

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები

გეოლოგიური სერია

ტომი XI(XVI)

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა

თბილისი—1960

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Геологическая серия

Том XI (XVI)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТБИЛИСИ—1960

Н. С. БЕНДУКИДЗЕ

ВЕРХНЕЮРСКИЕ КОРАЛЛЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АБХАЗИИ И УЩЕЛЬЯ р. МЗЫМТА

В работе описаны кораллы из верхнеюрских карбонатных отложений ущелий рр. Мзымта, Псоу, Бзыби, Гега и окрестностей озера Рица. Определено и описано 42 формы. Установлено, что верхнеюрские известняки долины р. Мзымта и западной части Абхазии содержат лузитанский (рорак и секван), кимериджский и титонский ярусы; тем самым в стратиграфическую схему верхнеюрских отложений упомянутой полосы внесены значительные коррективы.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Летом 1947 г. автор принимал участие в изучении полосы развития мезозойских отложений Абхазии, которое проводилось под руководством проф. И. Р. Кахадзе.

Среди верхнеюрских отложений Абхазии и Сочинского р-на значительное место занимают массивные известняки, редко содержащие определенную ископаемую фауну, за исключением кораллов. Но и кораллы до настоящего времени не изучались.

В предлагаемой работе описываются кораллы из массивных верхнеюрских известняков ущелий рек: Мзымты, Псоу, Бзыби, Гега и окрестностей озера Рица. Материал увязан со стратиграфическими разрезами.

Мнения исследователей о возрасте массивных известняков долины р. Мзымта разноречивы. Меннер В. В. [8] считал их титонскими. Позднее это мнение разделял так же Муратов М. В. [6], но Козлов А. Л. [3, 4] указывая на присутствие в массивных известняках соседнего района (г. Фишт) оксфордского, лузитанского и кимериджского ярусов, считал возможным возрастной диапазон известняков Мзымта ограничивать пределами оксфорд-титон. Для массивных известняков, располагающихся восточнее в долинах Псоу, Бзыби, Геги, Юпшары и в окрестностях озера Рица И. Р. Кахадзе по аналогии с верхнеюрскими рифовыми известняками Рачи и Юго-Осетии, допускал оксфорд-кимериджский возраст.

В результате изучения верхнеюрской коралловой фауны в массивных известняках долины Мзымта и западной части Абхазии установлено наличие лузитана (рорак и секван), кимериджа и титона, а допущение присутствия в них более древних горизонтов верхней юры представляется маловероятным.

На таблице № 1 даны сведения стратиграфического и географического распространения описанных в работе форм.

Сем. AMPHIASTRAEIDAE Ogilvie

Род *Amphistraea* Etallon*Amphistraea* cf. *gracilis* Koby

Табл. 1, фиг. 2.

1888. *Amphistraea gracilis* Koby, Des polyp. jur., p. 434, pl. 115, fig. 3.
 1897. *Amphistraea gracilis* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 105, Taf. XII, Fig. 17, 18, 19.
 1943. *Amphistraea gracilis* Vaughan and Wells, Revision., p. 316, pl. 24, fig. 8.

На небольшом обломке массивной колонии видны мелкие кораллиты. На шлифовке видно, что большинство имеет полигональное очертание, имеются кораллиты совершенно округлой формы. Кораллиты располагаются тесно, но друг друга непосредственно не касаются, у каждого собственная стенка септотекального происхождения; нередко, в почкующихся кораллитах наблюдается общая стенка (у двух или трех особей). В чашечках можно различить 4 перегородки: главная, противоположная и 2 боковые септы; между ними имеются еще 4 септы, расположение которых билатеральное, напоминает перистое. Эти 8 септ образуют первый цикл перегородок, которые отличаются от остальных 8 септ большей длиной, расположенных между септами первого цикла, очень редко наблюдается неполный 3-ий цикл. Эндотека представлена диссепиментами.

Диаметр кораллитов 2—3 мм

Расстояние между чашечными центрами . . . 3—4 мм

Число септ в чашечках 14—16, реже 20

Сходство и различия: мзимтинские экземпляры этого вида отличаются от швейцарских отсутствием кораллитов с резко выраженным гексагональным очертанием; у описанных—очертание полигональное: отличием служит также меньший диаметр кораллитов (вместо 3—6 мм, у большинства 2—3 мм). Автор вида не указывает данных о внутренней структуре, т. к. образцы перекристаллизованы; следует отметить, что мзимтинские экземпляры ближе к штрамбергским описанным Огильви. Как отмечает Коби, описываемый вид близок к *A. basaltiformis* Etallon, но отличается меньшим диаметром чашечки и большим числом ребер. Огильви считает *A. gracilis* за разновидность *A. basaltiformis* Etallon.

Распространение: Швейцария—орак, Штрамберг—титон.

Местонахождение: из верхней части массивных известняков устья р. Мзимты.

Род *Aplosmilia* Orbigny*Aplosmilia* cf. *semisulcata* Michelin

- 1840—47. *Lobophyllia semisulcata* Michelin, Icon. zooph., p. 89, pl. 17, fig. 8.

1857. *Aplosmilium semisulcata* Edw. et Haime, Hist. nat. des Corall., t. II.
p. 190.
1913. *Aplosmilium semisulcata* Speyer, Die Korallen des Kelh., S. 204,
Taf. XXI, Fig. 3a.

В коллекции имеется обломок известняка, на выветрелой поверхности которого наблюдается несколько срезов ветвистых кораллитов. На срезах хорошо видно строение дистального и внешнего краев чашечек. Здесь у чашечек овальное очертание, они довольно глубокие. На внешней стороне чашечек видно 12 длинных и толстых ребер, они в чашечке продолжают в виде длинных и толстых септ, достигающих центра. Между описываемыми 12 септами расположено 12 септ сравнительно меньшей длины и толщины. Всего имеется три цикла септ (первых—6, вторых 6 и 12 третьего). Стенкой служит достаточно толстая септотека; столбика не видно.

Диаметр кораллитов 8—11 мм

Число септ в чашечках 24

Сходство и различия: несмотря на плохую сохранность образца, считаю возможным, на основании некоторых резко выраженных признаков, отнести его к *Aplosmilium semisulcata* Michelin. Из близких видов можно указать на *Aplosmilium aspera* Michelin, от которой описываемая форма отличается как меньшим диаметром кораллитов, так и строением ребер (у последней 12 ребер соответствующих первым двум циклам септ, почти равны, а у *A. aspera* имеются резко отличающиеся по толщине и длине 2 цикла ребер).

Распространение: Восточная Франция, Швейцарская юра—ро-рак, Португалия—ро-рак, кимеридж и титон.

Местонахождение: Абхазия, ущелье р. Гегы, 15—20 м от основания массивных известняков у второго выхода порфиритовой свиты байоса.

Род *Rhipidogyra* Milne Edwards et Haime

Rhipidogyra cf. *elegans* Kobu

1888. *Rhipidogyra elegans* Kobu, Des pol. jur..., p. 453, pl. CXIX,
fig. 2, 2a.
1904. *Rhipidogyra elegans* Missuna, Die Jurakorallen von Sudagh, S. 191,
Taf. III, Fig. 7, 8.
1937. *Rhipidogyra elegans* Мирчинк, Кораллы из юрских отлож. окр.
Коктебеля в Крыму стр. 74.
1949. *Rhipidogyra elegans* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-
Осетии, стр. 57, табл. IV, фиг. 1.

В коллекции имеется обломок на котором ясно выражены все признаки характерные для *Rhipidogyra elegans* Kobu.

Распространение: Швейцария—ро-рак; Крым—верхняя юра, Юго-Осетия—ро-рак.

Местонахождение: из глыбовых осыпей окрестностей озера Рачи.

Род *Schizosmilia* Koby
Schizosmilia rollieri Koby

Табл. I, фиг. 1.

1888. *Schizosmilia Rollieri* Koby, Polyp. jurass..., p. 436, pl. 114, fig. 4.

В коллекции имеется несколько образцов этого вида. Колонии массивно-ветвистые. Кораллиты имеют округлое очертание (редко овальное); внешняя сторона кораллитов покрыта морщинистой эпитекой. В чашечках видно билатеральное расположение септ. Хорошо различимы 4 септы, расположение которых напоминает перистое. Имеются всего два цикла (по восьми) септ; реже, в некоторых чашечках неполный третий цикл. Септы почти равной толщины и длины; в некоторых чашечках ямочка расположена эксцентрично, в ней видна кolumела, составленная септами.

Диаметр кораллитов 2—2,5 мм

Число септ в кораллитах . . . 16—20

Сходство и различия: описываемые кораллы сходны с установленным Коби видом *Schizosmilia rollieri*, отличаясь лишь меньшим диаметром кораллитов — 2 — 2,5 мм вместо 2,5 — 3 мм у последнего; этот признак, по-видимому, не может служить видовым отличием, и я склонна считать описываемую форму также за *Schizosmilia rollieri* Koby.

Распространение: Швейцария—сакван.

Местонахождение: из массивных известняков ущелий Мзымта и Псоу.

Сем. **STYLINIDAE** Orbigny

Род *Stylosmilia* Milne Edwards et Haime
Stylosmilia Michelini Milne Edwards et Haime

Табл. II, фиг. 1.

1840—47. *Lithodendron dichotomum* Michelin (pars.), Icon. zooph., p. 95, pl. 19, fig. 6.

1850. *Stylosmilia Michelini* Bronn, Leth. geogn., S. 105, Taf. 15, Fig. 14.

1857. *Stylosmilia Michelini* Edw. et H., Hist. nat. d. Corall., t. II, p. 221.

1858. *Stylosmilia Michelini* Fromentel, Introd. à l'étude des pol. foss., p. 147.

1862. *Stylosmilia Michelini* (var. a) Thurm. et Étallon, Leth. Bruntrutana., p. 360, pl. 50, fig. 8.

1880. *Lithodendron dichotomum* Quenst. (pars.), Petr. Deutschlands, Korall., S. 708, Taf. 170, Fig. 31, 34.

1881. *Stylosmilia Michelini* Koby, Des pol. jur. de la Suisse, p. 61, pl. XIII, fig. 3, 4, 5, 6, 6a, 6b, 6c-d.

1913. *Stylosmilia Michelini* Speyer, Die Korallen des Kelheim., S. 206, Taf. XXII, Fig. 4.

1943. *Stylosmilia Michelini* Vaughan and Wells, Revision., p. 111, pl. 9, fig. 4, 4a, 4b.

Мы имеем в своем распоряжении несколько образцов неполных фациелонидных (пучковидных) колоний; на поверхности одной из них расцеляны кораллиты—в разных положениях, то вертикально к поверхности, то параллельно, то наклонно; колония ветвистая, кораллиты совершенно свободны. Внешняя сторона кораллитов несет совершенно ровные, параллельные ребра, среди которых замечается чередование более толстых и выступающих с менее выступающимися и более тонкими; поверхность ребер зернистая. В чашечках видны 6 длинных и выступающихся септ; они почти достигают центра, между ними располагаются септы еще 2-х порядков; 6 септ второго порядка и 12 очень тонких и коротких—третьего порядка. К внешнему краю все эти септы расширяются и образуют септотеку. 6 септ первого порядка в центре чашечки образуют столбик.

Диаметр кораллитов 2—3 мм

Толщина септотеки 0,5 мм

Число септ 24

Сходство и отличия: описанная форма вполне идентична виду выделенному в 1848 г. Эдвардом и Геймом—*Stylosmilia michelini*, известному мне по работам приводимым в синонимике. От очень близкого вида *Stylosmilia coralina* Kobu наши кораллы отличаются способом почкования; у *St. coralina* сразу появляются множество почек образующих пучок молодых кораллитов, а у описываемой формы появляются только одна или две почки, которые продолжают расти вместе с материнским индивидом; отличием служит также присутствие большего числа ребер у *St. coralina* Kobu, что и послужило Коби основанием к выделению нового вида.

Распространение: в Швейцарии, Франции—рорак, в Штрамберге—титон, известны также из Кельгейма.

Местонахождение: ущелье р. Псоу, и из глыбовых оспей окрестностей оз. Рицы в Абхазии.

Род *Stylina* Lamarck

Stylina tuberosa Ogilvie

Табл. I, фиг. 4.

1897. *Stylina tuberosa*, Ogilvie, Die Korallen der Stramb., S. 171, Taf. 17, Fig. 6, 6a.

1913. *Stylina tuberosa* Speyer, Korallen des Kelheimer Jura, S. 208, Taf. 21, Fig. 7, 7a.

1937. *Stylina tuberosa* Мирчинк, Кораллы из юрских отложений окрестностей Коктебеля в Крыму, стр. 68, табл. II, рис. 8.

На поверхности массивной колонии, сферической формы кораллиты располагаются довольно тесно, почти одинаковыми размерами; в большинстве случаев их диаметр равен 1,5—2 мм и в виде исключения 3 мм. На выветрелых участках видна стенка с довольно острым краем—по-видимому общая для соседних кораллитов; чашечная ямка очень глубокая и с плоским дном; на ней видны 6 септ первого цикла, между ними еще 6 септ

второго цикла более коротких и меньшей толщины. Имеются также 12 рудиментарных септ. В поперечном шлифе видна септотекальная стенка и вместо четвертого цикла септ имеются ребра, тесное соприкосновение которых образует довольно мощную стенку; септы первого цикла достигают центра и часто соединяются с хорошо развитым столбиком; последний имеет овальное очертание. В продольном шлифе кое-где видны, бедно представленные диссепименты.

Диаметр чашечек 1,5—2 мм (реже 3 мм)

Число септ 24

Сходство и различия: описываемая форма идентична *Stylina tuberosa* Ogilvie, отличием служит только наличие порой чашечек с диаметром в 3 мм. Из соседних форм сходна со *St. echinulata* Lam., но отличается большим размером чашечек. Абхазский экземпляр наиболее близок к Крымскому, описанному Мирчинк.

Распространение: Штрамберг, Кельгейм—титон, Крым в. юра.

Местонахождение: из глыбовых осыпей массивных известняков окрестностей оз. Рица.

Stylina aff. *valfinensis* Étallon

Располагаю только обломками массивных коралловых колоний. У некоторых из них сохранилась слабо выпуклая поверхность, на которой чашечки располагаются без строгого порядка. Они выступают из общей поверхности перитеки. Чашечки округлого или слегка овального очертания, в них насчитывается 24 септы, из которых 12 длинные и равные, утоняющиеся к центру и расширяющиеся к стенке, остальные 12 короткие, длиной в половину радиуса чашечки. Чашечки окружены валиком, составленным из 28 ребер, одинаковой длины и ширины, расположенных между септами (это септы последнего цикла). Ребра соседних чашечек соединяются между собой. В поперечном шлифе в центре чашечки хорошо виден довольно мощный столбик.

Высота обломков колонии 6—8 см

Диаметр чашечек 3—4 мм

Расстояние между чашечными центрами . . . 4—5 мм

Сходство и различия: описываемая форма весьма близка к *Stylina valfinensis* Étallon, но отличается от нее наличием чашечек различного размера. Обнаруживает сходство также со *St. tenax* Étallon, от которой, как отмечают *Stylina valfinensis* отличается только размерами колонии; однако признак этот по-видимому не может служить основанием для различения видов и думается, что эти две формы следует объединить в один вид.

Распространение: тип вида из слоев Вальфина описан в Швейцарии—н. кимеридж.

Местонахождение: из глыбовых осыпей окрестностей оз. Рица; ущелье р. Юпшары.

Stylina parvipora Ogilvie

Табл. I, фиг. 5.

1897. *Stylina parvipora* Ogilvie, Die Korallen d. Stramb..., S. 173, Taf. XVII, Fig. 7, 7a.
 1937. *Stylina parvipora* Мирчинк, Кораллы из юрских отложений окрестностей Коктебеля в Крыму, стр. 68, табл. I, рис. 4.

В коллекции имеются довольно крупные обломки почечной формы. Каждый почечный отросток имеет в поперечном сечении 1—1,5 см, на них располагаются очень близко друг от друга чашечки округлого и по-лигонального очертаний; в них видны перегородки; всего насчитывается 3 цикла септ. 6 септ первого цикла достигают в центре чашечки столбика, 6 септ второго цикла значительно короче первых, а остальные 12 септ рудиментарны и представлены в виде ребер. С внешней стороны чашечек насчитывается 24 тонких ребра.

Диаметр чашечек	1—1,5 мм
Расстояние между центрами чашечек	1—2 мм
Число септ в чашечках	12 шт.

Сходство и различия: как отмечает автор описываемого вида малый размер чашечек и присутствие всего 3-х циклов септ отличает его от всех видов этого рода и сближают со *Stylina tarammellii* d'Ach. (из Монте Пастелло), но *St. parvipora* отличается от нее размером чашечек и большим числом септокоств.

Распространение: Штрамберг—в. титон и Крым—из верхнеюрских осыпей Коктебеля—секван(?).

Местонахождение: из верхних горизонтов в юрских массивных известняков устья р. Мзымты; из глыбовых осыпей окрестностей оз. Рица (последнее из сборов Н. Г. Химшиашвили).

Stylina minima Étallon

1862. *Cyathophora minima* Thurmann et Étallon, Leth. Bruntr., p. 37, pl. 52, fig. 9.
 1880. *Convexastraea minima* Kobu, Pol. jur., p. 107, pl. XXV, fig. 4, 5.
 1897. *Convexastraea minima* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 179, Taf. XVIII, Fig. 12, 12a.
 1949. *Convexastraea minima* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы верхней Рачи, стр. 66.

Абхазские представители этого вида от описанного мною ранее осетинского экземпляра отличаются отсутствием септ третьего порядка и обнаруживают больше сходства с Штрамбергским экземпляром описанным Огильви.

Распространение: Штрамберг — титон, Швейцария — секван, Осетия — секван-кимеридж.

Местонахождение: окрестности озера Рица.

Род *Diplocoenia* Fromentel*Diplocoenia coespitosa* Étallon

1858—61. *Stylina coespitosa* From., Introd. à l'étude des Pol., p. 188.

1881. *Diplocoenia coespitosa* Kobu, Des polyp. jur. de la Suisse, p. 63, pl. XVI, fig. 4, 5, 5a.

Высокие колонии ветвисты; ветвление происходит под острым углом. Общее очертание колонии—овальное. Плоские чашечки имеют округлые очертания. Септы первых двух порядков довольно мощные, третьего порядка еще заметны. С внешней стороны кораллит окружен 24-мя ребрами, равной толщины; ребра соседних чашечек не сливаются а соединяются под углом, на месте соединения имеются бугорки; эти последние окаймляя кораллиты образуют полигонального очертания валики.

Диаметр чашечек 1 мм

Расстояние между чашечными центрами 2 мм

Диаметр ветвей колонии 30—40 мм

Число септ в чашечках 24

Сходство и различия: описываемая форма идентична *Diplocoenia coespitosa* Étallon и резко отличается от прочих представителей *Diplocoenia* указанными характерными признаками.

Распространение: Швейцария—рорак и н. кимеридж.

Местонахождение: из верхне-юрских массивных известняков устья р. Псоу.

Род *Heliocaenia* Étallon*Heliocaenia variabilis* Étallon

Табл. II, фиг. 1 и 2.

1858—1861. *Stylina variabilis* Fromentel, Introd. à l'étude des Pol. foss., p. 193.

1881. *Heliocaenia variabilis* Kobu, Des polypiers jur. de la Suisse, p. 65, pl. XVIII, fig. 6.

1881. *Heliocaenia corallina* Kobu, Jb., p. 66., pl. 28, fig. 1, 1a, 2; pl 30, fig. 5.

1888. *Heliocaenia corallina* Solomko, Die Jura und Kreidekorall., S. 150, Taf. III, Fig. 2.

В коллекции имеется два крупных обломка массивных коралловых колоний, один из них почти цельный. Поверхность колонии сильно выпуклая, кораллиты хорошей сохранности, имеют округлое очертание и выступающие края; чашечная ямочка довольно глубокая; в центре чашечки виден удлиненный столбик, который нередко соединяется с одной или с несколькими септами. Большинство септ достигает столбика; их всего 20, среди них 5 более мощные; есть также чашечки в которых наблюдается 6 септ первого порядка. У большинства кораллитов на поверхности колонии видна собственная стенка, но у некоторых она общая. В поперечном шлифе видна стенка образован-

ная утолщением септ к внешней стороне кораллита. В продольном шлифе виден зубчатый внутренний край септ. Размножение происходит почкованием, иногда отшнуровкой внутри коралла. Нижняя сторона коралла не сохранилась.

Диаметр кораллита 1,5—3 мм

Диаметр чашечек 1—2 мм

Диаметр колонии 10 см

Сохранившаяся высота 5 см

Сходство и различия: считаю целесообразным объединение *Hel. corallina* Kobu и *Hel. variabilis* Étallon в один вид, т. к. описываемый образец содержит кораллиты с числом септ кратным как шести, так и пяти. Коби отмечает, что установленный им вид *H. corallina* обладает кораллитами с диаметром от 2 до 4 мм, а *H. variabilis* Étallon имеет кораллиты с диаметром в 1—2 мм; следует отметить, что на рисунке *H. variabilis* Étallon данным Коби части кораллиты с диаметром в 3 мм, наряду с этим на рисунке *Hel. corallina* данным им же, нет ни одного кораллита с диаметром большим чем 3 мм. Коби отмечает, что выделенный им вид характеризуется числом септ кратным 8-ми и что колонии достигают очень больших размеров; однако все эти признаки, по-видимому, недостаточны для выделения нового вида (*H. corallina* Kobu).

Распространение: Швейцария—рорак и н. кимеридж (коралловые слои Вальфина).

Местонахождение: из глыбовых осыпей окрестностей оз. Рипа и осыпей устья р. Юпшары.

Heliocoenia costulata Kobu

1881. *Heliocoenia costulata* Kobu, Pol. jur. de la Suisse p. 64, pl XXX fig. 4.

1888. *Heliocoenia costulata* Solomko, Die Jura und Kreidekorallen der Krim, S. 151.

Имеются лишь обломки массивных известняков, и только на одном видно очертание и строение чашечек; остальные изучались в шлифах. Чашечки имеют неглубокие ямочки, у которых дно плоское; очертание ямочек округлое. Имеется межчашечная стенка полигональной формы, которая окаймляет чашечную ямку округлого очертания; септы вследствие выветривания выщелочены и чашечки представлены муляжами; здесь видны отпечатки 6-ти главных септ, отверстие вместо столбика и между двумя главными септами по три отпечатка септ, среди которых средняя длиннее боковых; межчашечная стенка, довольно выступающая. В поперечном шлифе виден столбик слегка овальный и почти всегда соединенный с двумя септами; стенка представлена септотеккой, за пределами чашечки септы продолжают в виде множества тонких ребер, утоняющихся в межчашечных пространствах. В продольном шлифе виден зубчатый внутренний край септ. Размножение путем внечашечного почкования.

Диаметр чашечек	1,8—2,5 мм
Расстояние между чашечными центрами	2—3 мм
Число септ в чашечках	24
Длина столбика	0,8 мм

Сходство и различия: как отмечает автор вида, он отличается от всех остальных видов этого рода присутствием очень тонких и многочисленных ребер. По внешним признакам он близок к *Heliocoenia humberti* Étallon, отличаясь от него большим размером чашечек. Также сходен с *Helios. étallonii* Kobu, но последняя от описываемой формы отличается меньшим числом септ и диаметром чашечек (от 3—4 мм до 1 мм), а также меньшим межчашечным расстоянием. По характерным признакам Абхазские образцы полностью идентичны *Heliocoenia costulata* Kobu.

Распространение: Швейцария—рорак, кимеридж.

Местонахождение: из глибовых осыпей массивных известняков окрестностей озера Рица.

Heliocoenia humberti Étallon

1858. *Stylina? Humberti* Fromentel. *Introd. à l'étude des Pol. foss.*, p. 193.

1881. *Heliocoenia Humberti* Kobu, *Polyp. jur. de la Suisse*, p. 67, pl. 27. fig. 3, 3a, 4.

1897. *Heliocoenia Humberti* Ogilvie, *Die Korallen der Stramb.*, p. 167. Taf. 18, Fig. 3, 3a.

Располагаю разной величины обломками массивных коралловых известняков. На поверхности одного из них видны кораллиты очень малого сечения; их чашечные ямки неглубокие и округлого очертания; некоторые из них овальные. Чашечки друг от друга отделены общей стенкой; в них насчитывается всего 10 септ. Септы выступающие. Хорошо различима колумела овального очертания. В поперечном шлифе видна септотекальная стенка, в центре септы достигают колумелы и некоторые из них соединяются с ней. Межчашечного пространства почти нет. Между септами видны диссепименты; большего сказать об этих образцах не удастся, т. к. они перекристаллизованы.

Диаметр чашечек	0,8—1,2 мм
Расстояние между центрами чашечек	1—1,5 мм
Число септ в чашечке	10

Сходство и различия: по всем признакам описываемая форма совпадает с *Heliocoenia humberti* Étallon и от всех близко стоящих к ней форм резко отличается малым размером чашечек и их тесным расположением. Коби совершенно справедливо отмечает, что у *H. humberti* чашечки расположены более равномерно, чем у остальных видов этого рода.

Распространение: Швейцария—кимеридж, Штрамберг—титон.

Местонахождение: из верхних горизонтов в юрских массивных известняков ущелья р. Мзимты и р. Псоу, а так же из осыпей окрестностей озера Рица.

Род *Cryptocoenia* Orbigny*Cryptocoenia octosepta* Étallon

1862. *Stylina octosepta* Thurm. et Étallon, Leth. Bruntr., p. 369, pl. 51, fig. 12.
 1881. *Cryptocoenia octosepta*, Koby, Des pol. jur. de la Suisse, p. 91, pl. XXIX, fig. 1, 1a.

В коллекции имеются обломки древовидных колоний из массивных известняков, на их ветвях расположены кораллиты, погруженные в перитеку; чашечки почти равные. На выветрелых участках из перитеки выступают кратеровидные чашечки с довольно острыми краями; в чашечках отмечается чередование толстых и длинных септ с тонкими и короткими; внешняя сторона кораллитов покрыта ребрами. Стенка септотекальная. Ребра смежных чашечек порой сходятся под углом, а в большинстве случаев как бы продолжают друг друга. 8 септ первого порядка не достигают центра; между ними располагаются еще 8 сравнительно коротких септ. В шлифах видна перитека, составленная ребрами, диссепиментами и днищеобразными образованиями. Столбика нет. Следует отметить, что на месте описываемые кораллы образуют колонии объемом в несколько кубических метров, а ветви часто достигают мощности в 20—30 см.

Диаметр чашечек	2,5—3 мм
Расстояние между чашечными центрами	4—5 мм
Межчашечное расстояние	0—2 мм
Глубина чашечной ямочки	1,5 мм
Диаметр ветвей	5—10 см

Сходство и различия: описываемая форма по всем признакам сходна с *Cryptocoenia octosepta* Étallon; она близка к *Cryptocoenia decipiens* Étallon, но отличается от последней меньшим межчашечным расстоянием. Следует отметить, что описанный Коби экземпляр *Crypt. decipiens* имеет чашечки с большим диаметром (4 мм). *Cr. octosepta* также очень схожа и с *Cryptocoenia octonaria* d'Orbigny, но отличается присутствием низких, не выступающих краев чашечек, а также присутствием выпуклых диссепимент, вместо днищеобразных горизонтальных, как у описываемой формы.

Распространение: Швейцария—рорак.

Местонахождение: окрестности озера Рица.

Cryptocoenia octonaria d'Orbigny

1851. *Pseudocoenia octonaria* d'Orbigny, Prodr., t. II, p. 34.
 1851. *Stylina? octonaria* Edw. et H., Hist. nat. corall. t. II, p. 248.
 1858—1860. *Stylina octonaria*, Fromentel, Introd. à l'étude d. pol. foss., p. 190.
 1881. *Cryptocoenia octonaria* Koby, Des pol. jur. de la Suisse, p. 92, pl. XVIII, fig. 4, 5, 5a.

В коллекции имеются маленькие обломки массивных колоний. На их слабовыпуклой поверхности чашечки расположены очень тесно; у них

почти нет ямочек; септы легко различимы. Столбика нет. Перитека видна только на некоторых участках. В поперечном шлифе видны 8 септ первого порядка и между ними 8 более коротких и тонких септ, которые за пределами чашечки представлены ребрами. Соседние кораллиты связаны перитекой, представленной ребрами и экзотекальными диссепиментами. В продольном шлифе наблюдаются выпуклые днища и диссепименты. Стенка септотекальная.

Диаметр чашечек	2,5 мм
Расстояние между центрами смежных чашечек	2—3 мм
Число септ в чашечках	24

Сходство и различия: вышеприведенная характеристика формы вполне совпадает с подробным описанием *Cryptocoenia octonaria* d'Orbigny—данным Коби, который отмечает, что она по размерам чашечек приближается к *Cr. limbata* Goldfuss, но отличается от нее как отсутствием больших межчашечных пространств, так и отсутствием глубоких чашечек. Абхазские экземпляры от форм описанного Коби отличаются очертаниями колонии (массивная колония, вместо древовидной у Коби).

Распространение: Швейцария—н. кимеридж.

Местонахождение: из глыбовых осипей массивных известняков окрестностей оз. Рипы.

Cryptocoenia tabulata Koby

1881. *Cryptocoenia tabulata* Koby, Des pol. jur. de la Suisse, p. 93, pl. 29, fig. 3, 4, 4a, 5.

На маленьком обломке массивной колонии видны чашечки разной величины и неправильных очертаний; чашечная ямочка в большинстве случаев округлая, в ней видно 8 перегородок, почти достигающих центра чашечки; между ними расположены короткие септы второго порядка; есть также рудиментарные септы третьего цикла, которые в виде ребер выступают на внешней стороне чашечек; эти септы образуют стенку. Стенка довольно выступающая из общей перитекальной поверхности. Столбика нет. В шлифах видны довольно толстые септы и диссепименты, а также перитека, образованная ребрами и экзотекальными днищами.

Диаметр чашечек 1—3 мм

Расстояние межчашечное 1,5—1 мм

Сходство и различия: описываемая форма сходная с *Cryptocoenia tabulata* Кобы мы считаем идентичной последней, хотя следует отметить второстепенное различие в диаметре чашечек.

Распространение: в Швейцарии и во Франции н. кимеридж.

Местонахождение: из глыбовых осипей окрестностей оз. Рипы.

Cryptocoenia castellum Michelin

Табл. II, фиг. 5; Табл. III, фиг. 1, 2.

1843. *Astraea castellum* Michelin. Icon. zooph. p. 118, pl. 27, fig. 4.

1849. *Adelocoenia castellum* d'Orbigny, Prodr. t. II, p. 32.

1857. *Stylina castellum* Milne Edwards, Hist. nat. des corall., t. II, p. 243.
 1858—1860. *Stylina castellum* Fromentel. Introd. à l'étude des Polyp. foss.,
 p. 189.
 1862. *Stylina castellum* Thurm. et Étallon, Lethea Bruntr., p. 366, pl. 51,
 fig. 7.
 1881. *Cryptocoenia castellum* Koby, Des polypiers jur. de la Suisse, p. 88,
 pl. XIX, fig. 3, 3a, 3b, 3c.

В коллекции имеются несколько крупных обломков массивных колоний со слабо выгнутой поверхностью; на которой расположены округлые чашечки; они почти равной величины и с достаточно глубокой ямочкой. В ямочках насчитывается 8—10 септ. Септы эти почти достигают центра; между ними располагаются короткие перегородки (8—10) второго порядка. На краю чашечной ямочки все септы выступают и образуют вокруг нее валикообразное возвышение. Между валиками смежных кораллитов имеется углубление полигонального очертания, отчетливо разграничивающие соседние кораллиты. Столбика в чашечных ямочках нет; кораллиты связаны между собой перитеккой, составленной ребрами и днищеобразными диссепиментами. В самих кораллитах диссепименты также расположены днищеобразно. В шлифах видно, что скелет коралла перекристаллизован, но все же различаются септы, ребра, диссепименты и септальная стенка; устанавливается также, что септы второго порядка представлены в виде ребер; следует отметить, что они все равной длины и толщины, только ребра соответствующие септам первого порядка на поверхности валиков выступающие. Почкование внечашечное.

