Кавказа. *В. П. Ренгартен* 138
Нижне- и верхнемеловые отложения Западного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт.* 161
Меловые отложения восточной части Триалетского хребта. *В. П. Ренгартен* 185
Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. *В. П. Ренгартен* . 187
Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. *В. П. Ренгартен* . 190

Третичная система 206
Общий очерк третичных отложений Закавказья. *А. П. Герасимов* . . . 206
Палеогеновые отложения 216
Палеоген Апшеронского полуострова и Кабристана. *В. В. Вебер* . . . 216
Палеоген Восточной Грузии. *Н. Б. Вассоевич* 226
Палеоген Западного и Южного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт* 241
Миоценовые отложения 267
Миоцен Кабристана и Апшеронского полуострова. *В. В. Вебер* 267

Стр.

Миоцен Восточной Грузии. *К. С. Маслов* 273
Миоцен Западного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт* 283
Плиоценовые отложения 297
Плиоцен Восточного Закавказья. *В. В. Вебер* 297
Плиоцен Западного Закавказья. *А. Г. Эберзин* 312
Четвертичная система *А. Л. Рейнгард* 336

Глава IV. **Вулканизм Закавказья.** *К. Н. Паффенгольц* 349
Докембрийские и палеозойские интрузии Закавказья. *И. Г. Кузнецов* . . . 355
Мезозойский, третичный и послетретичный вулканизм Западного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт* 363
Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. *К. Н. Паффенгольц.* 372
Неоинтрузии южного склона Большого Кавказа. *И. Г. Кузнецов* 383
Третичные неоинтрузии Восточного Закавказья. *К. Н. Паффенгольц* . . . 389
Памбакский комплекс щелочных инструзий в Закавказье. *В. Н. Котляр* . 408
Третичные эффузии Восточного Закавказья. *К. Н. Паффенгольц* 411
Четвертичные эффузии Казбекского и Кельского районов. *С. П. Соловьев* . 417
Четвертичные эффузии в Юго-Осетии, Верхней Раче и в Дзирульском массиве. *И. Г. Кузнецов* 423
Эффузии Алагеза. *П. И. Лебедев* 424
Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. *К. Н. Паффенгольц* 434

Глава V. **Тектоническое описание** 447
Общий обзор тектоники Закавказья. *В. П. Ренгартен* 447
Тектоника Большого Кавказа. *В. П. Ренгартен* 460
Тектоника Западного Закавказья. *Б. Ф. Мефферт* 479
Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны. *В. П. Ренгартен* 498
Тектоника Армянской зоны. *В. П. Ренгартен* (по материалам К. Н. Паффенгольца) 506
Связь тектоники с вулканизмом. *К. Н. Паффенгольц* 509
Влияние тектоники на возникновение месторождений полезных ископаемых. *К. Н. Паффенгольц* 510

Глава VI. **Геоморфология** 513
Геоморфологическое расчленение *А. Л. Рейнгард* 513
Вопросы геоморфологии Закавказья. *С. С. Кузнецов* 529

Список литературы 547
Указатель географических названий 589

Библиотека Зоовет. И-та
г. Ереван Арм.ССР

Подписано к печати 29/I 1941 г. А-29784. Тираж 3.000 экз. Объем 38½ п. л.+1 п. л. вкл. (3 шт.). (60 авт. л.). Знаков в печ. л. 60 тыс. Заказ № 1293.

Цена 37 руб. 50 коп.

Переплет 2 руб. 50 коп.

3-я типография «Красный пролетарий» Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Краснопролетарская, 16.

3432