Диаметр чашечек	3,5—5 мм
Диаметр чашечной ямочки	2,5—4 мм
Глубина чашечной ямочки	1—1,5 мм
Число септ в кораллитах	8—10—16

Сходство и различия: всеми признаками описываемая форма совпадает с выделенной Мишленом видом *Cryptocoenia castellum*, только у кораллитов абхазского экземпляра в чашечках имеется число септ кратное как 5, так и 8, поэтому нельзя согласиться с Коби, относящего эту форму к подгруппе *Octocryptocoenia*.

Распространение: Швейцария—юрак.

Местонахождение: из глибовых осыпей окрестностей оз. Рыш.

Cryptocoenia delemontana Koby

1889. *Cryptocoenia Delemontana* Koby. Des pol. jur., p. 468, pl. CXXV,
 fig. 13.

На поверхности большого обломка дендроидной колонии расположены мелкие чашечки, диаметр которых не превышает 1 мм; они довольно тесно прилегают друг к другу; межчашечного пространства почти не наблюдается и чашечки разделены стенкой. Ямочки малой глубины. В поперечном шлифе видны 8 очень коротких септ. В продольном шлифе как внутри чашечек, так и в перитикальной ткани видны выпуклые кверху диссепименты. Столбика нет.

Диаметр кораллитов 0,5—2 мм

Межкораллитовое расстояние 0,1—0,3 мм

Сходство и различия: несмотря на плохую сохранность коралла, все же его можно идентифицировать с *Cryptocoenia delemontana* Kobu; из близких форм размером чашечек он сходен с *Cryptocoenia limbata* Goldfuss, но отличается от последней как формой чашечек (у *Cr. limbata* край чашечки кратеровидно выступающий), так и малой длиной септ.

Распространение: Швейцария—кимеридж.

Местонахождение: из глыбовых осней массивных известняков окрестностей оз. Рипы.

Cryptocoenia limbata Goldfuss

Табл. II, фиг 6.

- 1826—31. *Astraea limbata* Goldfuss, Petref. Germ., S. 104, Taf. 8, Fig. 7; Taf. 38, Fig. 7.
1849. *Cryptocoenia limbata* d'Orbigny, Prodr. t. II, p. 34.
1857. *Stylina limbata* Milne Edwards et Haime, Hist. nat. des Carall., t. II, p. 238.
1858. *Astraea limbata* Quenstedt, Der Jura, S. 701, Taf. 85, Fig. I.
- 1858—60. *Stylina limbata* Froménel, Introd. a l'étude., p. 188.
- 1858—60. *Stylina ramosa* From. Ib., p. 190.
1862. *Stylina ramosa* Thurm. et Et., Lathea Bruntrutana, p. 369, pl. 32, fig. 1.
1866. *Stylina limbata* Bölsche, Die Korallen des nord. Jura und Kr., S. 451.
1876. *Stylina limbata* Becker, Die Korallen des Nattheimer Schichten, S. 144.
1880. *Astraea limbata* Quenst. Petrefacten kunde Deutschlands, Korallen, S. 752, Taf. 172, Fig. 33—41.
1881. *Cryptocoenia limbata* Kobu, Des polypiers jur. de la Suisse, p. 94, pl. XXI, fig. 1, 1a, 2, 3, 4, 5; pl. XXII, fig. 1, 2, 2a.
1888. *Cryptocoenia limbata* Solomko, Jura und Kreidekorallen., S. 154.

Имеются разной величины обломки дендронидных и почковидных форм плоскоидной колонии. Их поверхность покрыта почти равными, глубокими чашечками округлого очертания; ямки окружают выступающиеся ребра, образующие кратеровидный край. Чашечки располагаются в перитеке с ребристой поверхностью. Ребра смежных чашечек сливаются, а порой же соединяются под углом. В поперечном шлифе видно 8 септ первого порядка, которые в длине не превышают $\frac{2}{3}$ чашечного радиуса, 8 септ второго порядка несколько короче и 16 септ третьего порядка образуют на внешнем краю чашечек ребра равной ширины. Столбика нет. Диссепименты перитекальные, часто расположены днищеобразно. Размножение—почкование (внечашечное). На месте эти кораллы образуют колонии величиной в несколько кубических метров.

Диаметр кораллитов	1,5—2,5 мм
Диаметр чашечной ямочки	1—2 мм
Глубина " "	от 0,5—до 1,5 мм
Межкораллитовое расстояние	от 0—до 2 мм
Диаметр ветвей колонии	2—6 см

Сходство и различия: описание этого коралла совершенно совпадает с характеристикой данной Голдфуссом для *Astraea limbata*. По внутреннему строению он относится к представителям рода *Cryptocoenia*. От крымских экземпляров этого вида описанных Соломко, абхазские отличаются всегда округлым очертанием чашечек. От всех представителей данного рода отличаются малым диаметром кораллитов.

Распространение: во Франции, Германии, Швейцарии и в Крыму от рорака—до тигона включительно.

Местонахождение: из глыбового обвала массивных верхнеюрских известняков оз. Рица.

Род *Cyathophora* Michelin

Cyathophora bourgueti DeFrance

Табл. II, фиг. 3, 4.

1843. *Cyathophora Richardi* Michelin, Icon. zooph. p. 104, pl. 26, fig. 1
 1850. *Stylina* sp. d'Orb. Prodr. de Pal. t. II, p. 34.
 1850. *Cryptocoenia alveolata* d'Orb. (pars.) Pr., t. I, p. 385.
 1850. *Cyathophora Richardi* d'Orb. Prodr. t. II, p. 40.
 1852. *Astraea cavernosa* Quenst. der Jura, p. 702, pl. 85, fig. 5—7.
 1858—1861. *Cyathophora Richardi* From. Introd. à l'étude des polyp. foss., p. 279.
 " " *Cyathophora alveolata*, From. Ib.
 1864. *Cyathophora Richardi* From. Polyp. Corall. des env. de Gray., p. 27.
 1872—1876. *Cyathophora Bourgueti* Becker, die Korallen der Nattheimer Schichten, S. 149, Taf. 37, Fig. 5.
 1880. *Astraea alveolata* Quenst. (pars.), Petrefaktenkunde., S. 770, Taf. 173, fig. 14—16.
 1889. *Cyathophora Bourgueti* Kobu, Pol. jur. de la Suisse p. 99, pl. 26, fig. 1—3.
 1897. *Cyathophora Bourgueti* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 176.

У крупных обломков массивных сотовидных колоний видимо была шаровидная форма. На сильно выпуклой поверхности имеются тесно расположенные крупные кораллиты полигонального очертания; в них видно 6 очень коротких септ; у смежных особей заметна общая стенка образованная 12 ребрами, т. е. септами последующего порядка. На поперечном шлифе видна перитека, составленная ребрами и пузырчатой тканью. На продольном шлифе видны выпуклые, довольно мощные ($\frac{2}{3}$ мм) эндотекальные днища; внутренний край септ здесь является изрезанным. Днища частые и тесно расположенные. Почкование внечашечное.

Диаметр чашечек	3—5 мм
Расстояние между чашечными центрами	4—5 мм
На высоте 5 мм	6—7 днищ.

Сходство и различия: описываемая форма всеми характерными признаками совпадает с *Cyathophora bourgueti* DeFrance. Коби и Огильви в синонимию этого вида вводят *Astraea alveolata* Goldfuss, я не считаю их синонимами, т. к. у формы Гольдфусса чашечки очень крупные (8 мм) и расстояние между центрами чашечек также большое (12 мм), тогда как у описываемых не превышает 3—6 мм. На абхазском экземпляре в среднем диаметр кораллита 4—5 мм. Эта форма сходна с *Cyathophora claudiensis* Étallon, но от последней отличается меньшим диаметром кораллитов и выпуклым расположением днищ, тогда как у *C. claudiensis* Étall. чаще встречаются днища выгнутые книзу.

Распространение: во Франции и Швейцарии—порак, ссакван, кнмеридж; Штрамберг и Кельгейм—титон.

Местонахождение: ущелье р. Псоу, из верхней части массивных известняков и из глыбовых осипей массивных известняков окрестности оз. Рипа.

Cyathophora claudiensis Étallon

1864. *Cyathophora claudiensis* Fromentel, Pol. Cor. des Envir. de Gray. p. 50, pl. 7, fig. 6.
 1867. *Astraea cavernosa* Quenst. (pars.), Handb. der Petref., S. 778.
 1876. *Cyathophora magnistellata* Becker, Korallen d. Natth., S. 150, Taf. 37, Fig. 6.
 1889. *Cyathophora thurmami* Kobu, Pol. jur. de la Suisse, p. 47, pl. 26, fig. 4, 5, 6, 7.
 1897. *Cyathophora claudiensis* Ogilvie, Die Korallen der Stramb. Schichten, S. 176, Taf. 16, Fig. 11, 12.

В коллекции имеется большой обломок массивной колонии с сотовидным расположением кораллитов; на продольном изломе видны радиально растущие кораллиты; у колонии выпуклая поверхность, на ней расположены полигональные чашечки с мощной септотекой. На продольном шлифе видны мощные и частые днища, последние почти горизонтальны, а к краям кораллитов приподняты, поэтому у них вогнутый вид. Почкование внечашечное.

Диаметр кораллитов	5—7 мм
На расстояние 5 мм	6—9 днищ
Мощность днищ	0,5 мм

Сходство и различия: описываемая форма должна быть идентична с *Cyathophora claudiensis* Étallon; от близкой к ней *Cyath. bourgueti* Étallon отличается, как уже отмечалось, большим диаметром кораллитов и строением днищ. Ряд экземпляров этого вида Коби выделяет в новый вид *Cyath. thurmami*, я совершенно согласна с Огильви, которая последних помещает в синонимы *C. claudiensis* Étallon.

Распространение: Швейцария — рорак — кимеридж; Натгейм — кимеридж; Штрамберг — титон.

Местонахождение: из глыбового обвала массивных верхнеюрских известняков окрестностей оз. Рица.

Род *Cladophyllia* Milne Edwards et Haime

Cladophyllia aff. *chofatti* Kobu.

Табл. I, фиг. 6.

В коллекции имеются разной величины ветвистые колонии. Ветви раздваивающиеся, кораллиты цилиндрические с округлым очертанием, реже овальные; последние наблюдаются там, где коралл начинает отшнуровывать почку; между материнским и дочерним индивидом образуется угол в 30° . Септы прямые, они расширяются к внешнему краю кораллита и там образуют довольно мощную стенку; с внешней стороны коралл покрыт редкими и прямыми ребрами; эндотека бедно представлена диссепиментами; следует отметить, что почка на месте отшнуровки имеет очень маленький диаметр, а потом становится крупной.

Диаметр кораллитов 4,5—5 мм

Диаметр дочерней особи в стадии отшнуровки . . . 1,8—2 мм

Число септ в чашечке 10—12 мм

Сходство и различия: эта форма очень близка с *Cladophyllia chofatti* Kobu, но отличается меньшим числом септ и тем, что в начальной стадии дочерние индивиды имеют меньший диаметр. Из соседних форм ближе всех к *Clad. chofatti* Kobu стоит *Cl. picteti*, только у последней число септ меньше, стенка толще и на внешней поверхности кораллитов ребра отсутствуют.

Распространение: тип вида встречается в байосе Швейцарии

Местонахождение: ущ. рр. Мзымта и Псоу и окрестности оз. Рица.

Cladophyllia ramea Kobu

Табл. I, фиг. 7.

1884. *Cladophyllia ramea* Kobu, Des polypiers jurassiques de la Suisse, p. 178, pl. LVII, fig. 1, 2, 3, 3a.

Ветвистая колония неправильной формы с цилиндрическими переплетающимися кораллитами, отходящими при почковании от материнской особи под углом в $60-90^\circ$, чашечки округлого очертания, неглубокие перегородки малочисленные; септы первого и второго порядка равной длины и толщины; в центре они соединяются и образуют столбик. Всего имеется 3 цикла септ, третий неполный. Стенка довольно мощная, септальная и перикостальная; последняя образует поперечные трещины. Диссепименты очень редкие.

Диаметр кораллита 2—2,5 мм

Мощность стенки 0,5 мм

Число септ 12—18

Сходство и отличия: описываемая форма идентична с *Cladophyllia ramea* Kobu, как отмечает ее автор, ближе всех стоит к *Cladophyllia conyberii* Kobu, только последняя не образует неправильно переплетающихся ветвей кораллитов, септы последнего цикла у нее значительно толще, а септы первых двух циклов не соединяются в центре; заметны ребра и стенка меньшей толщины.

Распространение: Швейцария—рорак.

Местонахождение: из нижней части массивных известняков ущелья р. Мзымты.

Сем. MONTLIVALTIIDAE Dietrich

Род *Montlivaltia* Lamouroux

Montlivaltia truncata Milne Edwards et Haime

1857. *Montlivaultia truncata* Edw. et Haime, Hist. nat. des Corall., t. II, p. 293.
 1864. *Montlivaultia Gigas* Fromentel, Pol. coral. des envir. de Gray, pl. 3, fig. 3.
 1865—68. *Montlivaultia undulata* Eichw., Leth. Ross., vol. II, p. 128, pl. XIV, fig. 29a-b.
 1883. *Montlivaultia truncata* Kobu, Des polyp. jurass. de la Suisse, p. 118, pl. 39, fig. 1, 1a, 2; pl. XLIII fig. 1.
 1888. *Montlivaultia truncata* Solomko, Die Jura—und Kreidekorallen der Krim, S. 120.
 1949. *Montlivaultia truncata* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, стр. 70, табл. VI, фиг. 4, 4а, 4б, 5, 5а.

В коллекции имеется два образца *Montlivaltia truncata* Edwards et Haime, которые ничем не отличаются от экземпляров, описанных мной из Рачи. Абхазские экземпляры неотделимы от вмещающего их известняка, а не «отпрепарированы» как Рачинские.

Распространение: Швейцария, Крым, Грузия—рорак.

Местонахождение: ущелье р. Псоу (из массивных известняков) и ущелье р. Мзымта (из осыпей).

Род *Pleurosmilia* Fromentel

Pleurosmilia cf. *maxima* Kobu

1888. *Pleurosmilia maxima* Kobu, Pol. jur. de la Suisse, p. 445, Tab. 117, Fig. 1—2a.
 1913. *Pleurosmilia maxima* Speyer, Die Korallen der Kelheimer Jura, S. 239, Taf. 24, Fig. 45, 45a 45b.

На большом обломке крупного одиночного коралла видна его пилюровидная несколько изломанная форма, чашечка неглубокая, овального очертания, ямочка тоже продолговатая, в ней имеется пластинчатый столбик. Перегородки прямые, многочисленные. Ясно заметно чередование между длинными толстыми и короткими—тонкими септами; септы состав-

лены очень тесно стоящими, веерообразно расположенными трабекулярными рядами. На продольном изломе можно различить хорошо развитые диссепименты, параллельные верхнему краю септ, располагающиеся на расстоянии 1-го мм друг от друга. Стенка септотекальная и экзотекальная, последняя местами нитьевидно окаймляющая.

Высота фрагмента коралла 14—16 см

Диаметр кораллита 4—5 см

Число септ в кораллите около 100

Сходство и различия: описываемый коралл идентичен с *Pleurosmilia maxima* Kobu. Из близких форм похож на *Pleurosmilia crassa* Milasch., но от последнего отличается меньшим числом перегородок.

Распространение: Швейцария—в. юра; Кельгейм—порок.

Местонахождение: ущелье р. Псоу.

Род *Thecosmilia* Milne Edwards et Haime

Thecosmilia maxima Kobu

1884. *Thecosmilia maxima* Kobu, Des polypiers jurassique de la Suisse, p. 164, pl. LIX, fig. 11.

1884. *Thecosmilia grandis* Kobu, Ib. p. 159, pl. XLVII, fig. 2, 3, 3a, 4.

На образце хорошей сохранности видны ветвящиеся кораллиты, на которых резко выражены все характерные признаки. Они по характеру строения напоминают одиночных *Montlivaltia*. У основания, или на месте отделения от материнской особи диаметр кораллита вдвое меньше, чем в зрелой стадии; поэтому чашечка очень широкая, она обычно округлая; септы многочисленны и характеризуются чередованием толстых с тонкими, на внешней поверхности имеются прямые ребра с подобным же чередованием; индивиды в коралле расходятся изгибаясь и колония приобретает облик цветка.

Стенка септальная и диссепиментальная; последняя часто представлена в виде нитьевидных ободков. Размножение внутричашечным почкованием.

На образце известняка, имеющемся в коллекции вместе с отпечатком описываемого коралла наблюдаются обломки *Thecosmilia irregularis* Etallon и *Miosolenia* Sp.

Высота кораллита 10—12 см

Диаметр у основания кораллита 2,5—2,8 см

Диаметр чашечки 5—3,8 мм

Высота обломка колонии 15 см

На 5 мм 6 ребер

Сходство и различия: описываемый коралл сходен с *Th. grandis* Kobu и *Th. maxima* Kobu; я склонна их объединить; Выделение нового вида по отпечатку считаю нецелесообразным, тем более, что автор вида дает очень краткое описание *Th. maxima*; на абхазском образце часть кораллитов идентична с *Th. grandis*, а часть, и особенно отпечатки, с *Th. maxima*; это обстоятельство вынуждает к их объединению.

Распространение: Коби описал *Th. grandis* и *Th. maxima* соответственно из рорака и н. кимериджа Швейцарии.

Местонахождение: ущелье р. Геги, из осыпей обвала массивных известняков.

Thecosmilia longimana Quenstedt var. *magna* Étallon

1858. *Lithodendron laeve* Quenstedt, Jurá, S. 711. Taf. 86, Fig. 12.

1862. *Thecosmilia magna* Thurmann et Étallon, Leth. bruntrutana, p. 385, pl. 54. fig. 11.

1881. *Lithodendron longimanum* Quenstedt, Röhren und Sternkorallen, S. 699. Taf. 170, Fig. 17.

1881. *Lithodendron cylindratum* Quenst., lb., S. 699. Taf. 170, Fig. 18.

1884. *Thecosmilia magna* Kobu, Pol. jur. de la Suisse, p. 166, pl. XLIV, fig. 1, 2, 3.

1897. *Thecosmilia longimana* Quenst. var. *magna* Ét. Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 206, tab. XIV, Fig. 2, 2a, 2b, 3, 3a.

На крупных обломках пучковидных, ветвистых колоний видны цилиндрические кораллиты. На месте эти кораллы строят колонии объемом в несколько м³. Кораллиты растут почти параллельно и отделяются друг от друга под острым углом. Почти у всех кораллитов очертание округлое, только в некоторых случаях овальное или в виде восьмерки. Это почкующиеся кораллы (происходит отшнуровка почек). Септы в них многочисленны и все почти одинаковой толщины, но различной длины; септы трех первых циклов достигают центра, а последующих порядков последовательно все более короткие. Столбика нет. У некоторых кораллитов имеются поперечные валики наподобие утолщенных ободков, отстоящие друг от друга на расстоянии 10—11 мм. Стенка септальная. Эндотека хорошо развита и представлена диссепиментами. На некоторых кораллитах имеются кольцевидные отложения паратеки.

Диаметр кораллитов 12—20 мм

Межкораллитовое расстояние 1—5 мм

Число септ. 80—100 мм

Число ребер на расстоянии 5 мм — 11 шт.

Сходство и различия: описываемая форма всеми характерными признаками совпадает с формой, описанной Огильви как *Thecosmilia longimana* Quenst. var. *magna* Étallon из штрамбергского титона. От рачинского экземпляра этого вида абхазские разновидности отличаются большим диаметром кораллитов.

Распространение: Швейцария—лузитан, Штрамберг — титон; Натгейм—кимеридж, Грузия (Рача)—кимеридж.

Местонахождение: ущелье р. Псоу и окрестности озера Рица.

Thecosmilia irregularis Étallon

1864. *Thecosmilia irregularis* Étallon, Leth. brum. tv., p. 384, pl. 54, fig. 9.

1897. *Thecosmilia irregularis* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 209, Taf. XIV, Fig. 6. 6a.

1949. *Thecosmilia irregularis* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, стр. 75, табл. VIII, фото, 2, 2а.

В коллекции имеется несколько образцов ветвистых колоний, кораллиты которых ответвляются от материнской особи почти под прямым углом. Вполне аналогичны описанным мною рачинским экземплярам *Thecosmilia irregularis* Étallon.

Распространение: Швейцария—кимеридж, Штрамберг—титон, Грузия (Рача)—порок.

Местонахождение: ущелье р. Гега и р. Псоу.

Thecosmilia cf. *moraviensis* Ogilvie

1897. *Thecosmilia moraviensis* Ogilvie, Die Korallen der Stramb., S. 211, Taf. XIV, Fig. 12.

На обломке колонии различимы несколько групп кораллитов цилиндрической формы. Каждая группа состоит из 2—3 кораллитов, сливающихся между собой. На краю группы кораллиты четко обособлены. Число септ достаточно большое. На поперечном шлифе видна окаймляющая группу общая септотека; внутри группы стенка отсутствует. На продольном шлифе видна хорошо выраженная эндотека, составленная довольно частыми и тонкими диссепиментами, которые к периферии кораллитов выпуклы, а к центру (т. е. внутреннему краю септ) вогнуты. С наружной стороны группа кораллитов покрыта экзотеккой (эпикостальными диссепиментами).

Диаметр кораллитов 15—20 мм

Число септ в чашечках 60—70

Сходство и различия: описываемая форма должна быть идентичной с *Thecosmilia moraviensis* Ogilvie, от последней описанная отличается только высотой кораллитов. Этот признак не может служить для различения видов или разновидностей и присутствие высоких кораллитов должно быть указывает на благоприятные условия существования и быстрый рост. От смежных форм больше всех схожа с *Lobophyllia suevica* Quenst., но от последней отличается сравнительно хорошо выраженной индивидуальностью кораллитов и в то же время их группированием. Последний признак, т. е. сливание нескольких кораллитов в группы, отличает описываемую форму от всех остальных представителей этого рода. Огильви не дает сведений о строении внешней поверхности и стенки штрамбергских образцов, на абхазском же образце с внешней стороны кораллитов видны «эпитекальные» пережимы.

Распространение: Штрамберг—титон.

Местонахождение: глыбовые осыпи окрестностей оз. Рица и из верхнего горизонта массивных известняков ущелья р. Псоу.

Thecosmilia cf. *kiliani* Koby

1905. *Thecosmilia Kiliani* Koby, Pol. jurassique des environs de St. Valherde—Thiey, p. 855, pl. LII, fig. 1.

Имеется плохой сохранности обломок ветвистой колонии; на ее поверхности видны кораллиты с одной и двумя (центрами) особями. Чашечки, составленные несколькими особями—удлиненны, а «одинарные» округлы. В чашечках имеются 5—6 циклов септ; к центру они утоняются; их дистальный край зубчатый. В кораллитах ясно различимо чередование толстых и длинных с тонкими и короткими септами. В интерсептах расположены диссепименты; столбика нет. Внешняя поверхность кораллита ребристая. В продольном шлифе диссепименты выпуклые.

Длинная ось овальной (составной) чашечки— 4 см

Диаметр чашечки округлого очертания 1,5—1,8 см

Число септ в чашечках 48—60 шт.

Сходство и различия: несмотря на плохую сохранность коралла, считаю возможным отнести его к виду, выделенному Коби как *Thecosmilia kiliani*. Автор вида, сравнивая этот коралл с *Th. magna* Étallon, отмечает у последнего присутствие более высоких кораллитов и частых ребер.

Распространение: Португалия—портланд.

Местонахождение: глыбовые осыпи верхнеюрских известняков окрестностей оз. Ридца.

Род *Latiphyllia* Fromentel

Latiphyllia suevica Quenstedt

Табл. III, фиг. 5.

1852. *Astraea confluens* Quenst. (pars.), Handb. der Petr., S. 649, Taf. 57, Fig. 27 non Taf. 58, Fig. 1.
1857. *Ulophyllia? meandrinoides* Edw. et H., Corall., v. II, p. 360.
1858. *Lobophyllia suevica* Quenst., der Jura, S. 688, 708.
1867. *Lobophyllia suevica* Quenst., Handb. d. Petr., S. 780, Taf. 74, Fig. 27.
- 1875—76. *Thecosmilia suevica* Becker, Natth. Korallen. S. 153, Taf. 38, Fig. 6, 7, 8.
1881. *Lithodendron quadrilobus* Quenst., Röhren und Sternkorallen, S. 702, Taf. 170, Fig. 23 и 24.
1881. *Lithodendron confluens et Lobophyllum Suevicum* Quenst., Röhren und Sternkorallen, S. 660, Taf. 168, Fig. 11—14.
1897. *Thecosmilia suevica* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 212. Taf. 14, Fig. 9, 10, 10a, 11.
1913. *Thecosmilia suevica* Speyer, Die Korallen des Kelheimer Jura, S. 223.

В коллекции имеется почти цельная колония. На ее поверхности видны слившиеся кораллиты; стенки нет. Край колонии фестончатый, септы довольно толстые, заметно чередование более тонких и толстых септ. Верхний край перегородок зубчатый. Септы цельные; в некоторых местах между ними видны диссепименты. Длинные септы доходят до центра чашечек. Столбика нет. В центре чашечек имеется довольно глубокая

ямочка. Вся колония состоит из 5 слившихся кораллитов. У колонии не сохранилась нижняя сторона, но судя по одному полному кораллиту колония была невысокой.

Диаметр кораллитов	2 см
Расстояние между центрами кораллитов—	1,2 см—1,6 см
Число септ в чашечках	100—120
Диаметр колонии	4—6 см

Сходство и различия: описываемая форма совпадает с описанием *Lobophyllia suevica* Quenst. Огильви к этой форме справедливо относит *L. meandrinoides* Michelin, отмечая, что ее Эдвардс и Гейм необоснованно причисляют к кайнозойскому роду *Oulophyllia*. Однако для представителей рода *Oulophyllia*, как правильно указала она же, характерны глубокие ложбинки и острые высокие хребты; чашечки расположены рядами в ложбинках и в них имеется губчатый столбик, что несвойственно виду Эдвардса и Гейма. Нельзя относить эту форму и к представителям рода *Thecosmilia*, т. к. для них характерна резко выраженная обособленность кораллитов в ветвистой или пучковидной колонии.

Распространение: Португалия—в. лузитан, Франция—лузитан, Швейцария и Натгейм—кимеридж, Вост. Альпы (Унтерсберг)—титон, Штрамберг—портланд.

Местонахождение: из массивных известняков ущелья р. Псоу и из осипей окрестностей оз. Рица.

Сем. **DERMOSMILIIDAE** Koby

Род **Calamophyllia** Blainville

Calamophyllia flabellum Blainville

1843. *Lithodendron flabellum* Michelin, Iconograph. Zooph., p. 94, pl. 21, fig. 4.
1850. *Eunomia flabella* d'Orbigny, Prodr., II, p. 32.
1857. *Calamophyllia striata* Edwards et Haime (pars), Corall., v. II, p. 345.
1857. *Calamophyllia Striata* Fromentel (pars), Introd. p. 136.
1864. *Rhabdophyllia flabella* Thurmann et Etall., Leth. bruntr., p. 386, pl. 54, fig. 2.
1880. *Lithodendron Rauracum* Quenst., Petrefact., S. 722, Taf. 171, Fig. 18.
1884. *Calamophyllia flabellum* Koby, Pol. jur., p. 182, pl. 53, fig. 1, 1a, 1b, 2, 3, 3a.
1884. *Calamophyllia crassa* Koby, Ib. p. 182, pl. 59, fig. 1.
- non 1897. *Thecosmilia fladella* Blainv. var. *compacta* Koby, Ogilvie. Die Korallen der Stramb., S. 207, Taf. XIV, Fig. 5a, b, c.
1949. *Calamophyllia flabellum* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, стр. 79, табл. VI, фото 6, 6a, 6b.

В коллекции есть несколько экземпляров одинаковых пучковидных колоний, их признаки совершенно совпадают с признаками *Calamophyllia flabellum* Blainville уже описанной мной из в. юры Рачи и Юго-Осетии. Форма, охарактеризованная Огильви, по видимому, идентична с *Cal. étallonii* Koby. Следует только отметить, что представители этого рода имеют перегородку пористую к внутреннему краю и иногда губчатый столбик.

Местонахождение: из массивных известняков ушей рек Мзымты, Псоу, Гега и Бзыбь и из осыпей окрестностей оз. Рица.

Calamophyllia étaloni Kobu

1884. *Calamophyllia Étaloni* Kobu, Pol. jur. de la Suisse, p. 190, pl. 59, fig. 2.
 1897. *Thecosmilia flabella* Blainv. var. *compacta* Kobu. Ogilvie, Die Korallen des Stramb., S. 207, Taf. XIV, Fig. 5a, b. c.
 1913. *Calamophyllia Étaloni* Speyer, Die Korallen der Kelheimer Jura, S. 221.
 1949. *Calamophyllia Étaloni* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, стр. 78, табл. 7, фото 5.

В коллекции есть несколько образцов этого вида, ничем не отличающихся от Рачинских и Юго-Осетинских экземпляров [1].

Распространение: Во Франции и Швейцарии — кимеридж, Штрамберг—титон, Грузия—Кимеридж.

Местонахождение: верхние горизонты массивных известняков ушей рек Мзымта, Псоу, Гега и окрестности оз. Рица.

Calamophyllia (?) *tubiporaeformis* Felix

Табл. III, фиг. 3.

1903. *Calamophyllia tubiporaeformis* Felix, Die Anthozoen des Glandarienkalks, S. 173, Taf. XVI, Fig. 7.

На гладкой поверхности известняка видна часть пучковидной колонии с очень мелкими кораллитами в виде стеблей соломы, цилиндрические, с правильно—округлыми чашечками, края которых довольно высокие (выступающие). У чашечек дно плоское, на ней выступающие септы; в некоторых кораллитах септы в центре соприкасаются и образуют столбик. 6 септ первого цикла довольно толстые и длинные, септы второго цикла почти такой же длины, но гораздо тоньше, а септы порой не полного третьего цикла рудиментарны. Стенка довольно толстая, септотекальная и четко обособляет каждый кораллит. Кораллиты расположены очень тесно. С внешней стороны они покрыты очень тонкими ребрами. Между кораллитами в продольном шлифе видны днища.

Диаметр кораллитов 1—1,5 мм

Число септ в чашечках 12—14

Сходство и различия: считаю сомнительным принадлежность описываемой формы к роду *Calamophyllia*, но видимо автор вида располагал образцом лучшей сохранности. В остальном абхазский экземпляр всеми признаками соответствует описанию *Calamophyllia tubiporaeformis* данному Феликсом. Как отмечает автор вида, он из всех представителей рода *Calamophyllia* наибольшее сходство обнаруживает с байосским *Cal. radiata* Edw. et H., но последняя отличается немного более крупными септами (1,5—2 мм) и их большим числом.

Распространение: Сирия—в. юра.

Местонахождение: из массивных известняков ущелья р. Мзымты и р. Псоу.

Сем. SYNASTRAEIDAE Alloiteau

Род *Dimorphastraea* Fromentel

Dimorphastraea cf. *lamellosa* Solomko

Табл. III, фиг. 4.

1888. *Dimorphastraea lamellosa* Solomko, Die Jura und Kreidekorallen der Krim, S. 190, Taf. VI, Fig. 4.

В коллекции имеется пластинчатая колония как бы облекающая породу; ее нижней стороны не видно. Поверхность слабо вогнутая, на ней видны чашечки, расположенные в 4 concentрических ряда. Чашечки очень плоские с маленьким углублением ямочки в центре. Перегородки в чашечках расположены радиально, а между рядами они параллельны и равной толщины. Септы в чашечке не достигают центра; они состоят из почти горизонтальных рядов трабекул. Септы одного ряда чашечек беспрепятственно переходят в чашечку соседнего ряда. Столбика нет.

Высота пластинчатой колонии	3—5 мм
Диаметр чашечек	3 мм
Расстояние между чашечными рядами	8 мм
Межчашечное расстояние в рядах	2,5—5 мм
Число септ в чашечках	16—18
На 5 мм	10—11 септокоств.

Сходство и различия: описываемая форма схожа с крымским *Dimorphastraea lamellosa* Solomko, отличием служат равной толщины септы (у Крымского тонкие септы чередуются с толстыми), по остальным признакам они совершенно идентичны.

Распространение: Крым—в. юра (секван ?).

Местонахождение: ущелье р. Гегы (из глыбовой осыпи).

Сем. THAMNASTERIDAE Vaughan et Wells

Род *Thamnoseris* Thurmann et Étallon

Thamnoseris cf. *amedei* Étallon

1862. *Microphyllia Amedei* Thurm. et Étallon, Leth. bryotr., p. 393, pl. 36, fig. 1.

1889. *Latimaeandra Amedei* Koby, Pol. jur. de la Suisse, p. 254, pl. 71, fig. 3; pl. 72, fig. 8.

1896—97. *Thamnoseris Amedei* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 242, Taf. X, fig. 1, 1a, 1b.

1913. *Thamnoseris Amedei* Speyer, Die Korallen des Kelheimer Jura, S. 22, Taf. 22, Fig. 27, 27a.

Имеются два образца древовидных, ветвистых колоний, с параллельными ветвями. Толщина ветвей у этих образцов различна. У одной из

колоний концы ветвей округлены; на них расположены кораллиты с очень плоскими чашечками. Чашечки друг от друга отделены септотеккой. Септы первого порядка чередуются с последующими; к центру чашечки они утоняясь соединяются, образуя губчатую колумелу. Следует отметить, что на месте эти кораллы строят колонии объемом в несколько м³. Образцы сильно выветрелые и перекристаллизованы; внутренняя структура не видна.

Диаметр чашечек 3—4 мм

Высота обломка колонии 5—7 см

Диаметр ветвей 12—18—35 мм

Сходство и различия: описываемая форма наиболее близка к *Thamnoseres amedei* Étallon. Из сходных форм можно назвать *Th. peroni* Fromentel, но последняя характеризуется большей величиной чашечек и более толстыми септами.

Распространение: Швейцария — рорак, Штрамберг — титон; Кельгейм — рорак и титон.

Местонахождение: из глыбовых оспей в юрских массивных известняков окрестностей оз. Рина.

Thamnoseres cf. strambergensis Ogilvie

1897. *Thamnoseres Strambergensis* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 243, Taf. X, Fig. 3, 3a.

В коллекции имеется обломок массивной колонии, поверхность которой, повидимому, была выпуклой. На шлифовке видны чашечки, расположенные группами; их очертание почти полигональное; диаметр чашечек не более 4—6 мм; всего наблюдается 36 септ, 10 из них достигают центра; часто внутренний край перегородок утолщен. Столбик длинный.

Сходство и различия: у описываемой колонии не сохранилась поверхность, очертание и высота, но по размеру и расположению чашечек можно отнести к *Thamnoseres Strambergensis* Ogilvie. Как отмечает автор вида, из близких форм, она больше всех похожа на *Th. troleana* Étallon, только у последней меньшее число септ и чашечки меньшего размера.

Распространение: Штрамберг—титон.

Местонахождение: ущелье р. Мзымта.

Сем. MICROSOLENIIDAE Kobay

Род *Dermoseres* Kobay

Dermoseres chardti Kobay

Табл. III, фиг. 1.

1886. *Dermoseres Schardti* Kobay, Des polypiers jurass. de la Suisse, p. 340, pl. LXXXIX, fig. 5, 5a.

В коллекции имеется два крупных обломка больших дендроидных колоний. В колонии кораллиты располагаются очень тесно; они поч-

ти цилиндрической формы. Часто ветвящиеся под очень острым углом. Чашечки плоские; кораллиты иногда имеют очертание неправильного эллипса, чаще же совершенно круглые, снаружи на кораллитах отмечаются пережимы. В центре чашечки есть еле заметная ямочка, столбика нет. Септы очень тонкие и многочисленные, все одинаковой толщины, длина же у них разная, и последовательно убывает от септ первого цикла к более поздним. Перегородки пористые, их дистальный край покрыт равными зернами. Стенка септотекальная. Между септами имеются синаптикулы. Снаружи кораллиты покрыты ровными, параллельными к друг другу одинаково тонкими ребрами. Размножение способом отщуровки почек (дихотомично). Следует отметить, что колонии достигают высоты 2 м.

Диаметр кораллитов	2,5—1,5 см
Высота	8—20 см
Число септ в кораллитах	120—160 шт
Число ребер на расстоянии 5 мм	18—20 шт

Сходство и различия: описываемая форма идентична *Dermoseris schardti* Kobu. Из родственных форм наиболее близка расположением и внешним видом кораллитов *D. nodosa* Kobu, отличием от которой служит меньшее число и толщина септ.

Распространение: Швейцария—кимеридж.
Местонахождение: окрестности оз. Рица.
Материал из колл. Н. Г. Химшиашвили.

Род *Polyphyloseris* Fromentel

Polyphyloseris aff. *convexa* d'Orbigny

На обломке известняка видна поверхность колонии с циркулярно расположенными параллельными рядами сильно выпуклых кораллитов. Колония, повидимому, пластинообразная. Кораллиты овального очертания или круглые; поверхность кораллитов полусферически выпуклая, циклолитовидная; в центре кораллита имеется ямочка. Септы многочисленны (до 100), их дистальный край покрыт мелкими, четковидными зернами. Межчашечное пространство между рядами очень глубокое; в этих частях септостокосты взаимно параллельны. Септа состоит из трабекул между которыми равномерно расположены поры, перегородки таким образом пористые по всей поверхности.

Диаметр кораллитов	6—7 мм
Расстояние между центрами чашечек	5—7 мм
Расстояние между чашечными рядами	7—8 мм
Число септ в чашечках	60—100 шт

Сходство и различия: этот коралл похож на нижнемеловой коралл *Polyphyloseris convexa* d'Orbigny; описываемая форма отличается от *P. convexa* только присутствием концентрических рядов чашечек. Из близких ей форм можно сравнить с *Microsolena fromenteli* Kobu, но присутствие сильно выпуклых кораллитов ее резко отличает от послед-

ней. Коби указывает, что от представителей родственного рода *Microsolena* меловой коралл *Polyphylloseris convexa* d'Orb. отличается также и меньшим числом септ в кораллитах, однако в кораллитах абхазского экземпляра септы довольно многочисленны.

Распространение: типичные представители вида встречаются в бареме Швейцарии и во Франции.

Местонахождение: из осепей верхней части массивных известняков ущелья р. Геги.

Род *Comoseris* d'Orbigny

Comoseris cf. *brevivallis* Ogilvie

1897. *Comoseris brevivallis* Ogilvie, Die Korallen der Stramberger Schichten, S. 248, Taf. X, Fig. 9.

В образце известняка видна часть колонии. На шлифовке заметны концентрически расположенные короткие ряды чашечек—желобки. Септы все одинаковой толщины и сплошь пористые, между септами расположены синаптикулы.

Ширина желобков 6—4 мм

Межчашечное расстояние в желобках 3—4 мм

Число септ в чашечках 24—28 шт

Число септокоств на расстоянии 5 мм 16—17 шт

Сходство и различия: эта форма имеет большое сходство с описанной Огильви *Comoseris brevivalis*, последняя же как она указывает близка к *C. irradians* Edwards et Haime, но отличается присутствием очень тонких септ, и большим расстоянием между чашечными центрами.

Распространение: Штрамберг—титон.

Местонахождение: из верхнего горизонта в юрских массивных известняках ущелья р. Мзымты.

Род *Microsolena* Lamouroux

Microsolena fromenteli Koby

1887. *Microsolena Fromenteli* Koby, Pol. jur. de la Suisse, p. 631, pl. 99. fig. 1—3.

1949. *Microsolena Fromenteli* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, стр. 114.

В коллекции имеется несколько экземпляров, один из которых сохранился целиком и вполне соответствует описанию *Microsolena fromenteli* Кобы. Этот коралл отличается от рачинского образца меньшим диаметром колонии (5 см).

Распространение: Швейцария, Грузия (Рача)—порок.

Местонахождение: ущелье р. Геги, из обвала в юрских массивных известняках.

Род *Dimorpharaea* Fromentel*Dimorpharaea* cf. *koechlini* Haime

Табл. III, фиг. 6.

1856. *Microsolena Koechlini* Edw. et H., Hist. nat. de Corall., p. 202.
 1858—1860. *Dimorpharaea Koechlini* Fromentel, Introd. à l'étude., p. 254.
 1887. *Dimorpharaea Koechlini* Kobu, Pol. jur. de la Suisse, p. 387,
 pl. 108, fig. 1, 5.
 1949. *Dimorpharaea Koechlini* Бендукидзе, Верхнеюрские кораллы Рачи
 и Юго-Осетии, стр. 114.

В коллекции имеется колония коралла ничем не отличающаяся от рачинского экземпляра.

Распространение: Швейцария, Грузия—порок.

Местонахождение: из верхнеюрских массивных известняков устья р. Гегн.

ЛИТЕРАТУРА

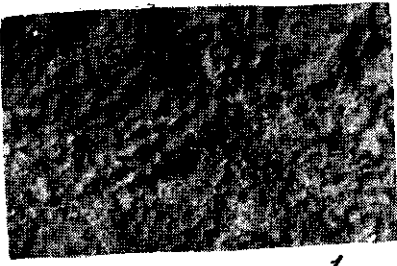
1. Бендукидзе Н. С., Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии, Тр. Инст. геол. и мин. АН Груз. ССР, сер. геол., том V (X), 1949.
2. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Тр. Ин-та геологии и минералогии АН Гр. ССР, том III (VIII), Тбилиси, 1947.
3. Козлов А. Л., Маршрут Пиленково-Чвижице (Красная Поляна), Путев. эск. XVII между. геол. конгресса, экскурсия по Кавказу, Главный хребет, 1937.
4. Козлов А. Л., Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты, Путев. эск. XVII между. геол. конгресса, экскур. по Кавказу, 1937.
5. Мирчинк М., Кораллы из юрских отложений Коктебеля в Крыму, Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, т. XV (1), 1937.
6. Муратов М. В., Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижице (Южный склон Главного Кавказского хребта). Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, Отд. геол., т. XVIII (2), 1940.
7. Муратов М. В., Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, том II, 1949.
8. Ренгарген В. П., Геология СССР, том IX, Северный Кавказ, Стратиграфическое описание, Верхнеюрские отложения (Черноморское побережье), 1947.
9. Becker E., und Milaschewitch, C. Die Korallen der Nattheimer Schichten, Palaeontographica, 21, 1875—76.
10. Bölsche W. Die Korallen des norddeutschen jura-und Kreide-Gebirges. Zeitschr. d. D. geol. Ges. vol. 18, 1866.
11. Dietrich W. O., Steinkorallen des Malms und der Unterkreide im Südlichen Deutschostafrika. Paleontographica VII, 1926.
12. Edwards H., Milne and Haime, J., A monograph of the British fossil corals, Paleontographical Soc., London 1850—1854.
13. Edwards H., Milne et Haime, J., Histoire naturelle des coralliaires Paris. I (1857); 2 (1857) 3 (1860).
14. Eichwald E., Lethaea Rossica ou paleontologie de la Russie. Vol. II, Part. I, Stuttgart 1865.
15. Etallon A., et Thurmann J., Lethaea bruntrutana 1864.
16. Felix J., Die Anthozoen des Glandarienkalks, Beitr. Pal. Geol. Ost.-Ung. Or., v. 15, 1903.

17. Fromentel E., Introduction à l'étude des polypiers fossiles. Soc. Émul. Besançon. Mém., 1861.
18. Fromentel E., Monographie des polypierh jurassiques supérieures Pt. I, Etage portlandien, Paris, 1862.
19. Fromentel E., Polypiers coralliens des environs de Gray. Gaen, 1864.
20. Fromentel E., et Ferry, H. B. A. T.—Paleontologie francais. Terrains jurassiques. Zoophytes. 1865—69.
21. Goldfuss A., Petrefacta Germania. Vol. I, 1826.
22. Gregory J. W., The corals. Jurassic fauna of Cutch, Pal. Indica. Vol. II Calcutta, 1900.
23. Koby F., Monographie des polypiers jurassiques de la Suisse. Mémoires de la Société Pal. Suisse, vol. VII—XVI, Basel, 1888—89.
24. Koby F., Sur les polypiers jurassiques des environs de St.—Vallier—de—Theiey, Bulletin de la Société géologique de France, t. II, Fasc. 5, 1902.
25. Michelin H., Iconographie zoophytologiques, 1840—47.
26. Missuna A., Die Jura-Korallen von Sudagh. Bulletin de la Société Imper. des Nat. de Moscou. N. I, 1904.
27. Ogilvie M., Die corallen der Straumberger Schichten, Stuttgart, 1897.
28. Orbigny A., Prodrome de paléontologie, Paris, 3 vols, 1846—50.
29. Quenstedt Fr., Handbuch der Petrefactenkunde. Tübingen, 1852.
30. Quenstedt Fr., Petrefactenkunde Deutschlands, I Abt., 6. Band, Korallen (Röhren und Sternkorallen), Leipzig, 1881.
31. Quenstedt Fr., Der Jura. Tübingen, 1858.
32. Solomko E., Die Jura und Kreidekorallen der Krim. Зап. Имп. Петерб. Мин. Общ., т. 24, 1888.
33. Speyer K., Die Korallen des Kelcheimer Jura, Paleontographica, Bd. 59, 1913.
34. Vaughan T. W. and Wells, J. W., Revision of the Suborders Families, and Genera of the Scleractinia. Geological Society of America, Special papers, 1943.

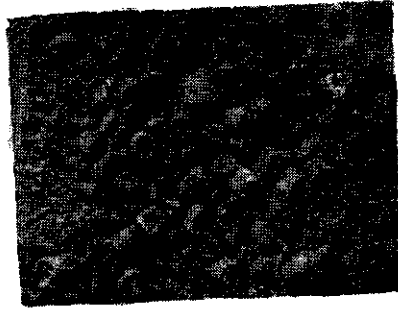
Т а б л и ц ы

Таб. I

- Фиг. 1. *Schizosmia rollieri* Kobu, $\times 2$, Секван, из массивных известняков ущелья р. Мзимта.
2. *Amphistraea* cf. *gracilis* Defr., $\times 1$, из глыбовых осыпей окрестностей озера Рина.
3. *Stylosmia michelini* Edw. et Haime, $\times 1$, из массивных известняков ущелья р. Псоу.
4. *Stylina tuberosa* Ogilvie, $\times 1$, из глыбовых осыпей окрестностей оз. Рина.
5. *Stylina parvipora* Ogilvie, $\times 1$, из глыбовых осыпей окрестн. оз. Рина.
6. *Cladophyllia* aff. *chofatti* Kobu, $\times 1$, из массивных известняков ущелья р. Мзимта (п. кимеридж).
7. *Cladophyllia ranea* Kobu, $\times 1$, из массивных известняков ущелья р. Мзимта (лузитан).



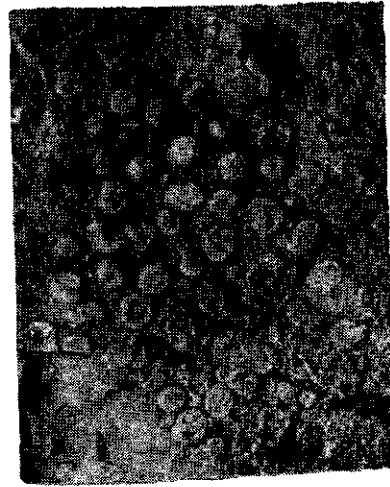
1



3



2



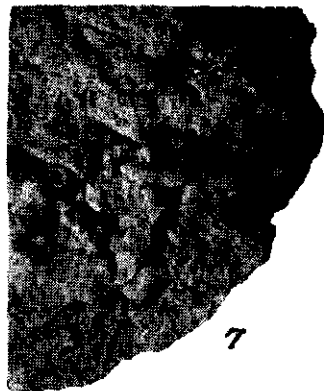
6



4



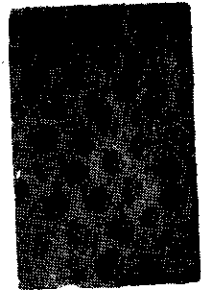
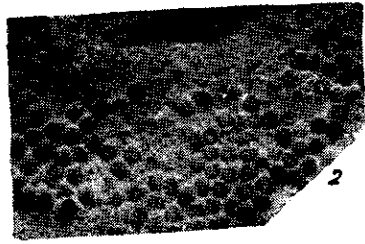
5



7

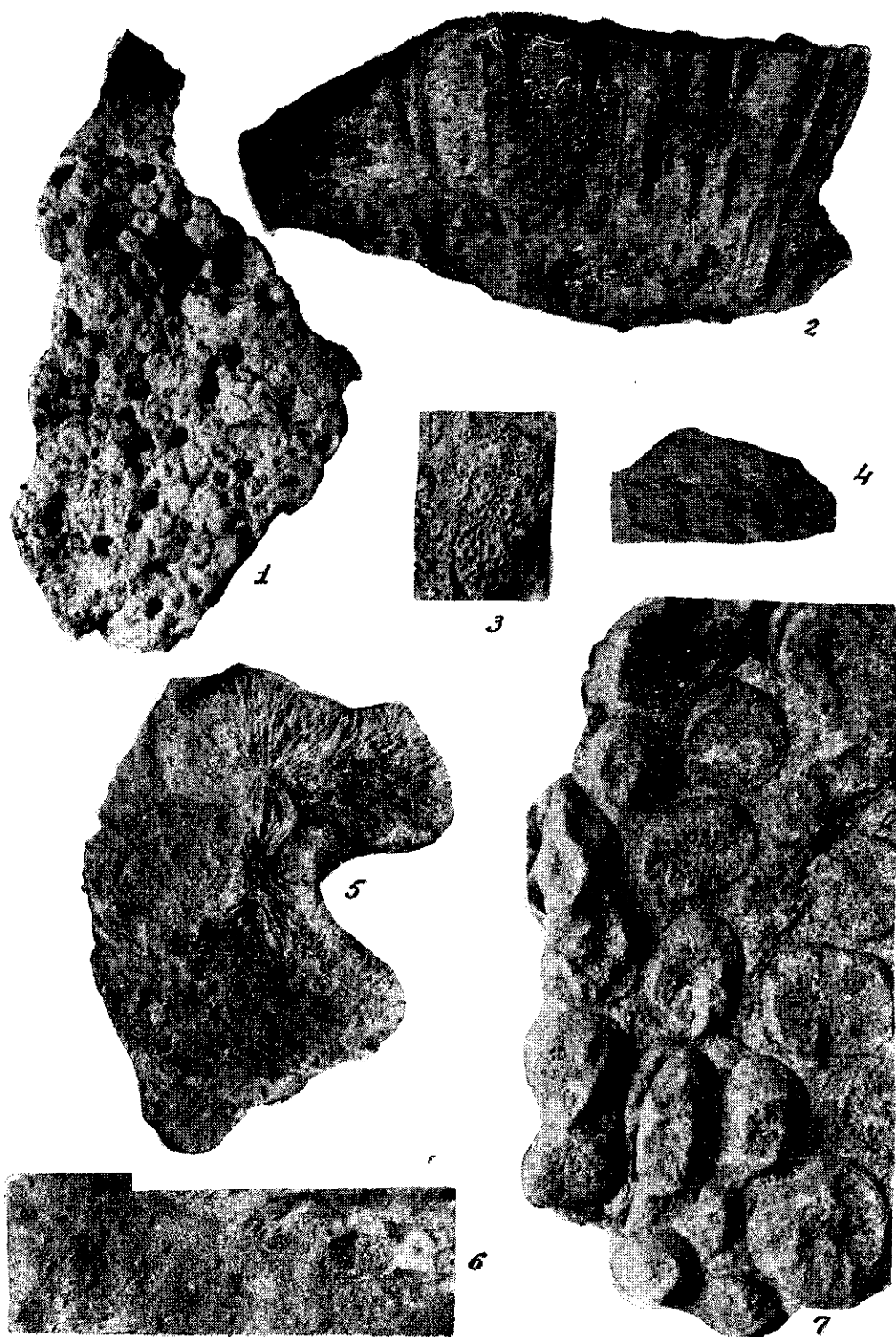
Таб. II

- Фиг. 1 и 2. *Heliocoenia variabilis* Étalon, из глыбовых осыпей окр. оз. Рица.
- 3 и 4. *Cyathophora bourgueti* Defr., × 1, из глыбовых осыпей окрестностей озера Рица.
5. *Cryptocoenia castellum* Michelin, × 1, ущелья р. Мэжнта (порак).
6. *Cryptocoenia limbata* Goldfuss, × 1, из окрестн. озера Рица.



Таб. III.

- Фиг. 1 и 2. *Cryptocoenia castellum* Michelin, $\times 1$, продольный разрез, из массивных известняков ущелья р. Мзимта (порак).
3. *Calamophyllia* (?) *tubiporaeformis* Felix, $\times 1$, из массивных известняков ущелья р. Псоу.
4. *Dimorphastraea lamellosa* Solomko, из осыпей ущелья р. Гегн.
5. *Latiphyllia succica* Quenst., $\times 1$, из массивных известняков ущелья р. Псоу (в. кимеридж).
6. *Dimorpharaea kochlini* Kobu, $\times 1$ из осыпей ущелья р. Гегн.
7. *Dermoseris schardti* Kobu, $\times 1$, из глыбовых осыпей окрестностей оз. Рнца.



И. В. КАЧАРАВА

ОЛИГОЦЕНОВАЯ ФАУНА РАЙОНА АХАЛЦИХА

В работе дано описание моллюсковой фауны из песчаников горизонта Каратубани (Куратубани) и корбулевых слоев Ахалцихского района. Горизонт Каратубани автором отнесен к нижнему олигоцену, а корбулевые слои к среднему олигоцену.

Описанная ниже моллюсковая фауна собрана в толще пород, состоящей из чередования глин и песчаников с редкими линзами конгломератов. Эти отложения, мощностью несколько сот метров, по-видимому, согласно залегают на глинах приабанского яруса (горизонты с *Globigerinoides conglobata* и *Bolivina*) и перекрыты вулканогенными слоями, относимыми к гондвандской свите неогенового возраста. Хорошие обнажения этой толщи легко можно проследить по речкам, протекающим в окрестностях сс. Элиацминда, Каратубани, Дзири, Ани и Цахани. В ней снизу вверх различаются: песчаники Каратубани, глины и песчаники, корбулевые слои и пестроцветные глины и песчаники. Корбулевые слои в свою очередь делятся на нижние песчаники Цхрута-Цахана, лигнитовые слои и верхние песчаники Цхрута-Цахана.

Мощность горизонта Каратубани, равная в окрестностях сел. Каратубани 50 м, уменьшается в западном направлении и в районе Ани достигает до 15—20 м; остальная же часть каратубанских песчаников, по-видимому, замещена глинами вышележащей толщи, охарактеризованными микрофораминиферами, среди которых много форм горизонта Каратубани.

Песчаники и глины низов олигоцена представляют собой северное крыло сложной ахалцихской синклинали, опрокинутой на юг. Ядро этой складки заполнено породами корбулевых слоев и пестроцветной толщи. Фауна из этих отложений собрана главным образом на южном крыле синклинали, в слоях, обнажающихся в бассейне р. Лерциана, южнее с. Дзири и восточнее, в окрестностях сел. Элиацминда. Некоторое количество форм взято из слоев, развитых в окрестностях сс. Цхрути и Вале (см. геологическую карту Б. Ф. Мефферта [21]).

Фауна в песчаниках Каратубани впервые была обнаружена и описана Г. Абигом [30]. Ф. Освальд [23] фауну эту определил как аквитанскую (верхнеолигоценовую), а С. Симонович как среднеолигоценовую [29]. Последнего взгляда придерживается большинство исследователей. Однако в последнее время в этих отложениях кроме отмеченной фауны были

обнаружены *Planorbella* sp. и микрофораминиферы, среди которых оказались формы, свойственные хадумскому горизонту северного склона Триалетского хребта, и на этом основании вмещающие их породы были отнесены к нижнему олигоцену [13]. Относительно же возраста корбулевых слоев господствует мнение, что они являются олигоценовыми (Б. Ф. Мефферт и др.), но О. С. Вялов [7] и И. А. Коробков [19, 20] считают их миоценовыми. Описанная из этих отложений моллюсковая фауна подтверждает мнение первых исследователей (см. схему вертикального распространения форм.) В связи с этим интересно отметить и то, что в Ахалцихском районе редкие глины майкопского габитуса встречаются только в этих отложениях и корбулевые слои, фациально отличающиеся от олигоцена других районов Грузии, лишены микрофораминифер, как и майкоп (s.s.).

Самый верхний член олигоцена—пестроцветная толща содержит только ядра пеллеципод, определенные нами, как *Psamobia* и *Cerithium margaritaceum*. Обе эти формы встречаются и в корбулевых слоях.

Описываемый материал, главным образом, собран мною, пользовался и сборами других исследователей, а именно: О. Джанелидзе, М. Дзвеляя, Ф. Парцвания, за что приношу им благодарность.

В заключение следует отметить, что хотя некоторое количество форм из горизонта Каратубани представлено в виде обломков, часто окатанных, но нет никакого основания считать эти формы за вымытые из более древних отложений. Следует отметить и то, что раньше и автор данной работы считал корбулевые слои миоценовыми.

ФАУНА ГОРИЗОНТА КАРАТУБАНИ

Ostrea cyathula Lam. (?).

Таб. I, фиг. 1 и 2

1863. *O. cyathula* Sandberger, S. 379—380, Taf. 34, Fig. 1.

1864. *O. cyathula* Goldfuss, S. 15, Taf., LXXVII, Fig. 5.

1911. *O. cyathula* Boussac, p. 177—178, pl. VIII, fig. 9, 19; pl. IX, fig. 3, 27.

Раковина маленькая (длина 18 мм, высота 23 мм), тонкостенная, хрупкая. Левая створка овальная с округлым передним и усеченным задним краями. Задняя поверхность раковины покрыта радиальными ребрами разной длины. Количество ребер до 15, они пересечены следами нарастания, местами чешуйчатыми. Межреберные промежутки уже ребер, как у формы, описанной Косманном.

Верхняя створка, то несколько выпуклая, то уплощенная, покрыта весьма неравномерно расположенными следами нарастания. Отмеченные только Косманном в примакушечной области слабые следы радиальных ребер на наших экземплярах не наблюдаются.

Местонахождение. Окрестности сел. Каратубани.

Ostrea sp. nova (?)

В коллекции две створки без радиальных ребер, длина наибольшего экземпляра 25 мм, высота 39 мм. Большая створка очень выпуклая и вы-

тянута в высоту и сильно сжата с боков. Поверхность раковины покрыта следами нарастания. На макушке отмечается уплощенная площадка—место прикрепления раковины к субстрату.

Связочная ямка узкая и глубокая. Хорошо выражен мускульный отпечаток округлого очертания и испещренный штрихами. Меньший экземпляр (длина 22 мм, высота 32 мм) более плоский, с более грубыми следами нарастания.

Местонахождение. Окрестности сел. Каратубани, совместно с *O. cyathula*.

Pecten sp. (ex gr. *arcuatus* Brocchi?)

Таб. I, фиг. 3

Мы располагаем одной сильно поврежденной правой створкой пектена; створка тонкостенная, очень выпуклая (высота 16 мм, длина 13,5 мм). По форме и скульптуре напоминает *Pecten arcuatus* Broc. Форма несколько асимметричная: один край округлый, другой слабо усеченный. Радиальные ребра, в количестве 27, округлые и более широкие, чем межреберные промежутки. Следы нарастания хорошо заметны как на ребрах, так и в межреберных промежутках. У округлого края ушко покрыто 3 ребрами, из которых одно более крупное; ребра пересечены следами нарастания; на втором ушке два слабо выраженных ребра.

Местонахождение. Окрестности сел. Дзири.

Corbula cf. *henkeliusiana* Nyst

Таб. I, фиг. 4

1843. *C. henkeliusiana* Nyst, p. 63—64, pl. I, fig. 3.

1864. *C. henkeliusiana* Deshayes, t. I, p. 230—231, pl. 14, fig. 7—14.

Мы располагаем одним экземпляром этого вида. Створка удлинненно-треугольная (высота 8 мм, длина 11 мм), выпуклая, с вытянутой в удлинненный носик задней частью. У хорошо развитой макушки носик сильно загнутый; на суженной задней части створки тянется ясный и искривленный киль. Поверхность раковины покрыта следами нарастания, грубыми на нижней части. Парижская форма, по сравнению с нашей, более крупная (длина 17 мм, высота 12 мм).

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Meretrix tenuis Alex.

Таб. I, фиг. 5

1954. *M. tenuis* Овечкин, стр. 69, таб. V, фиг. 5.

В коллекции встречаются одна почти полная створка и несколько обломков меретрикса. Форма удлинненно-овальная (длина 32 мм, высота 26 мм), неравносторонняя, с короткой передней и длинной задней частями. Передняя часть суженная, задняя расширенная, края округлые. Нижний край выпуклый. Макушка выступающая. Передняя часть замочного края

слегка вогнутая, более наклонена, чем длинная и слабо выпуклая задняя часть. Максимальная выпуклость наблюдается в пределах центральной части раковины.

Поверхность створки гладкая, со слабыми следами нарастания, лучше выраженными у нижнего края.

На правой створке 3 кардинальных зуба: передний вертикальный, маленький и узкий, средний сравнительно толстый и вертикальный, задний толстый, длинный и косо расположенный.

На левой створке очень узкий передний и более толстый средний кардинальные зубы верхними концами соединены друг с другом; латеральный зуб слабый, конической формы.

На левой створке заметна луночка, ограниченная весьма узким валиком.

Эта форма, по строению замка, похожа на *Meretrix incrassata* Sow., отличается от нее удлинненностью раковины, как и *M. tenuis* Alex.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Meretrix (Callista) reussi Speyer

Таб. I, фиг. 6—9

1949. *M. (Callista) reussi* Коробков, стр. 223, таб. LX, фиг. 9, 10.

Раковина маленькая (самая большая форма в нашей коллекции имеет длину 20 мм, высоту 14 мм), треугольно-овального очертания, неравносторонняя; передняя часть раковины короткая с округлым краем, задняя же удлинненная тоже округлая. Нижний край выпуклый; верхний же с короткой, более наклоненной, но вогнутой передней частью и удлинненной, менее наклоненной, но слегка выпуклой задней.

Поверхность раковины покрыта частыми концентрическими пластинчатыми ребрами. В пределах примакушечной части ребра более узкие и сближенные. Луночка резко ограничена от остальной поверхности раковины. На левой створке три кардинальных зуба и один боковой: передний кардинальный зуб узкий и вертикальный, средний расположен несколько косо, задний короткий и узкий. Передний боковой зуб толстый, пластинчатый, почти параллельный краю.

На правой створке тоже три кардинальных зуба: задний большой и рассеченный, средний более крупный, вертикальный и короткий; передний весьма узкий, параллельный среднему зубу; впереди углубление для бокового зуба левой створки.

Синус отчетливый, треугольного очертания; передний мускульный отпечаток овальный.

C. sismondai Mayer в отличие от нашей формы более овальная с маленьким конусообразным передним зубом; *C. lugensis* Fuchs более высокая и концентрические ребра на ней более грубые; *C. beyrichi* более вытянутая в длину. Г. Абих описал эту форму как *Venus mauri* (стр. 307, таб. II, фиг. 7), а Коробков как *M. reussi* Speyer.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Cyrena semistriata Desh.

1860. *C. semistriata* Deshayes, t. I, p. 511, pl. 36, fig. 21, 22.
 1963. *C. semistriata* Sandberger, S. 307—308, Taf. XXVI, Fig. 3, 4.
 1882. *C. semistriata* Abich, S. 306, Taf. II, Fig. 2.
 1897. *C. semistriata* Wolf, Taf. XXII, Fig. 17—23.

Экземпляры из горизонта Каратубани большие (длина до 40 мм, высота до 34 мм) с короткой передней и более удлиненной задней сторонами; на задней части раковины ясно выражен киль, закилевая часть сильно наклонена. Хорошее изображение этого вида из слоев Каратубани дано в работе Г. Абиха [30]. Макушка сильно выступающая. На передней части поверхности заметны концентрические ребра, которые на остальной части раковины замещены следами нарастания.

На правой створке три кардинальных зуба: 3в удлиненный с бороздкой, 3а слабо развитый, 1 с бороздкой, A_1 и A_m расположены близко к макушке, из них нижний лучше развит. Из задних боковых зубов, далеко отстоящих от макушки, нижний более крупный.

На левой створке 4в длинный и узкий, 2в короткий с бороздкой, 2а более длинный, чем средний; сзади представлен только один боковой зуб.

Более мелкие формы *C. semistriata*, встречающиеся в лигнитовой толще, описаны ниже.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Cardium cf. tenuisulcatum Nyst

1911. *C. tenuisulcatum* Boussac, p. 204—205, pl. XI, fig. 7.

В коллекции имеется только ядро створки с обломком раковины в задней части, с характерными для вида межреберными ячейками. Высота раковины 12 мм, длина 15 мм (наибольший экземпляр парижской формы имеет диаметр 21 мм). Форма округло-треугольного очертания, выпуклая, с умеренно выступающей макушкой, расположенной почти посередине раковины. Задняя часть более короткая, чем передняя, и несколько угловатая.

По Зандбергеру (стр. 318—320), в межреберных бороздках у *C. anguliferum* Coldf. (*C. cingulatum* Goldf.) близкого к *C. tenuisulcatum*, развиты овального очертания ячейки, тогда как у последнего в средней части раковины ячейки округлые, а ближе к заднему краю приблизительно четырехугольные. Кенен, изучивший большое количество этих форм, пришел к выводу, что разного очертания ячейки встречаются на одном и том же экземпляре и поэтому эти две формы объединил в один вид.

Следует отметить, что на поверхности ребер ахалцихской формы были замечены ребровидные поднятия, какие наблюдаются только на ребрах *C. tenuisulcatum* Майнцского бассейна.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Pectunculus obovatus Lam.

Таб. I, фиг. 10—18

1863. *P. obovatus* Sandberger, S. 349—350, Taf. XXX, Fig. 3, 3a, 3b.
 1864. *P. obovatatus* Deshayes, t. I, p. 849—852, pl. 73, fig. 1—2.
 1882. *P. obovatus* Abich, S. 306, Taf. II, Fig. 1.
 1884. *P. obovatus* Speyer, Taf. XVII, Fig. 12, 13, 14, Taf. XVIII, Fig. 1—8, Taf. XX, Fig. 1—7, Taf. XX, Fig. 1—15

Большинство экземпляров данного вида в коллекции представлено в виде сильно потертых обломков, но встречаются и особи хорошей сохранности.

На большом ахалцихском материале можно проследить развитие формы. Наименьший экземпляр с диаметром менее 10 мм круглый (рис. 10—11), уплощенный, симметричный, покрытый радиальными ребрами, отстоящими друг от друга почти на равном расстоянии. В промежутках между ребрами заметны более тонкие радиальные ребрышки. Тонкие и правильные концентрические следы нарастания на ребрах образуют мельчайшие гранулы. Замочная площадка, дугообразно изогнутая, покрыта поперечно расположенными зубами.

На более взрослых экземплярах (с диаметром 15 мм), отмеченная скульптура заметна только в пределах переднего и заднего краев, на остальной же части раковины видны только далеко отстоящие друг от друга ребра. Крупные раковины носят только радиальные ребра, сменяющиеся местами бороздками.

Самые крупные формы (54 мм и более) обычно асимметричные: задняя часть раковины несколько удлиненная и угловатая. Связочная площадка, треугольного очертания, покрыта шевронообразными бороздками, количество которых у маленьких особей 2, а у крупных до 11. Замочная площадка широкая, дугообразная, несущая поперечно расположенные и изогнутые зубы. Зубы, расположенные по краям то прямые, то несколько изогнутые и имеют поперечную штриховку.

Формы, представленные в окрестностях сел. Бенара в виде ядер в слоях, в залегающих под нижними песчаниками Цхрута-Цахана, относятся к этому виду.

Местонахождение. Сс. Каратубани, Дзири, Ани и Бенара.

Neritina aff. fluviatilis Linné

Таб. I, фиг. 19—22

Раковина округлого очертания, с едва выступающей спиралью; она состоит из трех оборотов, последний оборот очень большой. Брюшная сторона уплощенная; швы ясные, не углубленные. Устье полулунное, с глубоким париетальным каналом. Наружная губа тонкая, внутренняя с широким и толстым мазолевидным разращением. Внешний край разращения S-образный, внутренний же почти прямой. Следы нарастания ясные на последнем обороте. Поверхность раковины гладкая, иногда с цветным

рисунком, похожим на рисунок некоторых майнцких *N. fluviatilis* (Зандбергер, стр. 156, таб. VII, фиг. 12). Ахалцихская форма и по строению близка к ней, но у наших экземпляров отворот внутренней губы более толстый и спираль менее выступающая.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Calyptraea striatella Nyst

Таб. I, фиг. 23

1843. *C. striatella* Nyst, S. 362, Taf. XI, Fig. 4, a, b.

1863. *C. (Infundibulum) striatella* Sandberger, S. 138—139, Taf. XIII, Fig. 4, 4^{a-c}.

1864. *C. striatella* Deshayes, p. 276—277, pl. 9, fig. 3—4.

1892. *C. striatella* v. Koenen, S. 906, Taf. LVIII, Fig. 1, 2, 3.

1896. *C. striatella* Kissling, S. 41, Taf. III, Fig. 40, 41.

Эта форма в коллекции представлена, главным образом, в виде ядер. Форма тонкостенная, невысокая, расширенно коническая, состоящая из 2,5 оборотов (диаметр 10—14 мм, высота 5—6 мм). Шовная линия неглубокая и неотчетливая. Обороты в средней части выпуклые. Основание раковины округлое. Макушка субцентральная. Поверхность раковины покрыта неправильными следами нарастания, местами с шиповидными выступами.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Natica hantoniensis Pilkington

Таб. I, фиг. 24—27

1863. *N. (Neverita) hantoniensis* Sandberger, S. 163—164, Taf. XII, Fig. II, IIa, IIb.

1866. *N. hantoniensis* Deshayes, p. 44—45, pl. 68, fig. 1—3.

1882. *N. hantoniensis* Abich, S. 292, Taf. 8, Fig. 4, 4a, 4b.

1891. *N. hantoniensis* v. Koenen, X, (3), S. 589—592, Taf. 40, Fig. 1 a, b, c; 2 a, b; 3a; b; 4a, b.

Раковина округлая, вытянутая в высотном направлении (высота 13—30 мм, ширина 12—28 мм, высота устья 10—25 мм, ширина 6—11 мм, высота последнего оборота 12—27,5 мм, число оборотов 4), со слабо выдающимся завитком (высота завитка приблизительно 2—4 мм). Обороты выпуклые, покрытые следами нарастания, изогнутыми у шва, где поверхность оборота несколько вдавлена; в пределах пупка следы нарастания более грубые. На верхушке первого оборота отмечается место для прикрепления эмбрионального оборота.

Устье крупное, грушевидной формы, с хорошо выраженным париетальным каналом. Наружная губа хрупкая; утолщенный отворот внутренней губы с двумя (умбональным и париетальным) мазелевидными утолщениями. Внешний край отворота несколько вогнутый. Пупок перекрыт частично умбональным утолщением. Швы поверхностные, извилистые, в

особенности на последнем обороте. От западно-европейских форм ахалцхские экземпляры отличаются только отсутствием на поверхности раковины спиральной штриховки, наличие которой отмечается только у хорошо сохранившихся экземпляров.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Natica nysti d'Orb.

Таб. I. фиг. 28—32

1863. *Natica nysti* var. *micromphalus* et *conomphalus* Sandberger, S. 164—166, Taf. XIII, Fig. 2, 2a и 2b; Fig. 3, 3a, 3b.
 1891. *N. achatensis* v. Коенен, S. 581—584, Taf. XXXI, Fig. 1a, b, c, 2 a, б, с, 3 a, b, 4.
 1911. *N. micromphalus* var. *conomphalus* Boussac, p. 332, pl. XX, Fig. 9, a, 20.
 1937. *N. micromphalus* var. *conomphalus* Коробков, стр. 135—136, таб. 1, фиг. 3—4.

В коллекции много экземпляров данного вида. Раковина округлого очертания. Высота наибольшего экземпляра 17 мм, ширина 15 мм, количество оборотов 5. Завиток умеренно выступающий, обороты довольно быстро возрастающие. Швы ясные, но неуглубленные. Поверхность раковины гладкая, следы нарастания хорошо выраженные, в особенности на последнем обороте. На поверхности некоторых раковин отмечается цветной рисунок, состоящий из темных и светлых полос. Иногда на поверхности оборотов заметны слабо выраженные спиральные штрихи.

Устье расширенно-грушевидной формы, с ясно выраженным париетальным каналом. Отворот внутренней губы умеренно широкий. Внешний его край слабо вогнутый. Отворот внутренней губы у пупка резко суживается.

Ахалцхская форма похожа на *Natica nysti* d'Orb. var. *conomphalus* Sand. Коенен оба разновидности *N. nysti*, описанные Зандбергером, считает за *N. achatensis*.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Natica (Amauropsella) elegans n. sp.

Таб. I, фиг. 33; таб. II, фиг. 1, 2.

В коллекции два образца, один из них более широкий имеет высоту 20 мм, ширину 16 мм и 6 оборотов. Обороты выпуклые, быстро возрастающие и ступенчато расположенные, снабжены горизонтальными околошовными площадками, отделенными от остальной части оборота килеватыми перегибами. Поверхность околошовной площадки слегка углубленная. Устье полудунного очертания, суженая сзади и расширенная впереди, со слабо выраженным париетальным каналом. Отворот внутренней губы тонкий, тесно прилегающий выше пупка и отстающий в передней части губы.

Пупок узкий, выходящее из него узкое ребро (*stylet ombilical*) соединяется с губой, несколько утолщающейся в передней части.

Следы нарастания ясные, в особенности на околошовной площадке. Ахалцихская форма отличается от лютетской *N. spirata* отсутствием хорошо выраженной поперечной штриховки. Судя по литературным данным, околошовная площадка, характерная для нашей формы, наблюдается и у *N. scaligera* Waagn, но *stylet ombilical* у нее отсутствует.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Cerithium (Pirenella) plicatum Brug. var. *galeottii* Nyst

Таб. II, фиг. 3—6

1845. *C. galeottii* Nyst, p. 537, 539, pl. XLII, Fig. 6, a-b.

1863. *C. plicatum* var. *galeottii* Sandberger, S. 96—100, Taf. IX, Fig. 3a, 3b.

1864. *C. plicatum* Deshayes, III, p. 196—197, pl. LXXX, fig. 18—19.

1896. *C. plicatum* Kissling, p. 39—40, pl. III, fig. 25—31.

1911. *C. plicatum* Brug. mut. *galeottii* Boussac, p. 300—301.

1897. *Potamides galeottii* Wolf, Taf. XXV, Fig. 27, 28.

Эта форма в толще горизонта Каратубани встречается в большом количестве; в коллекции у всех экземпляров отломаны верхушка и наружная губа. Раковина коническо-башенкообразная, суживающаяся кверху. Высота раковины не менее 23 мм, ширина до 10 мм, количество оборотов не менее 10. Обороты плоские или слегка выпуклые. Швы более или менее отчетливые.

Устье округлое; наружная губа, тонкая и хрупкая, легко отламывается; внутренняя губа, тесно прилегающая, утолщена в пориетальной части. Сифональный канал едва заметный, пориетальный канал отчетливый, желобкообразный. Последний оборот с резким перегибом к уплощенному основанию.

Поверхность оборотов украшена 4 продольными, гранулированными ребрами. Одно такое ребро помещено у шва. Гранулы обычно округлые, иногда вытянутые в продольном направлении. На верхних ребрах (максимум 3) бугорки расположены в один ряд и образуют поперечные, резко выраженные складки. Иногда на нижней части оборота видны дополнительные ребрышки (2—3), иногда трудно отличимые от главных. Обычно ребра гранулированные, но встречаются экземпляры с негранулированными ребрами в количестве, доходящем до 8.

Местонахождение. Окрестности сс. Ани и Каратубани.

Cerithium (Pirenella) subelegans Abich

Таб. II, фиг. 7—9

1882. *C. subelegans* Abich, S. 302—303, Taf. I, Fig. 1, b, c, d.

В коллекции много обломков этого вида, как сильно потертых, так и хорошо сохранившихся. Обороты на больших экземплярах более вы-

пуклые, чем на маленьких; швы ясные, углубленные. Основание раковины слабо выпуклое.

Скульптура состоит из гранулированных продольных ребер. На предпоследнем обороте количество ребер равно 6. Верхнее ребро более крупное, соответственно и бугорки крупные; следующие 3 ребра неодинаковой величины; пятое ребро узкое, расположено около 4, а шестое такой же величины ребро тянется у шва. Обороты покрыты S-образными следами нарастания, образующими на ребрах гранулы. На третьем обороте не видно 5-го ребра, а на четвертом 2-го. Следует отметить, что 5-ое ребро иногда отсутствует и на предпоследнем обороте.

На более крупных экземплярах предпоследний оборот украшен 8 ребрами; здесь дополнительные ребра отмечены между первым и вторым и третьим и четвертым главными ребрами. На еще более крупных особях предпоследний оборот носит ребра, среди которых крупными являются то 1-ое и 5-ое, то 1-ое, 3-ее и 4-ое. У самых крупных экземпляров дополнительные ребра появляются в средней части оборота и у верхнего шва. Замечены формы с равными ребрами, среди которых гранулированным является только первое. На основании раковины развито 6 ребер (максимум), иногда слабо выраженных.

Устье грушевидного очертания, суженное спереди; отворот внутренней губы тонкий, тесно прилегающий к основанию. Столбик с двумя косо расположенными складочками; сифональный канал умеренно удлиненный.

Местонахождение. Сс. Дзири, Ани и Каратубани.

Cerithium subvaricosiforme n. sp.

Таб. II, фиг. 10

Раковина башенкообразная, с остроконечной макушкой. Швы поверхностные; обороты слабо выпуклые, медленно возрастающие; последний оборот со слабо выпуклым основанием. Поверхность раковины потерта, но все же видны продольные гранулированные ребрышки двух порядков чередующейся последовательности. Имеются варикозные разращения 1—2 на обороте; кроме этого развиты неясные поперечные ребра. Устье у описываемой формы отломано, но в коллекции имеются обломки с различным строением устья. На одном обломке устье грушевидной формы с выступающим сифональным каналом, как у *C. subvaricosum* A. Braun; на другом же образце сифональный канал слабо развит.

В отличие от ахалпихской формы *C. varicosum* Coldfuss (стр. 37, таб. CLXXV, фиг. 2) имеет одинаковой величины продольные ребра, поперечные же ребра у этой формы развиты и на верхних оборотах. Зандбергер описал более крупную форму—*C. subvaricosum* с многочисленными поперечными ребрами.

Местонахождение. Сел. Каратубани.

Benoistia anica Issaeva

Таб. II, фиг. 11

1949. *B. anica* Коробков, стр. 240, таб. LXV, фиг. 2, 3.

В коллекции один потертый экземпляр этого вида, у которого отломаны макушка и частично устье. Форма пирамидальная, состоящая из 5 оборотов, слабо выпуклых и отделенных друг от друга неясными швами. Обороты, заметно возрастающие, украшены продольными ребрышками и поперечными ребрами; последние слабо выражены и представлены в средней части оборота; узкие продольные ребрышки двух порядков: более толстые чередуются с менее толстыми. Ребра гранулированные, в особенности пришовные. Устье округлое; наружная губа снаружи окаймлена варикозным разращением. Основание раковины, с килеобразным перегибом, несет продольные ребрышки.

Местонахождение. С. Каратубани.

Latrunculus (Peridipsaccus) caronis Bron.

Таб. II, фиг. 12—15

1911. *Latrunculus caronis* Boussac, p. 357—358, pl. XXI, Fig. 1, a.

Раковина удлинненно-яйцевидная (высота 7—24 мм, ширина 5—16 мм). Спираль состоит из 4—5 слабо выпуклых оборотов. Швы ясные, углубленные. Раковина гладкая, следы нарастания хорошо выражены на последнем обороте. Устье большое, несколько удлиненное, с широким и глубоким сифональным вырезом и парietальным каналом. Край устья в пределах сифонального канала заостренный. Наружная губа легко отламывается, отворот внутренней губы толстый с парietальным мазелевидным утолщением. Внутренний край отворота вогнутый, внешний же более или менее резкий и выпуклый.

От пупка тянется лимб, который сливается с фасциолой. Изображение этой формы дано Г. Абигом. *L. spiratus* Lam. более крупный, с грубыми следами нарастания; *L. burdigalensis* Grat. (таб. 46, фиг. 11) более широкая и следы нарастания на ней более грубые.

Местонахождение. Сс. Ани, Дзири и Каратубани.

Tiphys cf. cuniculosus Nyst

Таб. II, фиг. 17

1863. *T. cuniculosus* Sandberger, S. 204—205, Taf. XVIII, Fig. 8, Sa.1854. *T. cuniculosus* Beyrich, S. 220—221, Taf. 14, Fig. 6a, b.1870. *T. cuniculosus* Speyer, p. 77—78, pl. IX, Fig. 5—8.1897. *T. cuniculosus* Wolf. Taf. XXVI, Fig. 28.

В коллекции один сильно окатанный экземпляр этого вида с отломанной верхушкой (высота не менее 20 мм, ширина 11 мм). Форма веретенообразная, состоящая из трех слабо выпуклых оборотов. Швы поверхностные и неправильные. Последний оборот крупный и более выпуклый,

чем остальные. На поверхности раковины развиты валикообразные вздутия разной величины, расположенные в чередующей последовательности. Более мелкие вытянуты у шва в виде трубочки, несущей отверстие. Количество варикозных разращений 5—6, такое же количество их наблюдается и у парижской формы. Сифональный канал умеренно удлиненный и закрытый; устье удлиненное, овальное; наружная губа окаймлена варикозным разращением, внутренняя губа узкая.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Ringicula sp.

В коллекции один экземпляр этого рода, у которого отломана большая часть устья. Раковина очень маленькая, грушевидная, с шиловидной спиралью, состоящей из двух плохо различимых оборотов. Последний оборот крупный, покрыт спиральными ребрами узкими на концах оборота. Устье узкое щелевидное (в этом месте раковина деформирована) с отчетливым париетальным каналом, верхняя часть наружной губы доходит до середины завитка.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

Fusus n. sp.

У единственного экземпляра этой формы отломаны макушка и конец сифонального канала. Высота формы не менее 20 мм, толщина 9 мм, количество оборотов не менее 6, по-видимому 7 или 8. Завиток состоит из быстро возрастающих оборотов, имеющих околошовную площадку. Обороты, разделенные ясными швами, украшены поперечными ребрами и спиральными ребрышками. Ребра тянутся от шва до шва, они высокие, почти прямые; количество ребер на последнем обороте 9, где они доходят до шейки канала; на последнем неодинаковой величины 4 спиральных ребра. На первых оборотах спиральные ребрышки едва заметны.

Устье овальное с несколько изогнутым сифональным каналом.

Внутренний край наружной губы с мелкими окружными зубчиками в количестве 5. Отворот внутренней губы тонкий, прилегающий, утолщенный у париетального канала и со слабо выраженным зубовидным утолщением ближе к сифональному каналу.

Ахалцихская форма близка к *F. scalariformis* Nyst (Коробков, стр. 258—259, таб. LXIX, фиг. 12), но тот более крупный и количество поперечных изогнутых ребер на нем больше (14—16). Форма после описания утеряна.

Местонахождение. Между сс. Дзири и Каратубани.

ФАУНА ГОРИЗОНТА КОРБУЛЕВЫХ СЛОЕВ И ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ

Congeris sp.

Таб. II, фиг. 18

В глинах лигнитовой толщи представлены дреиссенсиды. Раковины маленькие, тонкие, хрупкие и поэтому очень трудно отделимы от породы

без повреждения. На некоторых экземплярах сохранилась расцветка. Присутствие среди них рода *Songeria* доказано наличием у форм апофизы. Из за плохой сохранности определение их не доведено до вида. Некоторые экземпляры внешне близки к *S. aquitanica*. Здесь дано изображение маленького экземпляра.

Местонахождение. Р. Лерциана, южнее сел. Дзири.

Corbula helmerseni Mikh.

Таб. II, фиг. 19—23

1844. *Corbula* sp. Helmersen, S. 276, Fig. 5 a, b.

1912. *C. helmerseni* Михайловский, стр. 9—18.

1935. *C. helmerseni* Рухин, стр. 46—48, таб. II, фиг. 7a, в, с, d.

В корбулевых слоях Ахалцихского третичного бассейна представители данного вида встречаются в большом количестве. Раковина (высота 10 мм, длина 14 мм) неравносторчатая и неравносторонняя. Передняя часть раковины короткая с округлым краем, задняя же удлиненная и усеченная. Правая створка более выпуклая с резким килем в задней части, ограничивающим щиток. Более слабо выраженный киль отмечается и в передней части раковины. Макушка, хорошо обособленная, значительно передвинута вперед.

На правой створке возвышается один кардинальный зуб, конусовидный, рядом с ним под макушкой расположена ямка. На левой створке представлен лопатообразный зуб, на поверхности которого тянется бороздка, делящая его на две неравные части.

Мышкульные отпечатки углубленные; передний более отчетливый, чем задний. Ахалцихские формы совпадают с *C. helmerseni*, изображенной Михайловским и Рухиным.

Местонахождение. Эта форма пользуется повсеместным распространением в корбулевых слоях Ахалцихского района.

Corbulomya nysti Desh.?

Таб. II, фиг. 24—27.

1860. *C. nysti* Deshayes, t I, p. 205, pl. 11 bis, fig. 12—15.

В глинистых породах лигнитовой толщи местами в большом количестве встречаются мелкие формы корбуломий (длина 6—8 мм, высота 4—6 мм). Раковина овально-треугольная, иногда несколько удлиненная и тогда более неравносторонняя. Передняя часть раковины больше задней. Наибольшая выпуклость отмечается около макушки, от которой тянется киль к нижнему углу. Закилевая часть раковины почти вертикальная. Передний и задний края округлые. Наружная поверхность гладкая, с едва заметными концентрическими штрихами, заметными в особенности в передней части раковины. Макушка остроконечная.

На правой створке представлен один пирамидальный зуб, позади ямка, доходящая до носика. На замочном крае внутри тянутся возвышения, похожие на латеральные зубы.

На левой створке развит пластинчатый, двулопастный зуб с ребром и бороздкой на поверхности.

Мускульные отпечатки углубленные, овальной формы. Мантийная линия расположена высоко над нижним краем раковины.

Некоторые ахалцихские формы похожи на *C. triangula* Nyst, но последняя украшена частыми и ясными следами нарастания; *C. tournoueri* Mayer (Cossmann et Peyrot, t. 1, p. 113—114, pl. III, fig. 14—17), маленькая и более удлиненная; *C. aquitana* Mayer (Cossmann et Peyrot, t. 1, p. 111—113, pl. III, fig. 7—11) более крупная, удлиненная и неравно-сторонняя. Ахалцихская форма почти совпадает с *C. nysti* Desh., только наша форма как будто несколько более выпуклая.

Местонахождение. Сел. Вале, в кернах буровой скважины.

Siliqua bogatchevi n. sp.

Таб. II, фиг. 28

В глинах лигнитовой толщи представлены мелкие формы (длина 10 мм, высота 5 мм) с округлыми передним и задним краями; макушка выступающая; верхний и нижний края параллельные, удлиненная задняя часть раковины несколько суженная; следы нарастания весьма слабые. Бороздка на ядре, соответствующая валику под макушкой, вертикальная, доходящая до середины раковины. Строение замка не известно. Ахалцихская форма похожа на *S. angusta* Desh. (p. 164, таб. VI, фиг. 16—18), только макушка у парижской формы невыступающая и она не так сильно сдвинута вперед, как у ахалцихских экземпляров. Наша форма в отличие от *S. nysti* Desh. (pl. 19, fig. 9—11) более маленькая и расположение бороздок несколько иное. По сравнению с *S. ustjurtensis* (Ильина, стр. 103, таб. 1, фиг. 7—9) ахалцихские экземпляры более маленькие и бороздка на ней более короткая.

Местонахождение. Сел. Вале, в кернах буровой скважины.

Siliqua gracilis Bogatch?

Таб. II, фиг. 29

1938. *S. gracilis* Богачев, стр. 33.

Форма представлена в виде ядра (длина 21 мм, высота 10 мм). Макушка, невыступающая, расположена ближе к переднему краю. Верхний и нижний края слегка выпуклые, почти параллельные. Передний и задний края округлые. Выпуклость формы незначительная. Бороздка несколько наклоненная, не доходит до нижнего края. По-видимому эта форма совпадает с *S. gracilis*, указанной Богачевым в списке форм из лигнитовой толщи с. Вале [5]. Она похожа и на *S. nysti* Desh. (p. 164—165, таб. 19, фиг. 9—11), имеющую длину 16 мм и ширину 8 мм; у *S. havarica* Gümb. (Wolf., таб. XXIV, фиг. 8) бороздка доходит до середины раковины. *S. oblonga* Коен. (стр. 116, таб. VII, фиг. 7), в отличие от нашей формы, имеет киль и ясно выраженные следы нарастания.

Местонахождение. Сел. Вале, в нижних песчаниках Цхрута и Цахана.

Ensis sp.

В коллекции два экземпляра этой формы (длина наибольшего экземпляра 9 мм, высота 4 мм). Форма сильно удлинённая. Передний и задний края косо усечённые, но передний край слегка дугообразный. Верхний край вогнутый, нижний выпуклый. Макушка расположена у слияния переднего и верхнего краёв. Наибольшая выпуклость отмечается в передней части раковины (2,5 мм), к заднему краю она постепенно суживается; тонкий конец раковины изогнут. Следы нарастания в задней части параллельны заднему краю.

Местонахождение. Из корбулевых слоев.

Tellina nysti Desh.

Таб. II, фиг. 30

1863. *T. nysti* Sandberger, S. 294—295, Taf. XXIII, Fig. 6, 6a, 6b.

1884. *T. nysti* Speyer, Taf. IV, Fig. 15.

1896. *T. nysti* Kissling, p. 51, pl. IV, fig. 28—30.

1856—1866. *T. nysti* Deshayes, I, p. 336—337, pl. XXV, fig. 5, 6.

1897. *T. nysti* Wolf, Taf. XXIII, Fig. 11—12.

В корбулевых слоях Ахалциха встречаются теллины, главным образом, представленные в виде ядер и похожие на *T. nysti*, описанную и изображённую Кисслингом из среднего олигоцена Германии и Зандбергером из Майнцского бассейна. Форма плоская, неравносторонняя, овально-треугольного очертания; от макушки к нижнему углу тянется слабо выраженный киль. Передняя часть формы несколько расширенная и короткая, задняя сужённая и несколько удлинённая. *T. nysti*, изображённая у Деге несколько более удлинённая (длина 35 мм, высота 24 мм) и киль резко выраженный. Впервые эту форму из корбулевых слоев Ахалциха указал В. В. Богачев [5. стр. 33].

Местонахождение. В нижних песчаниках Цхрута и Цахана в лигнитовой толще.

Tellina sp.

Таб. II, фиг. 31

В нижних песчаниках Цхрута и Цахана найдено ядро теллины похожее на *T. nysti* Desh., но отличающееся от нее треугольным очертанием (длина 30 мм, высота 21 мм). В отличие от ахалцихской *T. nysti* описанной выше, она имеет резко выраженный киль.

Местонахождение. С. Вале, из нижних песчаников Цхрута-Цахана.

Tellina sp. (ex gr. *planata* Linné)

В коллекции 4 образца *Tellina* (длина наибольшего экземпляра 34 мм, высота 24 мм), представленных в виде ядер. Форма неравносторонняя,

удлиненно-треугольного очертания, слабо выпуклая, опистогирная, с вытянутым в удлиненный носик задним конпом. Поверхность некоторых ядер у нижнего края со следами нарастания. В задней части отмечен резкий перегиб поверхности у верхнего края. По форме эти ахалцихские экземпляры напоминают *T. planata* Linnè, в особенности же ее var. *lamellosa*, но наша форма более маленькая. Она близка и к *T. benedenii*, описанной Г. Абигом из верхнего эоцена Ахалциха (р. 295—296, таб. VI, фиг. 6.). Описываемая форма, по-видимому, является переходной между эоценовой *T. benedenii* и миоценовой *T. planata*.

Местонахождение. Сел. Вале, из нижних песчаников Цхрута-Цахана.

Psamobia sp. (cf. *plana* Brong.)

Таб. II, фиг. 16, 32—34

1864. *T. plana* Deshayes, p. 379—380, pl. 23, fig. 8, 9.

Раковина удлиненно-овальная, почти равносторчатая и равносторонняя (длина 28 мм, высота 14 мм, толщина 6 мм), сильно уплощенная, с округлыми и суженными передним и задним концами. Нижний и верхний края слабо выпуклые. Макушка невыступающая, с несколько отогнутым назад носиком. На одних экземплярах от макушки к задне-нижнему углу тянется едва заметный киль, на других отмечена весьма узкая бороздка. Строение замка не известно. Судя по ядрам, описываемая форма, по-видимому, зияющая. Ахалцихская форма напоминает *T. aquitanica* (Косман и Пеиро, стр. 288—290, таб. XI, фиг. 6—9), которая крупнее наших экземпляров и в задней части имеет более ясно выраженный киль. Она более близка к *P. plana* Deshayes (t. I, p. 379, pl. 23, fig. 8, 9), но последняя более широкая. Этим же признаком отличается наша форма и от майнцкой *P. plana* (Зандбергер, стр. 297, таб. XXIII, фиг. 1).

Местонахождение. Из лигнитовой толщи корбулевых слоев с. Вале и пестроцветной толщи (по данным О. Джанелидзе).

Meretrix cf. *limbata* Rov.

Таб. II, фиг. 35

1900. *M. limbata* Rovereto, p. 102, tav. VI, fig. 9.

В коллекции два экземпляра этой формы. Раковина (длина 30 мм, высота 26 мм, толщина 13 мм) удлиненно-овальная, слабо выпуклая, неравносторонняя, с макушкой, расположенной ближе к переднему краю. Передняя сторона короткая и округлая, задняя удлиненная и несколько суженная. Передняя часть замочного края вогнутая, задняя же выпуклая. Луночка четко отграничена от остальной поверхности раковины весьма узким килеобразным возвышением. Поверхность раковины украшена концентрической скульптурой, характерной для *Callista*. Интервалы между концентрическими ребрами узкие, в особенности ближе к макушке. Строение замка не известно. Ахалцихская форма обнаруживает сходство только с олигоценовой *M. limbata*, описанной из Италии.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, южнее сел. Дзири, из лигнитовой толщи.

Meretrix incrassata Sow.

Таб. II, фиг. 36—38; таб. III, фиг. 1

1911. *M. incrassata* Boussac, p. 218, pl. XII, fig. 25, pl. XIII, fig. 10, 12; pl. XIV, fig. 1—4, 9—11

Ахалцихские экземпляры этого вида из лигнитовой толщи маленькие по сравнению с верхнеоценовыми формами из того же района. Длина 28 мм, высота 27 мм, толщина 17 мм. Раковина округло-треугольного очертания, иногда несколько угловатая сзади, сильно неравносторонняя. Передняя часть замочного края почти прямая и сильно наклоненная, задняя округлая и иногда расширенная. Нижний выпуклый край с передним краем образует иногда резко выраженный угол, переход же нижнего края в задний постепенный.

Поверхность раковины покрыта грубыми следами нарастания. Луночка отделена от остальной части поверхности очень узкой бороздкой, незаметной на некоторых экземплярах.

1 и 3а сближенные, вертикальные, почти параллельные, 1 несколько косо расположенный и более крупный, 3в косо расположенный, длинный в задней части расщепленный, с короткой нижней ветвью. На поверхности связочной подпорки тянется ребровидное возвышение, делящее ее поверхность на две неравные части, верхняя часть шире нижней.

2а маленький, вертикальный, 2в крупный с широкой бороздкой и резко очерченной вертикальной задней поверхностью. Задний зуб узкий, длинный и низкий, параллельный краю, А_ц едва заметный, конусообразный, с острым концом.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, южнее с. Дзири, в лигнитовой толще.

Cyrena semistriata Desh.

Таб. III, фиг. 2—6

Формы из лигнитовой толщи, обнаженной в бассейне р. Лерциана, южнее с. Дзири, являются более маленькими, чем формы из горизонта Каратубани (длина 35 мм, высота 25 мм). Раковина округло-треугольного очертания (рис. 4—6) с выдающейся, но несколько притупленной примакущечной частью. Макушка смещена вперед. Поверхность раковины гладкая, следы нарастания более грубые на передней и задней частях раковины.

1 и 3в рассеченные, 3а короткий, P₁ длинный, P_ш тонкий и короткий, A₁ более крупный, чем A_ш. 2а и 2в бифидные, 4в узкий без усложнения, A_ц удлинненный, P_ц далеко отстоящий от макушки и хорошо развитый.

Следует отметить, что в материале имеются экземпляры, у которых на боковых зубах развита штриховка, характерная для *Corbicula*.

Несколько восточнее Лерциана, в окрестностях сел. Элиацминда, в глинистых песках собраны цирены, несколько отличающиеся от только что описанных. Поверхность раковин то гладкая, то с грубыми следами нарастания. Некоторые из них (рис. 2) по форме почти совпадают с *C. cuneiformis*, изображенной Гольдфуссом (таб. CXLVI, фиг. 2—3), другие же (рис. 4) с *C. trigona* (таб. CXLVI, фиг. 4). Вообще формы эти весьма изменчивого очертания. Варьирует и строение замка. Вместе с экземплярами с нормально развитым замком встречаются формы без боковых зубов; у некоторых передний боковой зуб, похож на зуб *Cyrena brongniarti*; на некоторых экземплярах иногда не достает какой нибудь из кардинальных зубов. В окрестностях Элиацминда, по-видимому, имелись особые условия, вызвавшие изменения в строении раковины *C. semistriata*.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, из глин лигнитовой толщи; окрестности Элиацминда, из глинистых песков лигнитовой толщи.

Cardium minor sp. nova

Таб. III, фиг. 7

В глинах лигнитовой толщи встречаются мелкие кардиниды (диаметр 8 мм); раковина выпуклая, неравносторонняя, с округлой передней и угловатой задней частями. Поверхность раковины украшена радиальными ребрами, ширина межреберных промежутков почти равна ширине ребер. Следы нарастания отчетливы на округлых ребрах, где местами они превращаются в поперечные валикообразные утолщения; местами эти утолщения бугоркообразные. Внутреннее строение раковины не известно.

Местонахождение. Сел. Вале, из керна буровой скважины.

Cardium sp.

Таб. III, фиг. 8, 9, 10

В песчаниках корбулевых слоев в большом количестве встречаются представители кардинид, обычно плохой сохранности. Здесь дано описание форм, собранных в нижних песчаниках Цхрута-Цахана, обнажающихся в бассейне р. Лерциана, западнее сел. Цхрута.

Cardium sp. A (фиг. 8, длина 20 мм, высота 17 мм), слабо неравностороннее, выпуклое. Заостренная макушка сильно загнута. Передняя часть замочного края вогнутая (у макушки), задняя же более прямая, образует с задним краем почти прямой угол. Нижний край выпуклый, незаметно переходящий в округлый передний край. Ребра округлые, межреберные промежутки узкие, ближе к краям несколько расширенные. Количество ребер 25. На левой створке один маленький кардинальный зуб и один пластинчатый передний боковой зуб.

Cardium sp. B (фиг. 9, длина 22 мм, высота 20 мм), неравностороннее; передняя часть створки узкая и короткая, задняя широкая и удлиненная к нижне-заднему углу. Макушка выступающая. Передняя

часть замочного края сильно наклоненная, прямая; задняя же тоже прямая незаметно сливается с задним краем. Ребра (около 26) в задней части раковины слабо выраженные. Межреберные промежутки шире, чем у предыдущего вида. Следы нарастания лучше выражены в межреберных промежутках.

Cardium sp. C (фиг. 10, длина 20 мм, высота 18 мм), слабо неравностороннее; макушка, расположенная ближе к переднему краю, сильно выступающая. Количество ребер 24, они шире расставлены, чем на предыдущих видах; следы нарастания яснее выражены у нижнего края раковины.

Возможно, что все эти формы относятся к одному виду.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, западнее сел. Цхрути, из нижних песчаников Цхрута-Цахана.

Nucula cf. *greppini* Desh.

Таб. III, фиг. 11—13

1860. *N. greppini* Deshayes, p. 822, pl. 64, fig. 11, 13, 14, 16.

1896. *N. greppini* Kissling, S. 61, Taf. VII, Fig. 15, 16.

В коллекции большинство нукул представлено в виде ядер. Форма удлиненно-овальная (длина 8—13 мм, высота 5—10 мм), сильно неравносторонняя, макушка расположена почти у слияния верхнего и заднего краев. От макушки тянется киль, отграничивающий углубленный шиток. Передняя часть замочного края слегка выпуклая, задняя сильно наклоненная, нижний край выпуклый. Поверхность покрыта грубыми следами нарастания, на потертой поверхности видны радиальные штрихи. Внутренний край зубчатый. Этим признаком наша форма отличается от схожей с ней *N. laevigata* Sow. Ахалцихская форма совпадает с *N. greppini* Desh., изображение которой дано у Кисслинга.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, южнее Дзир, из лигнитовой толщи.

Natica cf. *nysti* d'Orb.

В песчаниках лигнитовой толщи встречаются редкие представители мелких *Natica*, главным образом в виде ядер, весьма похожие на *N. nysti*, отмеченные выше в горизонте Каратубани.

Местонахождение. Бассейн р. Лерциана, южнее сел. Дзир, в лигнитовой толще.

Micromelania striato-costata n. sp.

Таб. III, фиг. 14—16

В коллекции очень много представителей данного вида. Форма и скульптура их сильно изменчивые, но экземпляры с разной скульптурой связаны между собой переходными формами.

Раковина башенкообразная, то более узкая, то более вздутая. Обороты, разделенные ясными швами, украшены продольными и поперечными ребрами, часто гранулированными. На предпоследнем обороте обычно 4

неодинаковой величины ребра, с узкими межреберными промежутками. Ребро, расположенное у нижнего шва узкое, второе ребро более широкое, третье еще более крупное; самое верхнее ребро, по величине равное второму, тянется недалеко от верхнего шва. На округлом основании расположены штрихи. В задней части раковины отмечается постепенное ослабление скульптуры и самые верхние обороты почти гладкие. Встречаются экземпляры с ребрами почти одинаковой величины. На некоторых, более мелких формах количество ребер равно 5, самое крупное из них помещается у верхнего шва. Имеются экземпляры с 6 ребрами разной величины, при этом под крупным ребром в углубленной части оборота помещается весьма узкое ребро (иногда 2). Замечено, что у мелких форм без продольной вдавленности на оборотах часто все ребра почти одинаковой величины.

Поверхность раковины некоторых особей украшена поперечными складками (ребрами). Поперечные ребра S-образные, гранулированные. Ширина ребер и межреберных промежутков почти равная. Поперечные ребра тянутся от шва до шва, но встречаются экземпляры, на которых эти ребра развиты только на верхней части оборотов. Отмечается постепенное ослабление и этой скульптуры в сторону макушки, иногда самые верхние обороты почти гладкие. Однако не мало особей со скульптурой развитой и на верхней части раковины. Встречаются формы кажущиеся гладким, но при увеличении на них заметна слабая продольная скульптура.

Устье овальное, несколько удлиненное, с суженными передним и задним концами. Наружная губа у всех отломана, отворот внутренней губы прилегающий. Парнетальный канал хорошо различимый.

Ахалцихская форма имеет отдаленное сходство только с *M. ventosa* Desh. (р. 461, таб. 30, фиг. 34—36) и *M. semicostata* Desh. (таб. 30, фиг. 40—42).

Местонахождение. Сел. Элиацминда, из лигнитовой толщи.

Bithynia sp. (cf. *pupa* Nyst)

Таб. III, фиг. 17

Раковина маленькая (высота 3 мм, ширина 1,5 мм, число оборотов 5). Обороты слабо выпуклые, быстро возрастающие. Швы узкие. Устье суженное, овальное, цельное с утолщенным краем. Внутренняя губа несоприкасающаяся. Поверхность гладкая. *B. pupa*, описанная Deshayes (стр. 517—518, таб. 35, фиг. 1—4) имеет высоту 2 мм, ширину 1 мм. *Nematuro pupa* Spreyer (р. 226—227, таб. XXIX, фиг. 9) более близка к ахалцихской форме (высота 2,5 мм, ширина 1,5 мм), но в пределах устья несколько сплюснутая. Наша форма более похожа на *N. pupa* Sandberger (р. 78—79, таб. VI, фиг. 6).

Местонахождение. Сел. Элиацминда, совместно с *Microtelandria striato-costata*.

Hydrobia sp. (aff. *nitens* Desh.)

Таб. III, фиг. 18, 19

Раковина маленькая (высота до 5 мм, ширина до 1,9 мм, число оборотов 6) со слегка выпуклыми оборотами, разделенными ясными, слабо углубленными горизонтальными швами. Поверхность раковины гладкая, блестящая с едва заметными следами нарастания. Устье овальное, цельнокрайное, спереди округлое, сзади суженное. Отворот внутренней губы плотно прилегающий в задней части устья. Ахалцихская форма схожа с *B. nitens* Deshayes (стр. 501, таб. 34, фиг. 13—15), но у последней число оборотов доходит до 8—9 и швы несколько наклонные.

Местонахождение. Сел. Элиацминда, совместно с *Micromelania striato-costata*.

Melanopsis callosa A. Braun

Таб. III, фиг. 20—22

1864. *M. callosa* Sandberger, S. 88, Taf. VI, Fig. 14, 14a, 14b.1870—1875. *M. callosa* Sandberger, S. 486, Taf. XXV, Fig. 4.1892. *M. callosa* Locard, S. 180—181, Taf. IX, Fig. 19.

Раковина удлинненно-овальная, то узкая, то более вздутая; макушка у всех отломана (высота до 18 мм, ширина 5 мм), с коротким завитком, состоящим из не совсем ясно обособленных, очень слабо выпуклых и быстро возрастающих оборотов. Последний оборот более выпуклый. Швы поверхностные, наклонные. Устье неширокое, удлинненное, снабженное отчетливо выраженным париетальным каналом и глубоким сифональным вырезом. Наружная губа тонкая, отворот внутренней губы сильно утолщенный, в особенности в задней части устья у париетального канала. Поверхность раковины гладкая со следами нарастания, отчетливыми на последнем обороте. В коллекции встречаются экземпляры с последним оборотом несколько вдавленным у шва. Возможно эти последние относятся к другому виду.

Местонахождение. Изображенные экземпляры собраны в нижних песчаниках Цхрута-Цахана в бассейне р. Лерциана.

Melania escheri Bron. var. *laurae* Math.

Таб. III, фиг. 23

1870—1875. *M. escheri* Bron. var. *Laurae* Sandberger, S. 323, pl. XVII, Fig. 171892. *M. Laurae* Locard, S. 166—167, pl. IX, fig. 10

Раковина, состоящая из ступенчато расположенных оборотов, башенкообразная с отломанной верхней частью. Обороты покрыты продольными и поперечными ребрами. Количество поперечных ребер 9; они вертикальные, тянувшиеся от шва до шва, но в верхней части оборота в пределах окошечной площадки сглаженные. Продольные ребра тонкие, на каж-

дом обороте по 4. На месте пересечения продольных и поперечных ребер образуются бугорки, неясно выраженные на нашем экземпляре, раковина которой сильно повреждена. На описанном экземпляре у шва тянется ребровидное утолщение, характерное для данной разновидности.

Местонахождение. Из лигнитовой толщи бассейна р. Лерциана.

Cerithium (Tumpanotonus) margaritaceum Broce.

Таб. III, Фиг. 24—26

1863. *C. margaritaceum* Sandberger, S. 106—108, Taf. VIII, Fig. 2.

1864. *C. margaritaceum* Goldfuss, S. 36—37, Taf. CLXXV, Fig. 1.

1897. *C. margaritaceum* Wolf, Taf. XXV, Fig. 18—21.

В коллекции несколько хорошо сохранившихся экземпляров данного вида.

Раковина конически-пирамидальная, кверху равномерно суживающаяся. Последний оборот несколько угловатый, основание уплощенное. Швы более или менее углубленные. Обороты почти плоские, число оборотов не менее 11 (верхушка отломана). На предпоследнем обороте 5 гранулированных ребер. Бугорки верхнего ребра крупные, второе весьма узкое ребро помещается в депрессии, два следующих ребра одинаковой величины, пятое узкое тянется у шва. На некоторых экземплярах видны дополнительные ребра то между первым и вторым, то между вторым и третьим. Дополнительные ребра на верхних оборотах отсутствуют. На основании раковины количество ребер доходит до 8. Хорошо выраженные следы нарастания на поперечных ребрах образуют гранулы. На внутренней губе две складки. Ахалцхская форма совпадает с олигоценовыми *C. margaritaceum* и довольно резко отличаются от миоценовых разновидностей данного вида Венского и Аквитанского бассейнов.

Местонахождение. В глинах лигнитовой и пестроцветной толщи (по данным геолога Ф. Парцвания).

Cerithium (Tumpanotonus) meskheticum sp. n.

Таб. III; фиг. 27—28

Раковина, имеющая высоту не менее 35 мм (макушка отломана) и ширину 13 мм, башенкообразная с низкими и плоскими оборотами, килеватыми в пришовной части.

Поверхность оборотов украшена спиральными гранулированными ребрами. У верхнего шва ребро состоит из крупных шиповидных бугорков, вытянутых в продольном направлении. Ниже расположены ребра, неодинаково гранулированные, в количестве 3. Пятое ребро более крупное, шестое же пришовное узкое и слабо гранулированное. На некоторых экземплярах между 5 и 6 ребрами появляются два дополнительных ребра; встречаются экземпляры с двумя дополнительными ребрами и между 1 и 5 главными ребрами. На последнем обороте средние ребра узкие, два верхние едва заметны. Следы нарастания хорошо выражены, в особенно-

сти в верхних и нижних частях оборотов. На уплощенном основании 5 ребер. Наружная губа отломана, отворот внутренней губы тонкий, тесно прилегающий, столбик с двумя складками, нижняя ограничивает сифональный канал.

Описанная форма не похожа ни на один из известных мне видов.
Местонахождение. Из корбулевых слоев.

Entriofusus (?) sp.

Таб. III, фиг. 29—31

В коллекции имеются два ядра этой формы, с отломанными сифональными каналами и верхними частями спирали. Число оставшихся оборотов 3,5. Высота обломка 42 мм, ширина 39 мм. Обороты, расположенные ступенчато, быстро возрастающие, выпуклые. Последний оборот крупный с округлой окошечковой площадкой.

Скульптура состоит из спиральных ребрышек и поперечных ребер. Первые многочисленные, плоские, неправильные, местами не совсем ясно выраженные и не всегда равные. Межреберные промежутки шире ребер. Количество спиральных ребер на предпоследнем обороте не менее 9, а на последнем обороте, включая и основание 19. Слабые следы нарастания и спиральные ребрышки образуют сетчатую скульптуру, состоящую из четырехугольных ячеек. Поперечные валикообразные ребра развиты на нижней части оборотов спирали, лучше развиты они на верхних оборотах, а на последнем обороте бугорковидные, далеко отстоящие друг от друга.

Ахалцихская форма имеет отдаленное сходство с миоценовыми *E. burdigalensis* Bast.

Эту форму расширенно-веретенообразную, с сильно вздутым последним оборотом и сравнительно коротким завитком, состоящим из ступенчато расположенных оборотов, по-видимому следует относить к подроду *Entriofusus*.

Местонахождение. Сел. Вале, в лигнитовой толще.

Planorbella (?) sp.

Таб. III, фиг. 32—33

Раковина весьма маленькая (диаметр около 2 мм), малооборотная (3), с глубоким пупком, левозавитая, с невыступающим завитком.

Ахалцихская форма похожа на *Planorbella* sp., изображенную Коробковым (стр. 427, рис. 191). Изображенная форма из лигнитовой толщи.

Местонахождение. Сел. Вале, в кернях буровых скважин (из лигнитовой толщи), в горизонте Каратубани.

Стратиграфическое распространение форм каратубанского горизонта, корбулевых слоев и пестроцветной свиты

	Эоцен		н. олигон.		ср. олигон.		в. олигон.		миоцен	Примечание
	+	+	+	+	+	+	+	+		
<i>Ostrea cyathula</i> (?)	+	+	+		+					
<i>Ostrea</i> sp.										
<i>Pecten</i> sp. (ex gr. <i>arcuatus</i> ?)										
<i>Corbula</i> cf. <i>henkeliusiana</i>			+		+		+			
<i>Meretrix tenuis</i>			+							
<i>M. reussi</i>										
<i>Cyrena semistriata</i>	+	+			+		+			
<i>Cardium</i> cf. <i>tenuisulcatum</i>	+	+			+		+			
<i>Pectunculus obovatus</i>			+		+		+			
<i>Neritina</i> aff. <i>fluviatilis</i>										
<i>Calyptraea striatella</i>			+		+		+			
<i>Natica hantoniensis</i>			+		+		+			
<i>Natica nysti</i>	+	+			+		+			
<i>Natica elegans</i> n. sp.										
<i>Cerithium plicatum</i> var. <i>galeottii</i>			+		+		+			
<i>C. subelegans</i>										
<i>C. subvaricosiforme</i> n. sp.										
<i>Benoistia anica</i>										
<i>Latrunculus caronis</i>	+	+			+		+			
<i>Tiphys</i> cf. <i>cuniculosus</i>	+	+			+		+			
<i>Ringicula</i> sp.										
<i>Fusus</i> sp. nov.										
<i>Congerina</i> sp.										
<i>Corbula helmersenii</i>							+	+	+	
<i>Corbulomya nysti</i> ?							+			
<i>Siliqua bogatchevi</i> ?										
<i>S. gracilis</i>										
<i>Ensis</i> sp.										
<i>Tellina nysti</i>			+		+		+	+		
<i>T. sp.</i> (ex gr. <i>planata</i>)										
<i>Psamobia</i> cf. <i>plana</i>										
<i>Meretrix</i> cf. <i>limbata</i>										
<i>M. incrassata</i>	+	+			+		+			
<i>Cyrena semistriata</i>			+		+		+			
<i>Cardium minor</i> n. sp.										
<i>Cardium</i> sp. A										
<i>Cardium</i> sp. B										
<i>Cardium</i> sp. C										
<i>Nucula</i> cf. <i>greppini</i>										
<i>Natica</i> cf. <i>nysti</i>										
<i>Micromelania striato-costata</i> n. sp.	+	+			+		+			
<i>Bithynia</i> sp. (cf. <i>pupa</i>)										
<i>Hydrobia</i> sp. (aff. <i>nitens</i>)										
<i>Melanopsis callosa</i>										
<i>Melania escheri</i> var. <i>laurae</i>	+	+			+		+	+		
<i>Cerithium margaritaceum</i>										
<i>C. meskheticum</i> n. sp.										
<i>Eutriofofus</i> sp.										
<i>Planorbella</i> (?) sp.			+		+					

В палеогене Приаралья и в хадуме Мангышлака

T. planata миоценовая форма
P. plana олигоценная форма.
M. cf. incrassata отмечена и в аквитанском яр. Аквитанского бассейна

H. nitens олигоценная форма.
В палеогене юга З. Европы.
В геологической литературе отмечается и в миоцене.
Planorbella sp. на Кавказе отмечается в хадумском гор. и в низах майкопа

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. К., Олигоценая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-Клыч на Аральском море, Ежегодн. Всеросс. Палеонт. О-ва, т. XI, 1937.
2. Алексеев А. К., Среднеэоценовая фауна моллюсков из песчаников Северного Приаралья, Ежегодн. Всеросс. пал. об-ва, т. XII, 1945.
3. Асланов И. Н., Новые виды и разновидности фауны моллюсков из нижнеэоценовых отложений северо-вост. предгорий Малого Кавказа, Труды Института Геологии, т. XVII, Баку, 1956.
4. Баярунас М. В., Нижнеэоценовые отложения Мангышлака, Зап. Минер. О-ва, ч. X, IX, 1912.
5. Богачев В. В., Миоцен Закавказья, Аз. Фил. АН СССР, 1938.
6. Вялов О. С., Описание третичных пелеципод из некоторых мест Тургайской области, Изв. Главн. геол. — разв. упр., т. XIX, № 3, 1930.
7. Вялов О. С., Материалы к изучению третичной фауны Устюрта и Северных чинков Устюрта, Изв. Главн. геол. — развед. Упр., т. вып. 42, 1931.
8. Вялов О. С., Возраст корбулевых слоев Приаралья, Бюл. М. О-ва исп. природы: отд. геологии, т. XX (3—4), 1945.
9. Гочев П., Палеонтологични и стратиграфични изучавания верху эоцена в Варнежко, Спис. на Българского геолог. Друж., ч. V, 1933.
10. Иванова Е. Н., О некоторых видах пелеципод верхнего палеогена Таджикской депрессии, Труды нефт. геол. — развед. Инст., нов. серия, вып. 12, 1940.
11. Иванова Е. Н., Пластинчатожаберные моллюски риштанского яруса Ферганы, Тр. ВНИГРИ, палеонт. сб. 1, 1953.
12. Ильина А. П., Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66, 1953.
13. Качаравая И. В., Новые данные по палеогену Грузии, Труды конф. по вопросам региональной геологии Закавказья, Баку, 1952.
14. Коробков И. А., О некоторых видах моллюсков из хадумского горизонта окрестностей города Баталпашинска, Труды геолог. службы Грознефти, вып. 9, 1937.
15. Коробков И. А., Зона с *Variamussium fallax* Короб. в палеогеновых отложениях Северного Кавказа, Труды геологич. службы Грознефти, вып. 9, 1937.
16. Коробков И. А., Фауна моллюсков хадумского горизонта, Труды геол. службы Грознефти вып. 9, 1937.
17. Коробков И. А., Анализ конхилиофауны хадумского горизонта, Труды НГРИ (майкопский сб.), 1937.
18. Коробков И. А., Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа, Труды НГРИ, сер. А., вып. 113, 1939.
19. Коробков И. А., Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам, Ленинград, 1954.
20. Коробков И. А., Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие, Ленинград, 1955.
21. Мефферт Б. Ф., Лигнитовые месторождения Ахалцихского района, Труды ВГРО, вып. 304, 1933.
22. Михайловский Г. М., О некоторых новых или редких раковинах из третичных отложений северного побережья Аральского моря, Прог. о-ва естеств. прир. Юрьевском Унив., 1912.
23. Освальд Ф. К., История тектонического развития Армянского нагорья, Зап. Кавк. отд. Рус. геогр. о-ва, кн. 29, в. 2, Тифлис, 1916.
24. Овечкин Н. К., Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и северного Приаралья, Труды ВСЕГЕИ, Москва, 1954.
25. Рухин Л. Б., Описание некоторых новых или редких типов моллюсков из Приаральского палеогена, Учен. зап. ЛГУ, т. 1, 1935.

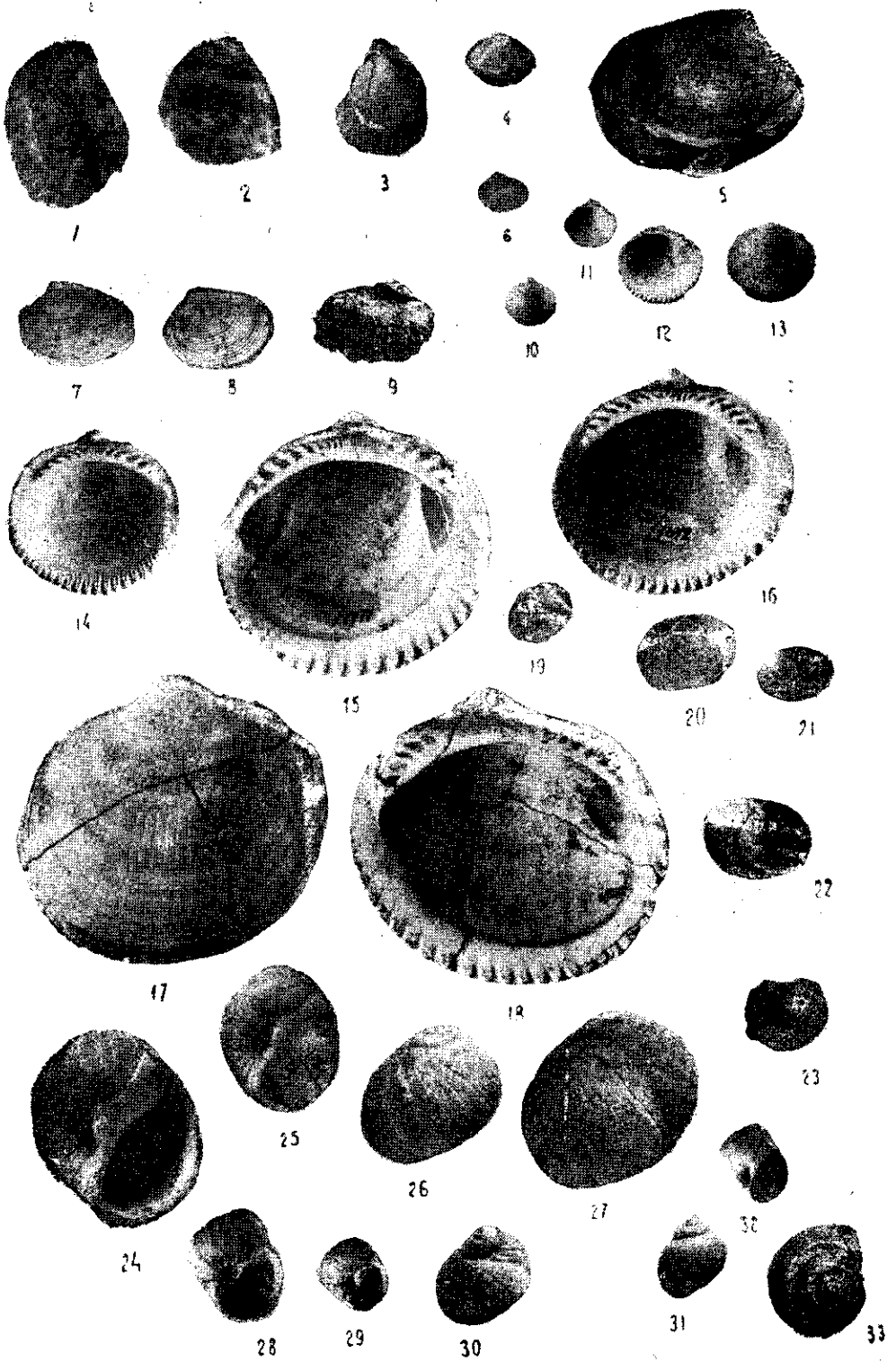
26. Слодкевич В. С., Фауна моллюсков Мандриковки, Труды ВГРО, вып. 238, 1933.
27. Соколов Н. А., Фауна нижнеолигоценых отложений окрестностей Екатеринослава, Тр. геол. ком., т. 9, № 3, 1894.
28. Соколов Н. А., Фауна моллюсков Мандриковки, 1, Тр. Геол. ком., нов сер., вып. 18, 1905.
29. Симонович С. Е. и Сорокин А., Краткий очерк геологических явлений в Ахалцихском третичном бассейне, Мат. геол. Кавк., сер. 1, кн. 13, Тифлис, 1886.
30. Abich H., Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, II. Geologie des armenischen Hochlandes, 1882.
31. Beyrich E., Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Zeitsch. d. deutsch. Geolog. Ges., t.; VI, 1854.
32. Bousseauc I., Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Annales Hébert, t. V, 1911.
33. Bousseauc I., Études paléontologiques sur le Nummulitique Alpin. Mém. carte géolog. dét. France, 1911.
34. Cossmann M., Monographie illustrée des mollusques oligocènes des environs de Rennes. Jour. de Conchyliologie, 64, 1919.
35. Cossmann M. et Peyrot A., Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Actes. soc. linn. Bordeaux, 1916—1934.
36. Cossmann M. et Lambert I., Étude paléontologique et stratigraphique sur le terrain oligocène marin aux environs d'Étampes. Mém. soc. géol. Fr. (3), III, 1884.
37. Deninger K., Beitrag zur Kenntniss der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. Geognost. Jahreshfte, XIV, 1901.
38. Deshayes G., Description des coquilles fossiles des environs de Paris..., Paris, t. 1, 2, 1824—37.
39. Deshayes G., Description des animaux sans vertébrés découverts dans le bassin de Paris... Paris, t. I, II, III, 1856—66.
40. Dreger L., Die Gastropoden von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Ann. naturhist. Hofmus., VII, 1892.
41. Dreger L., Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt., (2), t. III, 1904.
42. Fuchs Th., Beitrag zur Kenntniss der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denks. d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. cl., t. XXX, 1870.
43. Grateloup I., Conchylogie fossile des terrains tertiaires du bassin de l'Adour, 1840.
44. Goldfuss A., Petrefacta Germaniae, 1827—1844.
45. Hofmann K., Beiträge zur Kenntniss der Fauna des Hauptdolomites und des älteren Tertiärgebietes des Ofen-Kovacsier Gebirges, Mitt. aus d. Jahrb. d. ungar. geolog. Anstalt., 11, 3, 1873.
46. Kissling E., Die fauna des Mitteloligocäns im Berner Jura. Abhandl. d. schweiz. paläont. Gess. XXII, 1896.
47. Koenen A., Das marine Mittel—Oligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Paleonthographica, XVI, 1867.
48. Koenen A., Das norddeutsche Unter-Oligocän und seine Molluskenfauna. Abhandl. geolog. Specialkarte Preuss. und Thüring. St. Bd. X, 1880—1894.
49. Kranz W., Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. Neues Jahrb. f. Min. Geol., B. - B., XXIX, 1910.
50. Locard A., Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. paléont. Suisse. 1842.
51. Nyst H., Description des coquilles et des polypiens fossiles des terrains tertiaires de Belgique. Bruxelles, 1843.

52. Oppenheim P., Die Priabonaschichten und ihre Fauna. *Paleontographica*, Bd. XVII, 1900—1901.
53. Oppenheim P., *Paleontologische Miscellaneen*. Ill. 2. Beiträge zur Kenntniss des Oligocän und seiner Fauna in den venetianischen Voralpen. *Zeit. deut. geol. Ges.* 1900.
54. Rovereto G., Illustrazione dei Molluschi fossili tongriani posseduti dal Museo geologico della R. Università di Genova. *Atti d. R. univ. di Genova*, t. XV, 1900.
55. Sandberger F., Die Conchylien des Meinzer Tertiärbeckens, 1863.
56. Sandberger F., Die Land-und süßwasser-Conchylien der Vorwelt. 1870—1875.
57. Schaffer K., Das Miocän von Eggenburg. *Abhand. k. k. geolog. Reichsanst.*, 22, № 2, 1912.
58. Speyer O., Oberoligocänen Tertärgebilde und deren fauna in Fürstenthum. *Paleontographica*, Bd. XVI, 1866.
59. Wolf W., Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. *Paleontographica* Bd. 43, 1897.

Т а б л и ц ы

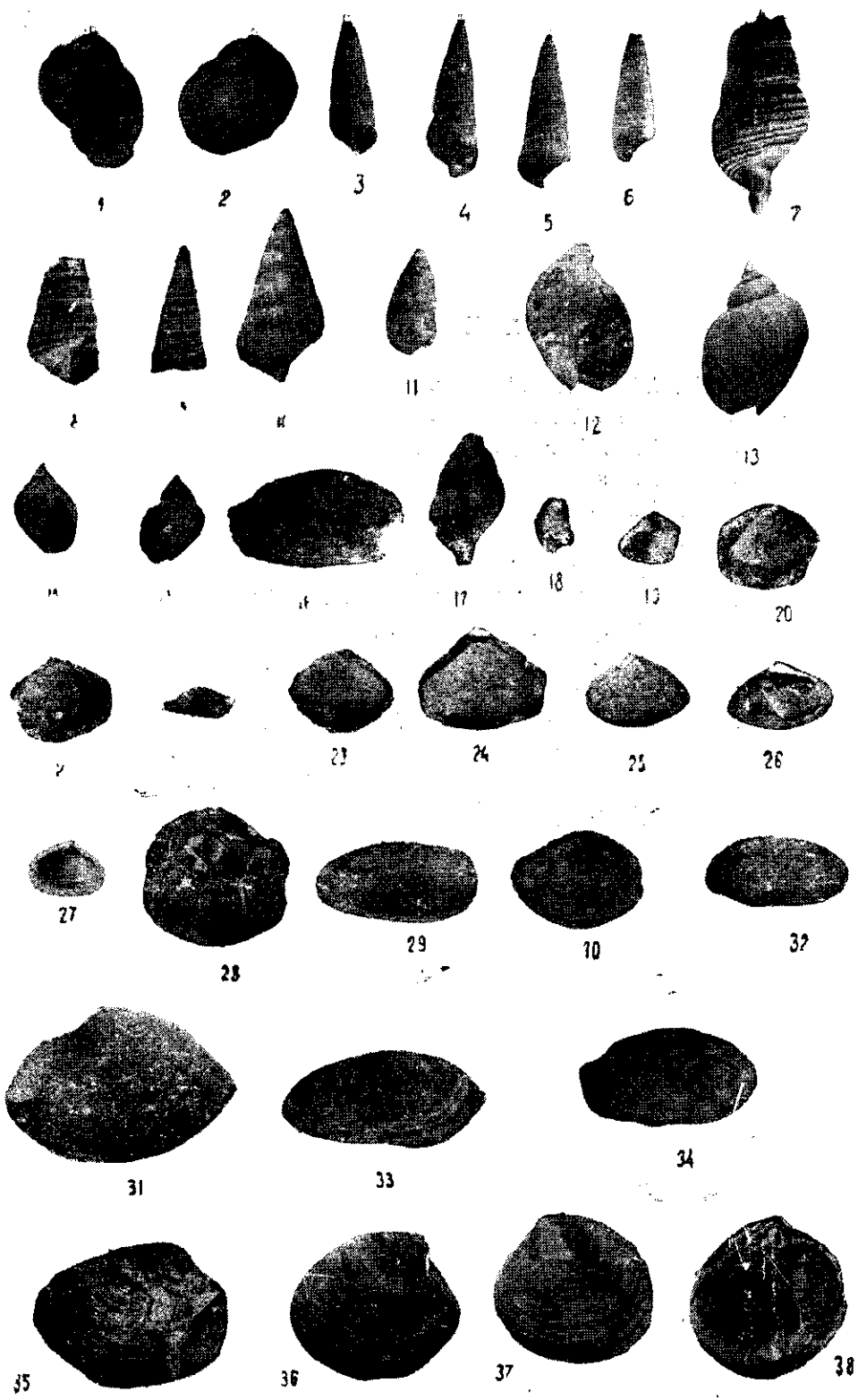
Таб. I

- 1 — 2. *Ostrea cyathula* Lam. (?)
3. *Pecten* sp. (ex gr. *arcuatus* Brocc?).
4. *Corbula* cf. *henkeliusiana* Nyst
5. *Meretrix tenuis* Alex.
- 6 — 9. *Meretrix (Callista) reussi* Speyer
- 10 — 18. *Pectunculus obovatus* Lam.
- 19 — 22. *Neritina* aff. *fluvigilis* Linné
23. *Calyptrea striatella* Nyst
- 24 — 27. *Natica hantoniensis* Pilkington
- 28 — 32. *Natica nysti* d'Orb.
33. *Natica (Amauropsella) elegans* n. sp.



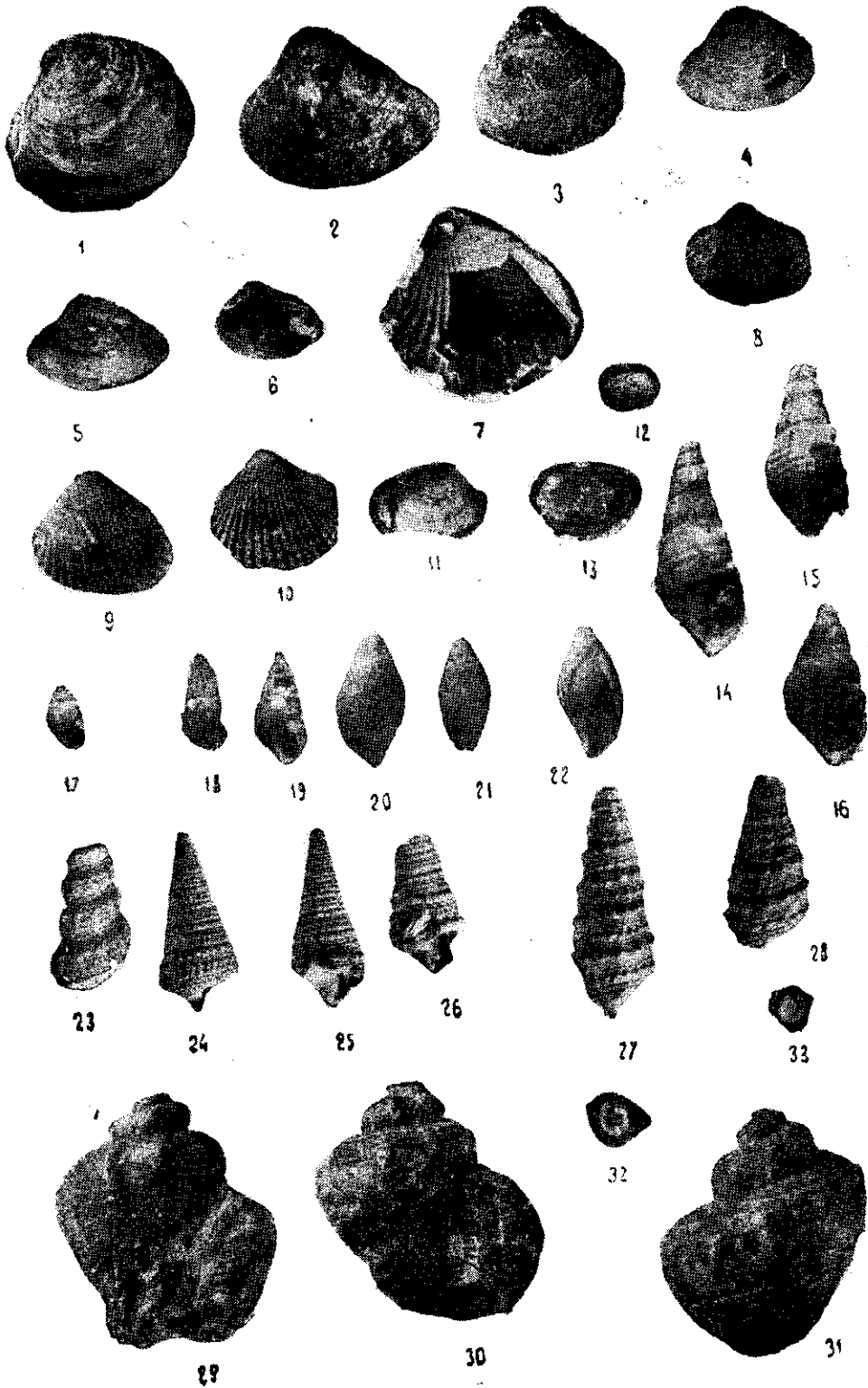
Таб. II

- 1 — 2. *Natica (Amauropsella) elegans* n. sp.
 3 — 6. *Cerithium (Pirenella) plicatum* Brug. var. *galeottii* Nyst
 7 — 9. *Cerithium (Pirenella) subelegans* Abich
 10. *Cerithium subcaricosiforme* n. sp.
 11. *Benoistia anica* Issaeva
 12 — 15. *Iatrunculus (Peridipsacus) caronis* Bron.
 16. *Psamobia* sp. (cf. *plana* Brong.)
 17. *Tiphys* cf. *cuniculosus* Nyst
 18. *Congerina* sp.
 19 — 23. *Corbula helmersenii* Mikh.
 24 — 27. *Corbulomya nysti* Desh. ♀, 2 × (приблизительно).
 28. *Siliqua bogatchevi* n. sp.
 29. *Siliqua gracilis* Bogatch.
 30. *Tellina nysti* Desh.
 31. *Tellina* sp.
 32 — 34. *Psamobia* sp. (cf. *plana* Brong.)
 35. *Meretrix* cf. *limbata* Rov.
 36 — 38. *Meretrix incrassata* Sow.



Таб. III

1. *Meretrix incrassata* Sow.
- 2 — 6. *Cyrena semistriata* Desh.
7. *Cardium minor* n. sp., 3,5 ×
8. *Cardium* sp. A
9. *Cardium* sp. B
10. *Cardium* sp. C
- 11 — 13. *Nucula* cf. *greppini* Desh.
- 14 — 16. *Micromelania striato-costata* n. sp., 3,6 ×
17. *Bithynia* sp. (cf. *pupa* Nyst.), 2,9 ×
- 18 — 19. *Hydrobia* sp. (aff. *nitens* Desh.), 3,4 ×
- 20 — 22. *Melanopsis callosa* A. Braun
23. *Melania escheri* Bron. var. *laurae* Math.
- 24 — 26. *Cerithium (Tympanotonus) margaritaceum* Broc.
- 27 — 28. *Cerithium (Tympanotonus) meskheticum* n. sp.
- 29 — 31. *Eutriofusus* sp.
- 32 — 33. *Planorbella(?)* sp., 3 ×



ბ. შავლიშვილი

ღუშეთის რაიონის პალეოგენის სტრატობრაფია

В работе дается описание разрезов, составленных автором в палеогеновых отложениях Душетского района. На основе анализа этих разрезов и изучения фауны нуммулитид, собранной в Душетском районе, а также используя данные предшествующих исследователей, автором разработана новая стратиграфическая схема палеогена Душетского района, несколько отличающаяся от существующих схем.

შესავალი

კავკასიის გეოლოგიური შესწავლის სწრაფმა წინსვლამ უკანასკნელი სამი ათეული წლის მანძილზე ნათელყო, რომ ღუშეთის რაიონს მთელი ამ მხარის გეოტექტონიკურ აგებულებაში მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს. აქ კავკასიონის ნაოქა ზოლი ხვდება ამიერკავკასიის დეპრესიას, რომლის ქვეშ მკვლევრების ერთი ნაწილი საქართველოს ბელტს გულისხმობს, ხოლო სხვები, პირიქით, ლაბილურ გეოსინკლინურ როფს. ცხადია, რაიონის შესწავლას შეუძლია შუქი მოჰქინოს ამ მნიშვნელოვან საკითხს.

მაგრამ რაიონის გეოლოგიური აგებულება საკმაოდ რთულია და მრავალი საკითხი, მათ შორის არა ერთი ძირითადი ხასიათისა, დღემდე გაურკვეველი რჩება. რთული ტექტონიკა, ფაციესების დიდი ცვალებადობა და მეტ-ნაკლებად მუხჯი წყებების სინშირე აძნელებს მტკიცე სტრატოგრაფიის დადგენას, რაც თავის მხრივ შეუძლებელს ხდის ტექტონიკის დაზუსტებას. ცხადია, პირველი ნაბიჯი ამ შემთხვევაში სტრატოგრაფიის დაზუსტება უნდა იყოს და რაკი რაიონის აგებულებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს პალეოგენური ნალექები, ამიტომ საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის ასპირანტურაში ყოფნისას დამეგალა ღუშეთის რაიონის პალეოგენური ნალექების შესწავლა.

ჩატარებული კვლევის საფუძველზე შედგენილ იქნა ღუშეთის რაიონის პალეოგენური ნალექების სტრატოგრაფიული სქემა, რომელიც რამდენადმე განსხვავდება არსებული სქემებისაგან.

პალეოგენური ნალექების შესწავლის პროცესში საჭირო შეიქნა ყურადღება მიმექცია იმ ნალექებისათვისაც, რომლებიც ბოლო დრომდე პალეოგენურად იყო მიჩნეული, მაგრამ ფაქტიურად პალეოგენზე ძველი ხნოვანების აღმოჩნდა. ამან ერთი მხრივ გამოიწვია რაიონის გეოლოგიურ რუკაში სათანადო ცვლილებების შეტანის აუცილებლობა, მეორე მხრივ, წარმოშვა ზოგი ახალი მოსაზრება რაიონის გეოტექტონიკური ბუნების შესახებ. ეს საკითხი ცალკე წერილის საგანს წარმოადგენს [25].

ლიროლეპისიანი მერგელების ადგილს აქ ქაისხევის წყება იკავებს, რომელიც თევზის ქერცლებიანი (*Meletta* sp.) თიხებით და მერგელებითაა წარმოდგენილი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი არყალის ზონაში თელათგორის ქვიშაქვე-შითაა წარმოდგენილი, ზედა—მაიკობის ტიპის თიხებით.

ვ. რენგარტენის შეხედულებები დიდი ხნის განმავლობაში იყო გაბატონებული, ხოლო უკანასკნელ წლებში მის ტექტონიკურ და სტრატეგრაფიულ სქემებში სხვადასხვა ავტორის მიერ შეტანილია რიგი შესწორებები. ნ. ვასო-ევიჩმა [10] აღნიშნა სამანის-ხევის განვითარებული შუა ეოცენის ნუმულიტიანი ქვიშაქვების თანდათანობითი გადასვლა მწვანე მერგელებში და ეს უკანასკნელებიც ეოცენს მიაკუთვნა. ხოლო მწვანე მერგელების ზევით განვითარებული ლიროლეპისიანი მერგელები კავკასიის სხვადასხვა ადგილების ანალოგიურ ნალექებთან პარალელიზაციის საფუძველზე ზედა ლუტეციურად დაათარიდა.

ი. კახიძემ და ნ. კანდელაკმა [13] შეასწორეს ვ. რენგარტენის ტექტონიკური სქემა. მათ დაასაბუთეს, რომ ბუნებაში არსებული ფაქტები არ იძლევიან დუშეთ-ანანურის რაიონში შარიაჟული მოვლენების დადგენის საფუძველს. ამ ავტორებმა ზემოთ დასახელებული ორი ტექტონიკური ზონა გააერთიანეს და ერთიანი სტრატეგრაფიული სქემა ჩამოაყალიბეს. ამავდროულად უკვე მიკროფაუნის საშუალებით, რომელიც შემდეგ მ. კაჭარავამ [17] შეიწვავლა, დაადასტურეს სამანის-ხევის მწვანე მერგელების შუა ეოცენური ასაკი.

ი. კაჭარავამ [4] სამანის-ხევის ნუმულიტიანი ქვიშაქვები ქვედა ეოცენს მიაკუთვნა, ხოლო ილდოყანის წყების ანალოგები და ლიროლეპისიანი მერგელები ზედა ეოცენში მოაქცია.

დ. ბულიშვილმა [7] პირველმა დაადგინა, რომ რაიონში ადრე პალეოგენად მიჩნეული ნალექების ნაწილი ლიასურია. მან ვ. რენგარტენის მიერ ოლიგოცენურად მიჩნეული თელათგორის წყება ზოგ ადგილას (მდ. ნარეკვავის აუზში, არყალის მარცხენა ფერდობზე) ლიასურად დაათარიდა.

1952 წელს ალ. ჯანელიძემ ინახულა სოფ. არანისის მიდამოებში განვითარებული ბრეჩიული კირქვები. მისი დასკვნით ეს კირქვები, რომლებიც მანამდე ეოცენში გადალექილ ლოდებად მიაჩნდათ [21,13,7], ძირითად განლაგებაში არიან და ზედა იურის ზოოგენური კირქვების შვერილს წარმოადგენენ.

რაიონის შესახებ არსებული გეოლოგიური ლიტერატურის გაცნობის შედეგად და აგრეთვე სავსე მუშაობის პროცესში ჩვენს წინაშე დაისახა დუშეთის რაიონის პალეოგენის სტრატეგრაფიის ზოგი საკითხი. ასეთია მაგალითად საკითხი ე. წ. „ბრეჩიული ჰორიზონტის“ სტრატეგრაფიული მდებარეობის შესახებ, ლიროლეპისიანი მერგელების ასაკის, ილდოყანის წყების ანალოგებისა და სხვა.

ჩამოთვლილი და სხვა საკითხების დაზუსტების მიზნით დუშეთის რაიონში შევადგინე რამდენიმე კრილი. კრილების შედგენისას ძირითად ყურადღებას ვაქცევდი პალეოგენურ ნალექებს. ყველაზე საინტერესოა და შედარებით სრული სამანის-ხევის კრილი, სადაც ეოცენი თითქმის მთლიანადაა წარმოდგენილი. არანაკლებ საინტერესო აღმოჩნდა აგრეთვე კრილი სოფ. ფხუნდავიდან სოფ. ფიტავისაკენ მიმავალი გზის გასწვრივ. გარდა ამისა, ქვე-

მთ მოცემულია ზოტიკიანთ-ხევის, ბრაქულის-ხევის და ფოტეს ჭრილების აღწერა, სადაც ეოცენის გვერდით ოლიგოცენიც არის წარმოდგენილი.

სამანის-ხევის ჭრილი

სამანის-ხევის შესართავის მახლობლად, მდ. არყალის მარჯვენა ფერდობის ძირში, ორბიტოიდებიანი წყების თითქმის მთლიანი გაშიშვლებაა. ესაა მონაცრისფრო-მწვანე მერგელების, კირქვების, კირქვიანი ქვიშაქვებისა და მიკროკონგლომერატების მორიგეობა. მაკრო- და მიკროფაუნის საფუძველზე [21,17] წყება მაასტრიხტულად იყო დათარიღებული. შრეები აქ ყირაზე დგას, ან დიდი კუთხით (80°-მდე) ჩრდილოეთისაკენაა დაქანებული. სამხრეთისაკენ წყებაში მოწითალო ფერის არგილიტები გამოიჩენება. აქვე ერთხანს მიკროკონგლომერატებიც გვხვდება, რომელთა ცემენტი მოწითალო ფერის არგილიტებია. დასტაში იშვიათია მერგელები და კირქვები. კიდე უფრო სამხრეთით მხოლოდ მწვანე ფერის არგილიტებია. ამ დასტიდან მ. კაჭარავას [17] შემდეგი მიკროფაუნა აქვს განსაზღვრული: *Allomorphina allomorphinoides* Rss., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globigerina* sp., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., *Planulina taylorensis* Carsey. ავტორი აღნიშნავს, რომ ეს ფორმები საერთოა დანიურისა და პალეოცენისათვის.

რა მოყვება ამ ნალექებს-სამხრეთით, აქ აღარა ჩანს. მაგრამ თუ წყებას მიმართებაზე გავეყვებით აღმოსავლეთისაკენ 100—150 მეტრზე, ახლა უკვე სამანის-ხევის მარჯვენა ფერდობზე, გადმობრუნებულ ჭრილში მომწვანო-ნაცრისფერ არგილიტებს ქვეშ უდევს:

1. კირქვის ბრექჩია. ბრექჩიის მასალას ძირითადად ნაცრისფერი კრისტალური კირქვის დიდი ლოდები (0,5 მ და მეტრც) შეადგენს. მათ გვერდით მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი პორფირიტების, მუქი-ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვებისა და მუქი ფიქლების ნატეხები. ცოტა უფრო ქვევით, ფერდობზე, ეს დამოკიდებულება იცვლება და ახლა ბრექჩიის ძირითად მასას პორფირიტისა და მისი ტუფის ნატეხები შეადგენს, კირქვის ნატეხები კი ცოტაა. ცოტაა აგრეთვე ალევრიტული ქარსიანი ქვიშაქვის ნატეხები და გრანიტის ქვარგვალები. დაქანება N, კუთხე 55° სიმძლავრე— 8 მ
2. მომწვანო-ყვითელი ფერის ფიქლებრივი არგილიტები. ბრექჩიებთან ახლოს ისინი შეიცავენ ნაცრისფერი კირქვის ლოდებს (10—15 სმ) და მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვის ბრტყელ ქვებს (1—5 სმ). დაქანება ჩრდილოურია, კუთხე დიდი (80°) 4 მ
3. ფიქლებრივი არგილიტების, მკვრივი კირქვიანი ქვიშაქვებისა და ფიქლებრივი ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობა. მკვრივი ქვიშაქვებისათვის ტალღური შრეობრიობაა დამახასიათებელი. ისინი ზოგჯერ მიკროკონგლომერატებში გადადიან და ასეთ უბნებში პატარა ტანის *Nummulites* sp. ind. გვხვდება. დაქანება ისევ ჩრდილოურია, კუთხე ნაკლები (70°) 15 მ
4. მუქი ნაცრისფერი, თითქმის შავი არგილიტები. სიმძლავრე 8 მ
5. ფიქლებრივი არგილიტებისა და კირქვიანი ქვიშაქვის თხელი შრეების მორიგეობა. ფიქლებრივ არგილიტებში თევზის ქერცლებია (*Meletta* sp.) და ფოთლების ფრაგმენტები სიმძლავრე—7 მ.

შემდეგ ფერდობი დაფარულია და ჭრილის გაგრძელება ცოტა უფრო აღმოსავლეთით (200—250 მ) სამანის-ხევის მარჯვენა ფერდობზე ჩაჭრილ ხრამში გვაქვს:

6. ხრამის ზემო წელში გაშიშვლებულია ფიქლებრივი არგილიტების და მკვრივი კარბონატული ქვიშაქვების მორიგეობა. არგილიტებში თევზის ქერცლებია (*Meletta* sp.) და ფოთლების ფრაგმენტები. დასტა დაწვრილნაოკებულია და სისქისა და განლაგების ელემენტების ზუსტად გაზომვა არ ხერხდება. 20—25 მ
7. მე-6 დასტას ქვეშ უდევს ჩრდილოეთისკენ 45° კუთხით დაქანებული დამსხვრეული ბრექჩიული ქვიშაქვის 1/2 მეტრიანი შრე. ქვიშაქვაში კვარცის შედარებით მსხვილი (0,3 სმ) დამრგვალებული მარცვლები გაირჩევა.

8. დაფიქლებული მუქი ნაცრისფერი თითქმის შავი ქარსიანი ალევრიტული ქვიშა-ქვებისა და კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვების მორიგეობა. უკანასკნელები მრავლად შეიცავენ მუქი ფიქლების დამუშავებულ ბრტყელ ქვებს. ალევრიტულ ქვიშაქვებში ორსაგდულიანების ცუდად დაცული ფაუნაა. მათ შორის: *Mytiloides quenstedti* Peel. და *Mytiloides sp. ind.* დაქანება NO 30°, კუთხე 55° 7 მ

9 აქვე ხრამში მე-8 დასტას ქვეშ უდევს ფიქლებრივი არგილიტებისა და თხელშრე-ფერი ქვიშაქვების მორიგეობა. არგილიტები თევზის ქერცლებსა და განახშირებულ მცენარულ დეტრიტუსს შეიცავენ. დაქანება NO 35°, კუთხე 40° 4 მ

შემდეგ კრილის გაგრძელება ხევ-ალმა 40—50 მეტრზე, ისევ სამანის-ხევის მარჯვენა ფერდობზე, გვაქვს. აქ გამოდიან მე-9 დასტის ქანები. დაქანებები ისევ ჩრდილოურია, კუთხე ფერდობზე ხევით 40°-ია, მაგრამ ქვევითკენ კუთხე თანდათან იზრდება და ხევის კალაპოტთან შრეები ყირაზე დგას. ამასთან დასტაში ქვიშიანი მერგელებიც გამოიყვება, რომლებიც თევზის ქერცლებს (*Meletta sp.*) შეიცავენ 15 მ

10. ხევის მარცხენა ფერდობის ძირში, წინა გაშიშვლების მოპირდაპირე მხარეს თიხებისა და ქვიშიანი მერგელების მორიგეობა გვაქვს. თიხები და მერგელები *Meletta sp.*-ის ქერცლებს შეიცავენ. დაქანება S, კუთხე 60° სიმძლავრე—5 მ

ამის შემდეგ ხევი მიმართებზე მიყვება შრეებს, ხოლო იქ, სადაც იგი სამხრეთისაკენ უხვევს და მათ გარდიგარდმო კვეთს, ორივე ფერდობზე გაშიშვლებულია:

11. თევზის ქერცლებიანი ქვიშიანი მერგელებისა და თიხების მორიგეობა. მერგელებში მრავლადაა პირიტის* ჩანაწინწყობები. დასტა დაწვრილნაოქებულა და სისქის ზუსტად გაზომვა არ ხერხდება. დაახლოებით—20—25 მ. 50 მ. ხარვეზი გაშიშვლებაში, შემდეგ 35 მ

12. ისეთივე ქანები, როგორც მე-11 დასტაში. დაქანება NW 350°, კუთხე 50° 75 მეტრი ხარვეზი და შემდეგ

13. კვარციანი ქვიშაქვები, რომლებიც განახშირებულ მცენარულ დეტრიტუსს შეიცავენ. გარდა ამისა ქვიშაქვებში მუქი ფიქლების დამუშავებული ქვებიცაა ჩართული 10—12 მ

14. კონგლომერატი. კონგლომერატის ცემენტი კვარციანი ქვიშაქვაა, ხოლო მასალაში ძირითადად კვარცის დამრგვალებული კენჭები (0,5 სმ) და მუქი ფიქლების ნატეხები. აქვე ორსაგდულიანებისა და გასტრატოიდების ძლიერ ცუდად დაცული ფაუნაა, რომლის განსაზღვრა არ მოხერხდა. დაქანება NO 10°, კუთხე 45° 5 მ

15. წინა დასტას უშუალოდ უდევს ქვეშ მიხაკისფერ-ნაცრისფერი ქვიშიანი მერგელები. მერგელებში იშვიათად გამოიყვება შედარებით მსხვილმარცვლოვანი უბნები, სადაც მწვანე მერგელების პატარა კენჭები გამოიყვება, ზოგჯერ კი მწვანე მერგელის ცალკეული 1—1,5 სმ დიამეტრის ქვარგვალბიც გვხვდება. თევზის ქერცლების გარდა მერგელებში სხვა ფაუნა არ არის; მათგან *Lyrolepis caucasica* Rom., *Meletta sp.* და *Zeus sp.* არის წარმოდგენილი. დასტა დაწვრილნაოქებულა 20 მ-დე. ხარვეზი გაშიშვლებაში 12 მ.

16. ღია მწვანე ფერის მერგელები, პირიტის პატარა-პატარა კონკრეციებითა და ცალკეული კრისტალებით. დასტაში იშვიათად გამოიყვება ქვიშიანი მერგელის თხელი (5—7 სმ) შუაშრეები. დაქანება NO 30°, კუთხე 50° 25 მ

17. სქელშრეებრივი ნაცრისფერი ქვიშიანი კირქვები ნუმულიტიდებით. ამ ქანების ზოგი უბანი ნამდვილ ნუმულიტიან კირქვას წარმოადგენს. დასტის ქვედა ნაწილი (8—10 მ) კარბონატულ კვარციან ქვიშაქვას წარმოადგენს, რომლის საგებ გვერდში კონგლომერატის თხელი (15 სმ) შრეა წარმოდგენილი. კონგლომერატის ცემენტი კვარციანი ქვიშაქვაა, ხოლო ქვარგვალბებში ძირითადად მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვები. ქვარგვალბების დიამეტრი 3—5 სმ, დაქანება NO 30°, კუთხე 50° 25 მ

18. მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვებისა და კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვების ჭკელი წყება ლიასური ფაუნით: *Mytiloides quenstedti* Peel., *Mytiloides sp. ind.*, *Posidonia buchi* Roem. ეს წყება მთლიანად სამანის-ხევის შუა წელს აგებს. მე-17 დასტასთან კონტაქტში მისი დაქანებაა NO 45°, კუთხე 60°.

აღწერილი კრილი ძალიან საინტერესოა დუშეთის რაიონის პალეოგენური ნალექების სტრატოგრაფიის თვალსაზრისით, რადგანაც რაიონში გავრცელებული ეოცენური ნალექები აქ შედარებით სრულადაა წარმოდგენილი.

ჭრილის ანალიზს ჩვენ უძველესი ნალექებიდან დავიწყებთ. როგორც აღვნიშნეთ, მე-18 დასტა ფაუნით ლიასურად თარიღდება.

მე-17 დასტას ი. კაჭარავა ქვედა ეოცენად ათარიღებს [4]. ვ. რენგარტენი, ნ. ვასოვეიჩი, ნ. კანდელაკი, ი. კახაძე და მ. კაჭარავა მას შუა ეოცენად თვლიან.

ამ დასტაში ნუმულიტიდების მდიდარი ფაუნაა და აქედან ჩემ მიერ ათამდე ფორმაა განსაზღვრული: *Nummulites atacicus* Leym., *N. subatacicus* H. Douv., *N. globulus* Leym., *N. granifer* H. Douv., *N. murchisoni* Brunn., *N. heeri* de la Harpe, *N. chartersi* Men., *N. subchartersi* gener. nov., *Discocyclina umbo* Schaf., *Discocyclina* sp. ind., *Alveolina* sp.

ყურადღებას იქცევს ფაუნის განაწილება დასტაში. დასტის ქვედა ნაწილში ნუმულიტები ცოტაა და წარმოდგენილია *Nummulites atacicus* Leym. და მისი მეგასფერული გენერაცია — *N. subatacicus* H. Douv. ამ უკანასკნელს, როგორც ი. კაჭარავაც აღნიშნავს [5], აქ ორმაგი ნუკლეოკონქი ახასიათებს, რაც მის პრიმიტიულ ბუნებაზე მიუთითებს. დასტის ზედა ნაწილში ნუმულიტები დიდი რაოდენობითაა, სახეების რიცხვი მეტია და ამასთან ინდივიდები ხშირად დიდი ზომისაა (ზოგი *Nummulites murchisoni* Brun.-ის დიამეტრი 26 მმ-მდეა). აქ წარმოდგენილი ფორმების მეტი ნაწილი საერთოა ქვედა და შუა ეოცენისათვის. *Nummulites murchisoni* და მისი მეგასფერული გენერაცია — *N. heeri* d. l. H. ქვედა ეოცენში ჩნდებიან და ლუტეციურის ქვედა ნაწილამდე აღწევენ. *N. atacicus* Leym., *N. granifer* H. Douv. და *N. globulus* Leym. მთელი ქვედა და შუა ეოცენის განმავლობაში გვხვდება. *N. chartersi* Meneg. მხოლოდ იტალიიდანაა აღწერილი¹ და ჰარპის მიერ. როგორც ავტორი აღნიშნავს, ამ ფორმის გვერდით არცერთი სხვა ნუმულიტი არ ყოფილა ნახული. ის ფიქრობს, რომ შემცველი ნალექები ქვედა ეოცენი უნდა იყოს. დისკოციკლინებიდან, რომლებსაც სამანის-ხევის ნუმულიტიანი კირქვები შეიცავენ, სახემდე მხოლოდ ერთი განისაზღვრა. ესაა *Discocyclina umbo* Schaf., რომელიც დუვილიეს მიხედვით ქვედა ლუტეციურისათვისაა დამახასიათებელი. თუმცა ავტორს შესაძლებლად მიაჩნია, რომ ეს სახე ზედა ლუტეციურშიც გადადიოდეს [33].

ამრიგად, *Nummulites murchisoni* Brunn., *N. heeri* de la Harpe და *Discocyclina umbo* Schaf. საშუალებას გვაძლევს შემცველი ნალექები ლუტეციურის ქვედა ნაწილს მივაკუთვნოთ. ნუმულიტების სიმრავლე და მათი დიდი ზომები ამავე დასტის სისარგებლოდ ლაპარაკობს.

რაც შეეხება ნუმულიტიანი კირქვების ქვედა ნაწილს (დაახლოებით 8—10 მ სიმაღლის დასტა), ის მართლაც შეიძლება ქვედა ეოცენურად დათარიღდეს. ამის სასარგებლოდ შემდეგი მოსაზრებები ლაპარაკობს:

1. ნუმულიტები აქ ცოტაა და წარმოდგენილი ფორმები პატარა ტანისაა.

2. ამას არც აქ პოვნილი სახეები ეწინააღმდეგება — *Nummulites atacicus* და *Nummulites subatacicus*. ეს უკანასკნელი აქ ორმაგი ნუკლეოკონქის მქონე ინდივიდებითაა წარმოდგენილი, რაც მის პრიმიტიულ ბუნებაზე მიუთითებს. როგორც ი. კაჭარავა აღნიშნავს, ეს სახე საქართველოში საერთოდ პალეოგენის ქვედა ნაწილშია გავრცელებული. ასე მაგალითად, აქარა-თრია-

¹ სამანის-ხევიდანვე ეს სახე მიახლოებით (cf.) განსაზღვრული აქვს ი. კაჭარავას.

ლეთის ნაოჭა სისტემის ფლიშის ქვედა ნაწილი თითქმის მხოლოდ ამ ფორმას შეიცავს.

3. ეს ნალექები ლითოლოგიურადაც განსხვავდება ფაუნით ლუტეციურის ქვედა ნაწილისადმი მიკუთვნებული ნალექებისაგან. ქვედა ნაწილში კარბონატული კვარციანი ქვიშაქვები გვაქვს, ზევით კი არსებითად ქვიშიანი კირქვებია, რომლებიც ზოგ უბანში ნამდვილი ზოოგენური—ნუმულიტიანი კირქვებით იცვლებიან.

ნუმულიტიანი კირქვები ზევით სრული თანდათანობით გადადიან მწვანე მერგელებში (მე-16 დასტა). ეს უკანასკნელი ადრე ი. კარკმა [14], სრულიად სამართლიანად, ნუმულიტიან კირქვებთან ერთად შუა ეოცენურად დაათარილა. მაგრამ შემდეგ ვ. რენგარტენმა ისინი მაასტრიხტულად ჩათვალა ფაუნით დათარიღებულ მაასტრიხტულთან ლითოლოგიური მსგავსების საფუძველზე. ვ. რენგარტენის მიხედვით ესაა არყალის პარაუტოქტონის უძველესი ნალექები, რომლებსაც გადმობრუნებულ ჭრილში ქვეშ უდევს (უთანხმოდ) შუა ეოცენური ნუმულიტიანი კირქვები. უფრო გვიან ნ. ვასოევიჩმა აღნიშნა ნუმულიტიანი კირქვების თანდათანობით გადასვლა მწვანე მერგელებში და ეს უკანასკნელებიც შუა ეოცენს მიაკუთვნა. ი. კარკის და ნ. ვასოევიჩის შეხედულება მწვანე მერგელების ეოცენური ასაკის შესახებ დადასტურებს ი. კახაძემ და ნ. კანდელაკმა [13], რომლებმაც ისევე როგორც ნ. ვასოევიჩმა, აღნიშნეს, რომ სამანის-ხევის ჭრილის ეს ნაწილი (ნუმულიტიანი კირქვები, მწვანე მერგელები და ზევით მდებარე ლიროლებისიანი მერგელები) არ არის გადმობრუნებული, როგორც ეს ვ. რენგარტენს ჰქონდა წარმოდგენილი.

მიკროფაუნა, რომელიც მ. კაქარავამ შეისწავლა აქედან, შემდეგი ფორმებითაა წარმოდგენილი: *Gaudryina* sp., *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Bulimina* sp., *Eponides trumpyi* Nutt., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassaformis* G. et M. აეტორის დასკვნით, დასახელებული ფაუნა შემცველი ნალექების შუა ეოცენურ ასაკზე მიუთითებს [17].

რა დამოკიდებულებაა შუა მწვანე მერგელებთან ზევით მდებარე ქვიშიანი მერგელების დასტა, აქ არ ჩანს. ესაა ლიროლებისიანი ჰორიზონტი, რომელიც ვ. რენგარტენმა ვინვალის შარიაჟის დანალექი კომპლექსის ყველაზე ახალგაზრდა წევრად მიიჩნია და ზედა ეოცენს მიაკუთვნა. ნ. ვასოევიჩი მათ კავკასიის სხვადასხვა ადგილების ნალექებთან ანალოგიის საფუძველზე ზედა ლუტეციურად ათარიღებს. მ. კაქარავა სამანის-ხევის ლიროლებისიან მერგელებს ოვერზულად თვლის მათი სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით შუა ეოცენური მწვანე მერგელების ზევით. ამავე შეხედულებისაა ი. კაქარავაც [4]. როგორც ჭრილის აღწერისას იყო თქმული, თევზის ქერცლების გარდა ეს დასტა სხვა ფაუნას არ შეიცავს. ეს და აგრეთვე ის გარემოება, რომ მისი უშუალო კონტაქტი ქვეშ მდებარე ფაუნით დათარიღებულ მწვანე მერგელებთან არ ჩანს, აძნელებს ლიროლებისიანი მერგელების ასაკის დადგენას. ამ საკითხს ჩვენ ქვემოთ დაუბრუნდებით სხვა ჭრილების განხილვის შემდეგ.

სამანის-ხევის ჭრილის სხვა დასტებიდან ზუსტად თარიღდება მე-8 დასტა, რომელიც ზედა ლიასურ *Mytiloides quenstedti* Pcel.-ს შეიცავს.

მე-2—7 დასტები ვ. რენგარტენმა ფაუნით შუა ეოცენად დაათარილა. ეს ნალექები მან ბრაქულის წყებას მიაკუთვნა, საიდანაც შემდეგ ფაუნას ასახელებს: *Nummulites atacicus* Leym., var. *georgiensis* Renn., var. *aragva-*

ensis Renn., *Nummulites* cf. *laevigatus* Brug., *Discocyclina* sp. და *Assilina* aff. *formai* Prev. ი. კაქარავე „ვსეგეის“ მუზეუმში გაეცნო ვ. რენგარტენის პალეოგენტოლოგიურ მასალას და აღმოჩნდა, რომ *N. atacicusi*-ის სახესხვაობები ძლიერ დაცილებულია ტიპისგან [3], *Assilina* aff. *formai* Prev. ფაქტიურად პრიაბონული *Nummulites fabianii* Prev. არის, ხოლო *Nummulites* cf. *laevigatus*-ის განსაზღვრის სისწორეში თვით ვ. რენგარტენი არ არის დარწმუნებული [20]. აქ განსაკუთრებით საყურადღებოა ამ ფაუნაში პრიაბონული *Nummulites fabianii* Prev.-ის არსებობა. გარდა ამისა, ფაციალურად მსგავსი ნალექები რაიონში ბევრგან (არანისში, მგლიანის მიდამოებში, არლუნში და სხვაგან) ნუმულიტებით თარიღდება, როგორც ზედა ეოცენი. ზედა ეოცენსვე უნდა მიეკუთვნოს მე-9 დასტა, რომელიც გავს მე-2—7 დასტებს, ოლონდ აქ ქვიშაქვების როლი მცირეა და სამაგიეროდ გამოერევა ქვიშიანი მერგელები. ის გარდამავალი უნდა იყოს ზედა ეოცენის ქვიშაქვიანი ნაწილიდან ქვიშიანი მერგელების წყებისაკენ, რომელსაც ჩვენ კრილში მე-10—12 დასტები შეესაბამება. რაც შეეხება I-ლ დასტას, რომელიც ბრექჩიებითაა წარმოდგენილი და მოქცეულია ზედა ცარცსა და ზედა ეოცენს შორის, შეიძლება ამ უკანასკნელის ბაზალურ ნაწილად მივიჩნიოთ.

ამრიგად, სამანის-ხევის კრილში გასარკვევი რჩება ლიროლემისიანი მერგელების ასაკი, ამ უკანასკნელს ზევით განლაგებული კონგლომერატების რაობა, და აგრეთვე კრილის ის დიდი ხარვეზი, რომელიც მე-12 და მე-13 დასტებს შორის არის, და რომელიც ერთიმეორისაგან თიშავს ამ კრილში ზედა და შუა ეოცენურ ნალექებს. ამ მხრივ ინტერესს მოკლებული არ იქნება გავეცნოთ ფხუნდავ-ფიჭავის გზის კრილს, რომელიც საშუალებას გვაძლევს ნაწილობრივ მაინც გავარკვიოთ დასმული საკითხები.

კრილი ფხუნდავიდან ფიტავისაკენ მიმავალი გზის გასწვრივ

სამანის-ხევის შესართავიდან 1 1/2 კმ ზევით სოფ. ფხუნდავიდან სოფ. ფიტავისაკენ მიმავალი გზა კვეთს. გადაკვეთის ადგილზე ხევის ორივე ფერდობი ლიასის მუქი ფიქლებითა და ქარსიან-კვარცხანის ქვიშაქვებით არის აგებული. თუ გზას ფიტავისაკენ გავყვებით (ხევის მარჯვენა ფერდობზე), გზისა და ხევის გადაკვეთის ადგილიდან 100—120 მეტრზე, გზის გასწვრივ, ლიასური ნალექების ზევით შემდეგი აღმავალი კრილი გვაქვს:

1. სქელშრეებრივი ქვიშიანი კირქვები. დასტის საგებ ჯვერდზე, ლიასთან კონტაქტში კონგლომერატის 10—15 სმ-ის სისქე შრეა, რომელსაც მუქი ნაცრისფერი ქვიშაქვის ქვარგვლები შეადგენს დასტის ზედა ნაწილში მრავალადა ნუმულიტები: *Nummulites atacicus* Leym., *Nummulites subatacicus* H. Douv., *N. murchisoni* Brunn., *N. heeri* de la Harpe, *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp. და სხვა. დაქანება NO 20°, კუთხე 60° სიმძლავრე 25 მ
2. ღია მწვანე ფერის მერგელები... 8 მ
3. კონგლომერატი. კონგლომერატის ცემენტი მოყვითალო-ნაცრისფერი ქვიშაქვაა, ხოლო მასალაში დიდი რაოდენობითაა კვარცის დარგვალეული მარცვლები (0,3—0,5 სმ) და მუქი ნაცრისფერი ფიქლის ნატეხები. კონგლომერატში ხშირად გვხვდება ორსაგდლოლიანებისა და გასტრაპოდების ძლიერ ცუდად დაცული ფაუნა, რომლის განსაზღვრა არ მოხერხდა. დაქანება NO 10°, კუთხე 45° 3 მ
4. ქვიშაქვები კონგლომერატული უბნებით, სადაც ისეთივე მასალაა, როგორიც მე-3 დასტის კონგლომერატში გვქონდა. ქვიშაქვები მდიდარია განახშირებული მცენარეული დეტრიტუსით. ზოგჯერ ნახშირის პატარა-პატარა (5—8 სმ-ის სისქე) ლინზებიც გვხვდება. დაქანება NO 10°. შრის თავები აქ აწეულია და დაქანების კუთხე 50°—55° უდრის. სიმძლავრე 10 მ

5. ქვიშაქვებისა და ფიქლებრივი არგილიტების მორიგეობა. ქვიშაქვები საერთო ხა-
სიათით ისეთივეა, როგორც მე-4 დასტაში, ოღონდ რამოდენადმე უფრო წვრილმარცვლო-
ვანი. 17 მ

6. ტალღურწრებრივი, მკვრივი, კირქვიანი ქვიშაქვებისა და ფიქლებრივი არგილიტე-
ბის მორიგეობა. ქვიშაქვები ზოგჯერ მიკროკონგლომერატებში გადადიან. ასეთ უბნებში წვრილი
ნუმულიტებია, რომელთა შორის *Nummulites cf. chavannesi* d.l.H. და *N: he-
eri* d.l.H. განისაზღვრა. ქვიშაქვები ძლიერაა დანაპრალებული. ნაპრალები კალციტითაა
ამოვსებული. ზოგჯერ კალციტის კარგად განვითარებული, დაბალი კრისტალებიც გვხვდება.
დასტა დაწვრილნაკლებულია 60 მ

შემდეგ ფერდობი ტყითაა დაფარული და გაშიშვლებები აღარ არის.

ამ კრილის პირველი დასტა უშუალოდ ებმის სამანის-ხევის ნუმულიტიან
კირქვებს. ასევე მწვანე მერგელებიც უშუალოდ ებმის ამ ხევის მწვანე მერგე-
ლებს, მაგრამ ფხუნდავ-ფიტავის კრილში მწვანე მერგელები ბევრად უფრო
თხელია, ვიდრე სამანის-ხევის კრილში. იქ მათი სისქე 25 მ აღწევს, აქ კი
8 მ არ აღემატება. უფრო მეტიც, ლიროლეპისიანი მერგელები, რომლებიც
იქ მწვანე მერგელებს მოყვებოდა ზევით, აქ აღარ არის და უშუალოდ მწვანე
მერგელებზე განლაგებულია ისეთივე კონგლომერატი, როგორც სამანის-
ხევში ლიროლეპისიან მერგელებს მოყვებოდა ზევით. ვფიქრობთ, რომ სურათი
სავსებით ნათელია. ფხუნდავ-ფიტავის კრილში ტრანსგრესიით მთლიანადაა
გადარეცხილი ლიროლეპისიანი მერგელები და ნაწილობრივ მწვანე მერგელე-
ბიც. კონგლომერატები, რომლებიც ამ კრილში ტრანსგრესიულად ფარავს
მწვანე მერგელებს, მე-4 და მე-5 დასტების მეშვეობით თანდათანობით გადა-
დის მე-6 დასტაში, რომელიც *Nummulites cf. chavannesi* d. l. H.-თ ზედა
ეოცენურად თარიღდება. *Nummulites heeri* d. l. H., რომელიც აქ შეგვხვდა,
შუა ეოცენური ფორმაა და აქ, როგორც ჩანს, მეორად განლაგებაშია. უნდა
აღინიშნოს, რომ ფხუნდავ-ფიტავის გზის კრილის მე-6 დასტა სავსებით ჰგავს
სამანის-ხევის კრილის მე-2—6 დასტებს.

ამრიგად, აღწერილ კრილში კონგლომერატები (მე-3 დასტა) ზევით მო-
ყოლოდ ზედა ეოცენის ფუძედ უნდა ჩაითვალოს და ის შეიძლება ზედა ეოცე-
ნის ტრანსგრესიის მაჩვენებლად მივიჩნიოთ. ეს დასტა მიმართებაზე უშუალოდ
ებმის სამანის-ხევის კრილის მე-14 დასტას, რომელიც ანალოგიური კონგლო-
მერატებითაა წარმოდგენილი, და რომელიც იქ უშუალოდ ეხება ლიროლე-
პისიან მერგელებს.

ეს უკანასკნელები ახლა უკვე შეიძლება ქვეშედად ზედა ეოცენურ ნა-
ლექებთან გავაერთიანოთ და მწვანე მერგელებზე მათი თანხმობითი განლა-
გება ვიგულისხმოთ რადგანაც ტრანსგრესიული ზედა ეოცენისგან ისინი სა-
კმაოდ მკვეთრად გამოცალკევდებიან. შუა ეოცენზე ლიროლეპისიანი მერგე-
ლების უთანხმო განლაგების დაშვებით ჩვენ უნდა მიგველო ორი ტრანსგრესია
ზედა ეოცენში, რაც არავითარ გამართლებას არ პოულობს საქართველოს
ვეოლოგიურ ისტორიაში.

რაც შეეხება სამანის-ხევის კრილში აღნიშნულ დიდ ხარვეზს (ხარვეზი
მე-12 და მე-13 დასტებს შორის) მას ფხუნდავ-ფიტავის კრილში მე-4—6
დასტები შეესაბამება, რომლებიც ჩვენ ზედა ეოცენურად დავითარიღეთ.

ამრიგად, გამოდის, რომ სამანის-ხევი ქვემო წელში კვეთს სინკლინს.
სინკლინის გულში ზედა ეოცენის შედარებით ზედა ნაწილია წარმოდგენილი—
თევზის ქერცლებიანი ქვიშიანი მერგელები, სამხრეთ ფრთაში შუა ეოცენი.
მთლო ნაოკის ჩრდილო ფრთა ტექტონიკით არის გართულებული. ამითაა

გამოწვეული აქ ლიასის გამოჩენა და აგრეთვე მეორადი სინკლინური გაღუნვა-ლიასის ჩრდილოეთით (1-ლი და მე-7 დასტები). ამ მეორადი სინკლინის სამხრეთ ფრთაში ზედა ეოცენის ფუძეს მე-7 დასტა წარმოადგენს, ჩრდილო-ფრთაში კი — ბრექჩიების ჰორიზონტი (1-ლი დასტა).

კრილი ზოტიკიანთ-ხევის გახვრავი

ზოტიკიანთ-ხევის შესართავში, ხევის მარჯვენა ფერდობზე, მოყვითალო-ნაცრისფერი ქარსიანი ალევრიტული ქვიშაქვებია გაშიშვლებული. ქვიშაქვებიდან ჩვენ მიერ აღებულია *Posidonia buchi* Roem. აქედან ხევალმა შემდეგი კრილი გვაქვს:

1. ნაცრისფერი, მკვრივი კირქვიანი ქვიშაქვების, დაფიქლებული ალევრიტული ქვიშაქვებისა და ფიქლებრივი თიხების მორიგეობა. აღსანიშნავია დრესვის სარკვების ძლიერი განვითარება. მკვრივი ქვიშაქვები ტალღურწრებრივია. მათ გაშიშვლებულა მხოლოდ სქელი ნაწილი, გათხლებული ნაწილები კი დაფარულია. დასტის შუა ნაწილში ასეთ ქვიშაქვებში მსხვილმარცვლოვანი უბნები გამოერევა, სადაც მრავლადაა ნუმულიტიდები. ჩვენ მიერ აქედან განსაზღვრულია: *Nummulites bouillei* de la Harpe, *N. tournoueri de la Harpe*, *N. budensis* Hant., *N. cf. pulchellus* de la Harpe, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. murchisoni*, Brunn., *N. heeri* de la Harpe, *Discocyclusina roberti* H. Douv. var.?, *Discocyclusina nummulitica* Gumb., *D. cf. pratti* Mich., *D. cf. strophiolata* Gumb., *Discocyclusina* sp. ind., *Operculina* sp. დასტის ზედა ნაწილში მკვრივი ქვიშაქვების წრეების სისქე და რაოდენობაც ნცირდება. ხევის შესართავთან წრეები დიდი კუთხით (80°) სამხრეთისკენაა დაქანებული. ხევალმა კუთხე თანდათან მცირდება და აღწერილი დასტის უპანასკნელი წრეები კვლავ სამხრეთისაკენ 60—65°-იანი კუთხით არის დაქანებული . . . სიმძლავრე—65 მ

2. ქვიშაიანი მერგელების, ფიქლებრივი არგილიტებისა და ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობა. დასტაში იშვიათად გამოერევა მკვრივი, კარბონატული ქვიშაქვის თხელი (5—10 სმ) წრეები 17 მ

ხარვეზი გაშიშვლებაში 80 მეტრი. მთელ ამ მანძილზე ფერდობები დამეწყრილია და მხოლოდ ხევის კალაპოტში გვაქვს მუქი ნაცრისფერი ქვიშაიანი მერგელების იშვიათი ნაჩენები. მერგელები თევზის ქერცლებს შეიცავენ (*Meletta* sp. და *Zeus* sp.).

3. სქელწრებრივი (0,5 მ) ქვიშაიანი მერგელებისა და თიხების მორიგეობა. მერგელებში თევზის ქერცლებია (*Meletta* sp. და *Zeus* sp.) და ფოთლის ფრაგმენტები. დაქანება კვლავ სამხრეთულია, კუთხე 65—70° ხარვეზი—40—45 მ 45 მ

4. ისეთივე დასტა, როგორც მე-3, ოღონდ აქ დაქანებაა NO 10°, კუთხე 50°. უფრო სწორად წრეების თავები ყირაზე დგას და ქვედა ნაწილებია დაქანებული ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ 80—90 მ

18—20 მეტრი ხარვეზის შემდეგ გაშიშვლებულია დაფიქლებული ალევრიტული ქვიშაქვებისა და მუქი ნაცრისფერი არაკარბონატული თიხების მორიგეობა. დასტაში გამოერევა მიკროკონგლომერატის რამდენიმე შრე. რომელიც შემდეგ ნუმულიტიდებს შეიცავს: *Nummulites bouillei* d. l. H., *N. incrassatus* del. H., *Nummulites* sp. ind., დაქანება ჩრდილოურია, კუთხე დიდი, წრეები ზოგჯერ ყირაზე დგას 55 მ

8 მეტრი ხარვეზის შემდეგ 23 მ

6. დაფიქლებული ალევრიტული ქვიშაქვებისა და მუქი ნაცრისფერი არაკარბონატული თიხების მორიგეობა. დასტაში გამოერევა მიკროკონგლომერატის რამდენიმე შრე. რომელიც შემდეგ ნუმულიტიდებს შეიცავს: *Nummulites bouillei* d. l. H., *N. incrassatus* del. H., *Nummulites* sp. ind., *Discocyclusina* sp. დაქანება SW 190°, კუთხე 50°. სიმძლავრე 25 მ

7. კვარციანი ქვიშაქვები. ქვიშაქვები სქელწრებრივია (0,6 მ), გამოფიტული მოყვითალო-უანგისფერი, საღ მონატეხზე მოთეთრო-ნაცრისფერი. დასტაში დაფიქლებული არაკარბონატული თიხების იშვიათი შუაწრეები გამოერევა. დაქანება SW 190°, კუთხე 50° 25 მ

8. კვარციანი ქვიშაქვების, მსხვილმარცვლოვანი, არაკარბონატული, ხლართულწრებრივი პოლიმიტური ქვიშაქვებისა და მუქი ნაცრისფერი, არაკარბონატული დაფიქლებული

თიხების მორიგეობა. თიხების გამოფიტვის ზედაპირები მოწითალო-ყანჯისფერია. თიხები მრავლად შეიცავენ თაბაშირს და იაროზიტს. 44 მ

10 მეტრის ხარვეზის შემდეგ
9. სქელშრეებრივი კვარციანი ქვიშაქვები. ჩრდილოური დაქანებით — NW 335°, კუთხე 50°. 22 მ

18 მ ხარვეზი.

10. ისეთივე დასტა, როგორც ამ კრილის მე-9 დასტა. დაქანება NO 10°, კუთხე 60°. 7 მ

11. კონგლომერატებისა და მუქი ნაცრისფერი, არაქარბონატული ქვიშიანი თიხების მორიგეობა. კონგლომერატის ცემენტი კვარციანი ქვიშაქვაა, ხოლო კვარცვალეზს შეადგენს: მწვანე, ღია ნაცრისფერი და მომწვანო ნაცრისფერი მკვრივი მერგვლები, ნაცრისფერი კირქვა და ორბიტოლიდებიანი წყებისათვის დამახასიათებელი მიკროკონგლომერატები. კვარცვალეზის დიამეტრი 20 სმ აღწევს. დაქანება NO 10°, კუთხე 60° 6 მ

აღწერილი დასტა ანტიკლინის ჩრდილო ფრთას ქმნის. გაშიშვლებაში ცხადად ჩანს ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის შესხლეტვა სამხრეთ ფრთაზე. ჩრდილო ფრთის კონგლომერატების დასტა უშუალოდ ეხება სამხრეთი ფრთის ნალექებს, რომელიც საესებით ისეთივეა, როგორც ამ კრილის მე-10 და მე-11 დასტები. დაქანება ანტიკლინის სამხრეთ ფრთაში N, კუთხე 75° 27 მ

12. 10—12 მეტრი ხარვეზის შემდეგ კვლავ ასეთივე ქანები გვაქვს, დაქანება SW 190°, კუთხე 60° 6 მ.

ამის შემდეგ ზევი დამეწერილია და სანდო გაშიშვლებები აღარ არის.

აღწერილი კრილის პირველი დასტა ფაუნით ზედა ეოცენად თარიღდება. აქ წარმოდგენილია როგორც ზედა ეოცენური ფორმები—*Nummulites bouillei* de la Harpe, *N. tournoueri* de la Harpe, *N. budensis* Hant., *N. incrassatus* d. l. H., *N. cf. pulchellus* d. l. H., *Discocyclina* cf. *pratti* Mich., *D. cf. strophiolata* Gümb. და სხვა., ისე შუა ეოცენური ფორმებიც—*Nummulites murchisoni* Bruun. და *N. heeri* de la Harpe. უკანასკნელი ორი ფორმა მეორად განლაგებაშია. ეს დასტა თავისი ლითოლოგიური ხასიათით საესებით ისეთივეა, როგორც სამანის-ხევის კრილის მე-2—6 დასტები და ფხუნდავ-ფიტავის კრილის მე-6 და მე-8 დასტები, ოღონდ ქვიშაქვები აქ უფრო მსხვილმარცვლოვანია და ნუმულიტიდებიც უფრო დიდი. სხვა ნიშნებით დასახელებული დასტები საესებით გვიანან ერთიმეორეს. ამ დასტის ქვიშაქვებისთვის სამივე კრილში დამახასიათებელია ტალღური შრეებრივობა, კარბონატულობა, მიკროკონგლომერატული უბნები ნუმულიტიდებით, თიხებში თევზის ქერცლები და მცენარეთა ფოთლის ფრაგმენტები.

ზოტიკიანთ-ხევის კრილში ზედა ეოცენის ფუძის კონგლომერატი არ არის და ქვიშაქვების დასტა უშუალოდ ეხება ლიასს. ეს შეხება, როგორც ჩანს, ტექტონიკურია, რადგან ზედა ეოცენის ნალექები შეხების ადგილას ძლიერაა აშუშუნნილი და თიხებში ფართოდაა განვითარებული დრესვის სარკეები. ამითვე უნდა იყოს გამოწვეული აქ ზედა ეოცენის ფუძის კონგლომერატის არ არსებობაც.

ამავე კრილში კარგად ჩანს ფაუნით დათარიღებული ზედა ეოცენის სრული თანდაზობით გადასვლა ქვიშიან მერგვლებში, რომლებიც თევზის (*Melletta* sp.) ქერცლების გარდა სხვა ფაუნას არ შეიცავენ. როგორც კრილის აღწერისას დავინახეთ, პირველი დასტის ზედა ნაწილში ქვიშაქვების რაოდენობა თანდათან კლებულობს და სამაგიეროდ ქვიშიანი მერგვლები გამოჩნდება. მე-2 დასტაში ქვიშაქვები თითქმის აღარ არის, ხოლო შემდეგ 80 მეტრის მანძილზე მხოლოდ ქვიშიანი მერგვლების ნაჩენები გვაქვს. შათი ასაკის შესახებ უფრო ზუსტად ამ კრილის მიხედვით რაიმეს თქმა ძნელია. ასევე

ვერაფერს ვიტყვით მისი სისქის შესახებ, რადგან უფრო ახალგაზრდა ნალექები აქ გადარეცხილია.

ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვების დასტა ზოტიკიანთ-ხევის ქვემო წელში ერთხელ კიდევ გამოჩნდება (მე-5 დასტა). როგორც ჩანს, ხევის ქვემო წელი სინკლინს კვეთს, რომელიც ქვიშიანი მერგელებით არის აგებული. ამ შემთხვევაში ქვიშიანი მერგელების აქ წარმოდგენილი ნაწილის სისქე 130 მ-დე გამოდის.

როგორც აღვნიშნეთ, მე-5 დასტა ანტიკლინის ფრთას უნდა აგებდეს. ამ დასტის სამხრეთით კვლავ ქვიშიანი მერგელების გამოჩენა იყო მოსალოდნელი, მაგრამ რამდენიმე მეტრის ხარვეზის შემდეგ არაკარბონატული თიხებისა და მიკროკონგლომერატების მორიგეობაა გაშიშვლებული (მე-6 დასტა). ეს დასტა დაქანებულია SW 190°, კუთხე 50° და ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვების დასტას აწყდება, რომელიც ჩრდილოეთისაკენ 80°-იანი კუთხითაა დაქანებული. როგორც ჩანს, აქ ანტიკლინი გადაწყვეტილია და ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვები ეხება ნალექებს, რომლებიც თევზიან მერგელებზე ახალგაზრდა უნდა იყოს. ამ წყვეტით უნდა იყოს გამოწვეული ქვიშიანი მერგელების კრილიდან ამოვარდნა. მე-6 დასტა ფაუნით ზედა ეოცენად თარიღდება. შემდეგ ფაციესი უეცრად იცვლება და კრილში სქელშრეებრივი კვარციანი ქვიშაქვები გამოჩნდება (მე-7 დასტა). მე-7 და მე-8 დასტებს შორის 5—6 მეტრი ხარვეზი გვაქვს. აღსანიშნავია, რომ კვარციანი ქვიშაქვების განლაგების ელემენტები ისეთივეა, როგორც ზედა ეოცენურად დათარიღებული მე-6 დასტისა. სქელშრეებრივ ქვიშაქვებს ზევით პოლიმიქტური ქვიშაქვებისა და არაკარბონატული თიხების მორიგეობა მოყვება. ეს ნალექები ზოტიკიანთ-ხევის შუა წელში ერთ სინკლინსა და ერთ ანტიკლინს აგებენ. ისინი ძლიერ ჰგვანან ე. წ. თელათგორის ქვიშაქვების წყებას, რომელიც სხვაგან, სტრატეგრაფიული მდებარეობის მიხედვით ოლიგოცენად თარიღდება. ეს გარემოება და აგრეთვე მისი სტრატეგრაფიული მდებარეობა ფაუნით დათარიღებული ზ. ეოცენის ზევით, საფუძველს გვაძლევს ზოტიკიანთ-ხევის კრილის მე-7—12 დასტებიც ოლიგოცენს მივაკუთვნოთ. ყურადღებას იპყრობს მე-11 დასტის კონგლომერატები, რომლებიც კვარციანი ქვიშაქვების ქვეშაა განვითარებული და ანტიკლინს აგებენ. აღსანიშნავია, რომ კონგლომერატში მრავლადაა წარმოდგენილი მაასტრიხტული მიკროკონგლომერატის ქვარგვანალები. ჩვენის აზრით, ასეთივე კონგლომერატების დასტა უნდა გვქონდეს იმ ხარვეზის ადგილას, რომელიც მე-6 და მე-7 დასტებს შორის გვქონდა.

კრილი ბრაჭულის-ხევის ქვემო წელში

მდ. არყალას ანანურიდან დუშეთში მიმავალი გზა მხოლოდ ერთ ადგილას ჰკვეთს. ამ ადგილიდან ზემოთ 200—250 მეტრზე, არყალას ბრაჭულის-ხევი ერთვის. ხევის შესართავშივე კვარციანი ქვიშაქვის სქელი, 1 1/2 მ სისქე შრეა გაშიშვლებული. ქვიშაქვა დიდი რაოდენობით შეიცავს სიდერიტის კონკრეციებს. აქედან ხევს თუ აყვებით, შემდეგი დაღმავალი კრილი გვაქვს:

1. შედარებით წმინდამარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვებისა და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობა. შრეების სისქე 0,1—0,5 მ-მდეა. ქვიშაქვის შრეებს შორის არაკარბონატული, ქვიშიანი თიხების თხელი შუაშრეებია. ხევის კალაპატში შრეები S-ენაა დაქანებული, ფერდობზე, კი ყირაზე დგანან—SW 250°—NO 70° მიმართებით. სიმძლავრე 17 მ

2. სქელურებრივი (0,5—1 მ) კვარციანი ქვიშაქვები. გამოფიტული ქვიშაქვები მოყვითალო-ყანგისფერია, ხოლო საღ მონატხზე მოთეთრო-ნაცრისფერი. ხვეის კალაპოტში შრეების დაქანება SO 170°, კუთხე 80°. ფერდობზე შრეები ყირაზე დგას, შრის თავები კი სამხრეთისკენაა გადმოხრილი. 12 მ.

3. კონგლომერატებისა და ქვიშიანი, არაკარბონატული თიხების მორიგეობა. კონგლომერატის ცემენტი კვარციანი ქვიშაქვაა—ისეთივე, როგორც მე-2 დასტაში გვქონდა. მასალას შეადგენს მოყავისფრო-ნაცრისფერი მერგელები თევზის ქერცლებით, მწვანე მერგელები, მიკროკონგლომერატები ორბიტოიდებით, მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვები და სხვა. შრეები ყირაზე დგას. მიმართება ისეთივეა, როგორც წინა დასტაში. 5 მ.

4. მუქი ნაცრისფერი არაკარბონატული თიხები. თიხები დიდი რაოდენობით შეიცავს თაბაშირს. დასტაში გამოფრევა მიკროკონგლომერატის და კონგლომერატ-ბრეჩიის რამდენიმე შრე, რომელშიც ნუმულიტები. აქედან განსაზღვრულია: *Nummulites bouillei* d. l. H., *N. budensis* Hant., *N. incassatus* d. l. H., *N. boucheri* d. l. H., *N. murchisoni* Brunn., *Discocyclina* sp. ind. თიხები თევზის ქერცლებსაც შეიცავენ. შრეების თავების სამხრეთისკენ გადმოყირავების სურათი, რომელიც მეორე დასტაშიც გვაქვს, აქ კიდევ უფრო ცხადადაა გამოხატული. 37 მ.

5. ტალღურშრეებრივი, მკვრივი, კარბონატული ქვიშაქვებისა და დაფიქლებული მუქი ნაცრისფერი ქვიშიანი თიხების მორიგეობა. დასტაში თევზის (*Meletta* sp.) ქერცლების გარდა და სხვა ნამარხები არ არის. თიხებში ძლიერაა განვითარებული დრესვის სარკეები. დაქანება NW 340°, კუთხე 75°. 28 მ.

6. ქვიშიანი მერგელები. დასტაში იშვიათად გამოფრევა ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვის თხელი შრეები. მერგელებში *Meletta* sp.-ის ქერცლებია. დაქანება NW 340°. 50 მ.

შემდეგ 60 მეტრზე ხვეის ფერდობები ძლიერაა დამეწყრილი. 60 მეტრის შემდეგ ხვეის მარჯვენა ფერდობზე ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვის იშვიათი ნაჩენებია. ქვიშაქვები დიდი კუთხით (70—80°) ჩრდილოეთისკენაა დაქანებული. ქვიშაქვების შედარებით მსხვილმარცვლოვანი უბნები *Nummulites* sp. ind. შეიცავს. ასეთი ქვიშაქვების ნაჩენები 45—50 მეტრზე გვაქვს, შემდეგ კი მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვებია გამოშვლებული. პირველივე შრეში ჩვენ მიერ ცუდად დაცული ამონიტია აღებული, რომელიც ვერ განისაზღვრა. ცოტა უფრო ხვეით კი ასეთივე ქვიშაქვებში *Mytiloides* sp. და *Posidonia* sp.-ია ნაპოვნი. ქვიშაქვების დაქანება NW 320°, კუთხე 70°.

ამრიგად, მუქი ქარსიანი ქვიშაქვები იურულს მიეკუთვნებიან. სამხრეთისკენ მათი მომდევნო ნალექები ზედა ეოცენს წარმოადგენს. თევზიანი, ქვიშიანი მერგელები (მე-6 დასტა) აქ სინკლინს აგებენ. მე-5 დასტა—ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვები—ანტიკლინის ჩრდილო ფრთას ქმნის. ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვები ჩრდილო დასავლეთისკენ (340°) 75° კუთხითაა დაქანებული. მათ სამხრეთით სამხრეთული დაქანების (SO 175°, კუთხე 80°) მქონე არაკარბონატული თიხების დასტა (მე 4 დასტა) მოყვება. აქაც, როგორც ჩანს, ისეთივე სურათი გვაქვს, როგორიც ზოტიკიანთ-ხვეის კრილში მე-5 და მე-6 დასტებს შორის გვქონდა. ამრიგად, არაკარბონატული თიხების ფუძე არც ამ კრილში ჩანს. ხვეით ამ ნალექებზე კონგლომერატის (მე-3 დასტა) მემეგობით განლაგებულია კვარციანი ქვიშაქვები (მე-2 დასტა). კონგლომერატებში აქაც მასტრიხტული ორბიტოიდებიანი წყებისათვის დამახასიათებელი მიკროკონგლომერატის ქვარგვალეები იქცევენ ყურადღებას. ბრაქულის-ხვეის კრილის პირველ სამ დასტას ლითოლოგიური მსგავსების საფუძველზე ჩვენ თელათგორის ქვიშაქვების ანალოგებად ვთვლით და ოლიგოცენად მივიჩნევთ. აღსანიშნავია, რომ არც აქ, ისევე როგორც ზოტიკიანთ-ხვეის კრილში, არავითარი უთანხმოება ზედა ეოცენურად დათარიღებულ არაკარბონატულ თიხებსა და კვარციან ქვიშაქვებს შორის არ შეიმჩნევა.

ამრიგად, კვარციანი ქვიშაქვების დასტა ჩვენ ორ კრილში შეგვხვდა და არცერთ მათგანში არ ჩანს ამ ნალექების სახურავი. ქვემოთ მოგვყავს ფოტეს კრილის აღწერა, სადაც ეს ნალექები სრულადაა წარმოდგენილი.

კრილი მდ. ფოტეს ხეობაში

ოლიგოცენური ნალექების შედარებით სრული კრილი ფოტეს ხეობაში გვაქვს. მდ. ფოტე სოფ. მგლიანის მიდამოებში იღებს სათავეს. ხევის ზემო წელი მთლიანად დამეწყრილია და ამიტომ კრილის შედგენა არ ხერხდება. ერთი რამ ცხადია, რომ ხევის ეს ნაწილი მთლიანად ზედა ეოცენური ნალექებით არის აგებული. ასეთია სურათი სოფ. მგლიანიდან ქვემოთ დაახლოებით 1 კილომეტრზე. შემდეგ ხევის კალაპოტში და ფერდობებზე არაკარბონატული მუქი ნაცრისფერი თიხებია გაშიშვლებული. თიხებში ქვიშაქვის იშვიათი შრეები გამოერევა, რომლებიც პატარა ტანის ნუმულიტებს შეიცავენ. ი. კაჭარავა აქედან შემდეგ ფორმებს ასახელებს: *Nummulites chavannesi* d. I. H. და *Discocyclina sella Schlumb.* რაც ნალექების ზედა ეოცენურ ასაკზე მიუთითებს [4]. კრილი გადმობრუნებულია და ხევდაღმა ამ ნალექებს ქვეშ უდევს:

1. სქელშრეებრივი (0,5—1,5 მ) კვარციანი ქვიშაქვები. ქვიშაქვები მოყვითალო-ნაცრისფერი, მოვარდისფრო და ზოგჯერ მუქი ნაცრისფერია. ქანი მსხვილმარცვლოვანია და დაშრეების ხედაპირებზე ბრეჭია-კონგლომერატში გადადის, სადაც ნაცრისფერი კირქვის, მწვანე მერგალების და მუქი ფიქლების სუსტად დამუშავებული ნატეხები აღინიშნება. ხშირია სიდერიტის კონკრეციები (3—5 სმ), რომლებიც ზოგ უბნებში თავისებურ „კონგლომერატს“ ქმნიან. ქვიშაქვებისთვის განსაკუთრებით დამახასიათებელია განახშირებული მცენარეული დეტრიტუსით სიმდიდრე. ზოგჯერ ნახშირის პატარა ლინზებიც გვხვდება. ქვიშაქვების დასტაში იშვიათად გამოერევა მუქი ნაცრისფერი, არაკარბონატული თიხის თხელი შრეები. დაქანება NO 20°, კუთხე 40°. სიმძლავრე 150 მ
2. მსხვილმარცვლოვანი, სუსტად შეცემენტებული, მოყვითალო-ნაცრისფერი არაკარბონატული ქვიშაქვებისა და მუქი ნაცრისფერი არაკარბონატული, დაფიქლებული თიხების მორიგობა. 28—30 მ
3. მუქი ნაცრისფერი, თხელშრეებრივი, დაფიქლებული, არაკარბონატული თიხები. დასტის სხვადასხვა ნაწილში გამოერევა ქვიშაქვის (ისეთივე, როგორც მე-2 დასტაში გვქონდა) და მოწითალო-ქანჯისფერი, ან მოყვანისფრო სიდერიტის თხელი (0,05 მ) შრეები—სიმძლავრე 85—90 მ
4. მუქი ნაცრისფერი, დაფიქლებული, არაკარბონატული თიხები თაბაშირითა და იაროზიტით ხარვეზი 95—100 მ
5. ღია ნაცრისფერი მერგალების, თიხებისა და თიხიანი ქვიშაქვების მორიგობა. დასტაში *Spirialis*-ის ცუდად დაცული, გაჭყლებილი ნიჟარებია. 25 მ.

უკანასკნელი დასტა ფაუნით ჩოკრაკულადაა დათარიღებული. დანარჩენი ოთხი დასტა ვ. რენგარტენმა ოლიგოცენად დათარიღა მათი სტრატეგრაფიული მდებარეობის მიხედვით [21]. პირველი ორი დასტა მან „თელათგორის წყებას“ მიაკუთვნა, მე-3 და მე-4 დასტები კი მიაკოპის ტიპის თიხების ექვივალენტად ჩათვალა. დასახელებული ავტორის შეხედულება შემდეგში ყველა ავტორმა გაიზიარა [4,8,13,24].

ვ. რენგარტენი „თელათგორის ქვიშაქვების“ სამ ზოლს აღნიშნავდა ვეძათ-ხევის დასავლეთით. როგორც აღვნიშნეთ, ერთი მათგანი (ჩრდილო ზოლი) დ. ბულეიშვილმა ლიასურად დათარიღა. სახელწოდება „თელათგორის“

წყება“ ამ ავტორმა ლიასურ ქვიშაქვებს დაუტოვა, ხოლო მათგან განსასხვავებლად, ოლიგოცენურ ქვიშაქვებს „ნანიანის ქვიშაქვები“ უწოდა, იმ სოფლის სახელწოდების მიხედვით, სადაც, ეს წყება კარგადაა წარმოდგენილი (იგივე ფოტეს ქრილი). დ. ბულეიშვილიც ფოტეს ოლიგოცენურ ნალექებს ორად ყოფს. ქვედა ქვიშაქვიან ნაწილს ის ქვედა მაიკოპს აკუთვნებს, ხოლო ზედა — თიხიან ნაწილს, ზედა მაიკოპს.

აღწერილი ქრილის პირველი ოთხი დასტა, როგორც დავინახეთ ფაუნით დათარიღებულ ზედა ეოცენსა და ჩოკრაქს შორის არის მოქცეული და ამრიგად, ის მართლაც ოლიგოცენის ადგილს იკავებს. მისი სტრატиграფიული დიაპაზონის შესახებ გადაწყვეტილად რაიმეს თქმა ძნელია. გასარკვევია ეს ნალექები მხოლოდ ოლიგოცენს შეიცავს, თუ სხვა სართულებსაც. ვ. ხა-ინსა და ა. შარდანოვს [21] შესაძლებლად მიაჩნიათ ამ ნალექებში ხაღუმის, შუა და ზედა ოლიგოცენის და აგრეთვე ქვედა მიოცენის არსებობა. თუ დავუშვებთ, რომ ეს ნალექები ზედა ეოცენს უხარვეზოდ მოყვება და მათ ასევე უხარვეზოდ განაგრძობს ჩოკრაქული, ვ. ხაინისა და ა. შარდანოვის მოსაზრება საფუძველს მოკლებული არ იქნება. როგორც დავინახეთ, არც ერთ ქრილში, სადაც კი ოლიგოცენი არის წარმოდგენილი, ზედა ეოცენსა და ოლიგოცენს შორის კუთხური უთანხმოება შემჩნეული არ ყოფილა. მაგრამ ყურადღებას იქცევს მასალის უცარი გამსხვილება. ზედა ეოცენის არაკარბონატული თიხების დასტას, სადაც მიკროკონგლომერატის იშვიათი შუაშრებები გამოერევა, ზევით მოყვება კონგლომერატები, რომლებშიც ქვარვალების დიამეტრი 20 სმ-მდეა. მეორე მხრივ, საყურადღებოა, რომ ოლიგოცენური ნალექების ფუტეში განვითარებული კონგლომერატები დიდი რაოდენობით შეიცავს ფლიშური ტარცის გადარეცხვის მასალას. ეოცენის ნალექებში ეს მასალა არ ჩანს და ეს ფაქტი თითქოს რაღაც პალეოგეოგრაფიულ ცვლილებებზე უნდა მიუთითებდეს. როგორც დ. ბულეიშვილი აღნიშნავს [7], ეს ცვლილებები მეტად მკვეთრი იყო და თუ ეოცენში აუზის სიღრმე ჩრდილოეთისკენ იზრდებოდა, ამ ავტორის აზრით, ოლიგოცენში პირიქით, აუზის გაღრმავება სამხრეთისკენ ხდებოდა. ასეთ პირობებში ძნელია ზედა ეოცენზე ოლიგოცენის უხარვეზო განლაგება დავუშვათ და მაშასადამე, ვერც ამ ნალექების ქვედა საზღვარზე ვიტყვი რაიმეს გადაწყვეტილად. იგივე უნდა ითქვას მის ზედა საზღვარზეც, რადგან ერთადერთ ქრილში (ფოტეს ქრილში), სადაც ოლიგოცენს ზევით ჩოკრაქული ნალექებიც ჩნდება, მათი უშუალო შეხება არ ჩანს.

დასკვნები

ზემოთქმულის საფუძველზე ჩვენ შედგენილი გვაქვს დუშეთის რაიონის პალეოგენის სტრატиграფიული სქემა, რომლის შემუშავების დროს შემდეგი მოსაზრებებიდან გამოვიდოდით:

1. ქვედა ეოცენს ვაკუთვნებთ სამანის-ხევის ნუმულიტიანი ქვიშაქვების ქვედა ნაწილს, რომელიც მცირე რაოდენობით შეიცავს პატარა ტანის ნუმულიტებს. მათ შორის წარმოდგენილია *Nummulites subatacicus* N. Douv. ორმაგი ნუკლეოკონქით, რაც ამ სახის პრიმიტიულ ბუნებაზე მიგვითითებს (პ. დუვილიე, ი. კაქარავა).
2. ლუტეციურს მიეკუთვნება სამანის-ხევის ნუმულიტიანი ქვიშაქვების ზედა ნაწილი. აქ დიდი რაოდენობითაა წარმოდგენილი *Nummulites murchisoni* Brunn. და მისი მეგასფერული გენერაცია — *N. heeri* de la Harpe. ეს

სახეები ქვედა ეოცენში იწყება და შუა ეოცენის ზევით არ გადადის. აქვე წარმოდგენილია *Discocyclus umbro* Schaf., რომელიც ლუტეციური ფორმამა-ამასთან ნუმულიტიდების სიმრავლე და მათი დიდი ზომები საშუალებას გვაძლევს დასახელებული ნალექები შუა ეოცენს მივაკუთვნოთ.

როგორც პირველი, ისე მეორე ჰორიზონტი დუშეთის რაიონში მცირე გავრცელებით სარგებლობს და წარმოდგენილია ვიწრო, განედური ზოლის სახით, რომელიც არყალის მარჯვენა ფერდობზე, სოფ. ზოტიკიანის პირდაპირ იწყება, გაივლის სამანის-ხევს, სოფ. ფიტავის მიდამოებს და თითქმის სოფ. არანისამდე აღწევს.

ლუტეციურსვე ვაკუთვნებთ სამანის-ხევის მწვანე მერგელებს, რომლებიც მჭიდროდაა დაკავშირებული მათ ქვეშ მდებარე ნუმულიტიან ქვიშაქვებთან და შუა ეოცენურ მიკროფაუნას შეიცავენ.

მწვანე მერგელები კიდევ უფრო მცირე გავრცელებით სარგებლობენ სამანის-ხევსა და სოფ. ფიტავს შორის მათი დიდი ნაწილი ზედა ეოცენური ტრანსგრესიითაა გადაარეცხილი. ფიტავის მიდამოებში მწვანე მერგელები კიდევ ჩანს, უფრო აღმოსავლეთით კი ისინი მთლიანად გარეცხილია ზედა ეოცენური ტრანსგრესიით. სამანის-ხევის დასავლეთით ეს წყება მდ. არყალის მარჯვენა ფერდობამდე აღწევს.

3. შუა ეოცენსვე მიეკუთვნება ლიროლეპისიანი მერგელების ჰორიზონტი, რომელიც ფაუნით დათარიღებულ შუა ეოცენურ მწვანე მერგელებს მოყვება ზევით და თავის მხრივ ტრანსგრესიული ზედა ეოცენით იფარება. ეს ნალექები დუშეთის რაიონში მხოლოდ ერთ ადგილასაა (სამანის-ხევში) ცნობილი. სხვაგან ის ზედა ეოცენის ტრანსგრესიით არის გადაარეცხილი.

როგორც უკვე იყო თქმული, ადრევე ნ. ვასოვეიჩმა სამანის-ხევის ლიროლეპისიანი მერგელები კავკასიის სხვა ნაწილების ანალოგიურ ნალექებთან ერთად ლუტეციურად დაათარიღა. შემდეგ მან იგივე ნალექები ზედა ეოცენს მიაკუთვნა, რასაც საფუძვლად მის მიერვე კახეთის ქედზე, ილდოყანის წყებაში, ნაპოვნი ნუმულიტიდების ფაუნა დაედო. ეს ფაუნა ბიედას განსაზღვრით შემდეგ ზედა ეოცენურ სახეებს შეიცავს: *Nummulites cf. orbigny* Gal. (A და B ფორმები), *Discocyclus pratti* Mich. და *Discocyclus scalaris* Schlumb. რადგან ნ. ვასოვეიჩი ლიროლეპისიან მერგელებს ილდოყანის წყების ანალოგად თვლის, მათაც ზედა ეოცენად ათარიღებს. მაგრამ ამას ეწინააღმდეგება თუნდაც ის, რომ დუშეთის რაიონში ილდოყანის წყების ანალოგებად მიჩნეული ნალექები [21] ლიროლეპისიან მერგელებზე ახალგაზრდაა.

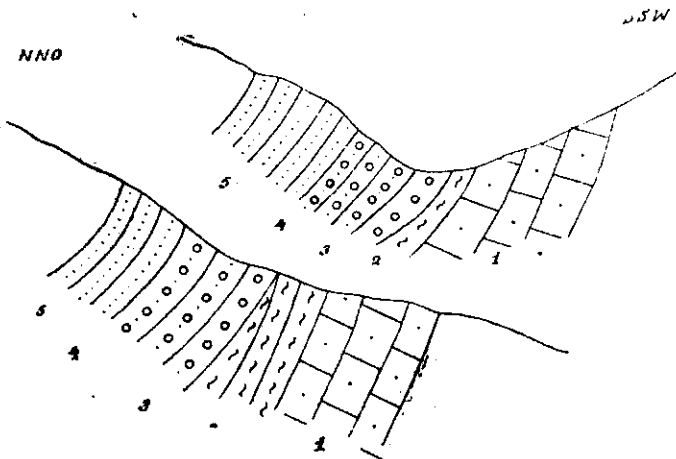
ბოლო დროს დამაჯერებლად იყო დასაბუთებული ლიროლეპისიანი მერგელების ზედა ეოცენური ასაკი ი. კაჭარავას მიერ [4,16] მდ. ჯეჯორის აუზის და თრიალეთის ქედის ანალოგიური ნალექების მაგალითზე. დუშეთის რაიონის ლიროლეპისიანი მერგელების შესახებ ი. კაჭარავა აღნიშნავს, რომ მათი სტრატეგრაფიული მდებარეობა გაურკვეველია რთული ტექტონიკური პირობების გამო და აქვე მოყავს ნ. ვასოვეიჩის მონაცემები, რომლის თანახმადაც კახეთის ქედზე ლიროლეპისიანი მერგელები ცნობილი არაა, მაგრამ მისი ნატეხები ალოტის წყების ფუძეში გვხვდება. ალოტის წყება კი ფაუნით პრიაბონულად თარიღდება. ამის საფუძველზე ი. კაჭარავა ფიქრობს, რომ კახეთის ქედზე ლიროლეპისიანი მერგელები პრიაბონულზე ძველია და დაასკვნის, რომ ლიროლეპისიანი ჰორიზონტი გარკვეული სტრატეგრაფიული ერთეული კი არაა, არამედ ფაცესია, რომელიც საქართველოს პალეოგენის შუა

ნაწილში სხვადასხვა დონეზე გვხვდება. როგორც დავინახეთ, ეს დებულება მართლდება დუშეთის რაიონშიც და აქ ლიროლეპისიანი მერგელების შუა ეოცენურად დათარიღება ამ დებულებისათვის კიდევ ერთ საბუთს წარმოადგენს.

4. ზედა ეოცენს ვაკუთვნებთ ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვების წყებას, რომელიც ნუმულიტიდებით თარიღდება, და ქვიშიანი თევზიანი მერგელების წყებას, რომელიც ფაუნას არ შეიცავს, მაგრამ მკიდროდაა დაკავშირებული ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვების წყებასთან. ზედა ეოცენსვე მიეკუთვნება არა კარბონატული თიხების წყება, რომელიც ოლიგოცენურ „თელათგორის ქვიშაქვების“ ქვეშ ძვეს და ზედა ეოცენურ ნუმულიტიდებს შეიცავს. ამ წყების დამოკიდებულება ქვეშმდებარე ქვიშიანი მერგელების წყებასთან გაურკვეველია, რადგან არსად არ ჩანს მათი შეხება. ამავე მიზეზის გამო ჩვენთვის უცნობია თევზიანი ქვიშიანი მერგელებისა და არაკარბონატული თიხების სრული სისქეები. პირველის ხილული სიმძლავრე 70—130 მ, მეორესი კი 23—37 მ.

დუშეთის რაიონში ცხადადაა გამოხატული ზედა ეოცენური ტრანსგრესია. ფაუნით დათარიღებული ზედა ეოცენი ფუძის ფორმაციით ტრანსგრესიულადაა განლაგებული ძველ წყებებზე—შუა ეოცენზე, ზედა იურაზე, ბაიოსზე და ლიასზე. ამის საილუსტრაციოდ განვიხილოთ რამდენიმე დამახასიათებელი ადგილი:

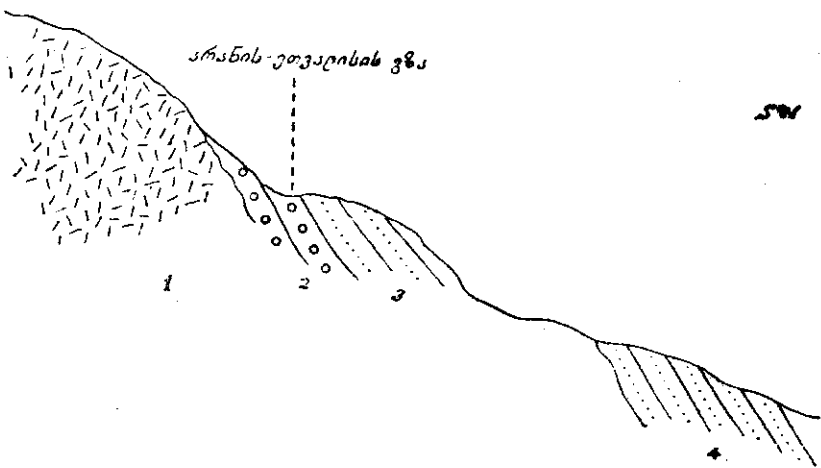
როგორც სამანის-ხევის ჭრილის აღწერიდან დავინახეთ, ხევის ქვემო წელში განვითარებული სინკლინის სამხრეთ ფრთაში ზედა ეოცენის კონგლომერატები ლიროლეპისიან მერგელებზეა განლაგებული. იგივე კონგლომერატები ცოტა აღმოსავლეთით, ამავე ხევის მარჯვენა ფერდობზე, უშუალოდ მწვანე მერგელებს ეხება, რომელთა სისქე აქ ბევრად ნაკლებია (8 მ), ვიდრე სამანის-ხევაში (25 მ). ცოტა აღმოსავლეთით მწვანე მერგელების 1 მეტრიანი შრელაა შერჩენილი ზედა ეოცენურ კონგლომერატებსა და ნუმულიტიან კირ-



სურ. 2. ნუმულიტიანი კირქვები (1) და მწვანე მერგელები (2)—შუა ეოცენი, ქვიშაქვები კონგლომერატული უბნებით (4) და მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ქვიშაქვები (5)—ზედა ეოცენი

ქვებს შორის. ამრიგად, აქ ზედა ეოცენის ქვეშ აკლია მთლიანად ლიროლექ-პისიანი მერგელები და მწვანე მერგელების დიდი ნაწილი (სურ. 2). კუთხური უთანხმოება აქ თითქოს შეიმჩნევა (ნუმულიტიანი კირქვების დაქანება NO 20° კუთხე 60°, ზედა ეოცენური კონგლომერატის კი—NO 10°, კუთხე 45°), მაგრამ გადაწყვეტილად ამის შესახებ ლაპარაკი ძნელია.

ზედა ეოცენის ტრანსგრესია კიდევ უფრო ცხადადაა გამოხატული რაიონის სამხრეთ ნაწილში. სოფ. არანისის მიდამოებში ზედა იურული კირქვების მასივს, რომელიც 1¹/₂—2 კილომეტრის სიგრძეზე შიშვლდება, სამხრეთ-დასავლეთი ფერდობის გასწვრივ უწყვეტ ზოლად მიუყვება კონგლომერატების დასტა, რომელიც ზედა იურული კირქვების ლოდების გარდა დიდი რაოდენობით შეიცავს პორფირიტების ნატეხებს. გარდა ამისა წარმოდგენილია



სურ. 3. მაიკული კირქვები (1)—ზედა იურა, კონგლომერატები (2), არკოზული და გრაუვაკული ქვიშაქვები (3) და ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვები ნუმულიტიდებით (4)—ზედა ეოცენი

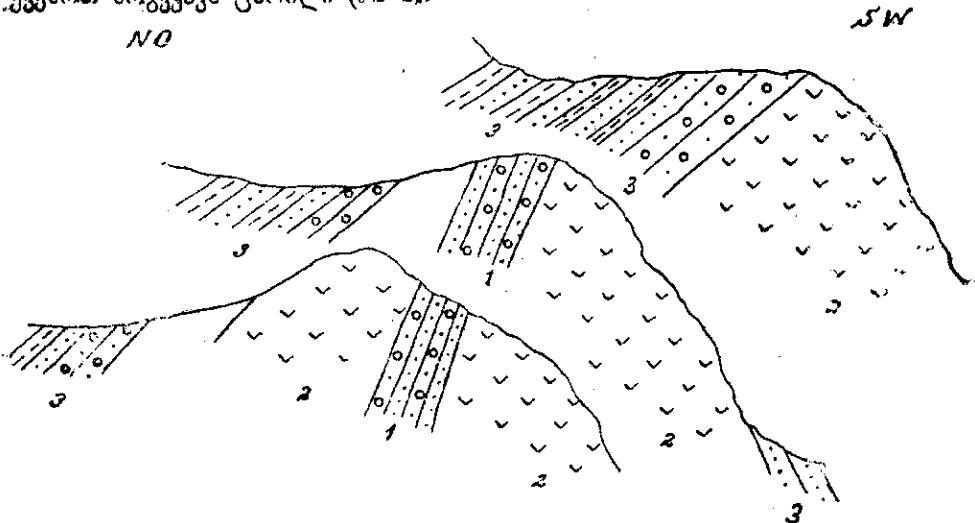
გრანიტის, გრანიტ-პეგმატიტის და სხვა ქანების ქვარგვალები. კონგლომერატის ცემენტს ზოგ უბანში კირქვა შეადგენს, ხოლო ზოგ უბანში გრაუვაკული ქვიშაქვები. დასტას სამხრეთ-აღმოსავლეთის დაქანება აქვს. სამხრეთისაკენ მას მსხვილმარცვლოვანი არკოზული და გრაუვაკული ქვიშაქვების მორიგეობა მოყვება, ხოლო ჰიფსომეტრულად ქვევით, ფერდობზე, ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვებია გაშიშვლებული, რომლებიც ზედა ეოცენურ ნუმულიტებს შეიცავენ (სურ. 3).

სოფ. ეთვალისის მიდამოებში ბაიოსით აგებული ანტიკლინი გვაქვს, რომლის გულში ლიასის არკოზული ქვიშაქვებია წარმოდგენილი. აქ ბაიოსის ვულკანოგენური ქანები ციცაბო კლდოვან რელიეფს ქმნიან, რომელსაც ჩრდილოეთით ზედა ეოცენის შედარებით რბილი ქანებით აგებული მოვაკება მოყვება. აქ აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ შემდეგი სურათი გვაქვს. ზედა ეოცენის ქვიშაქვები, რომლებიც პატარა ტანის ნუმულიტებს შეიცავენ, ჯერ იურული ანტიკლინის სამხრეთი ფრთის ბაიოსს ეხებიან, ცოტა უფრო დასავლეთით ანტიკლინის გულში განვითარებულ ლიასის არკოზულ ქვიშაქვებს, ხოლო კიდევ უფრო დასავლეთით ჩრდილო ფრთის ბაიოსს. აქვე ცხადადაა

უამოხატული კუთხური უთანხმოებაც. ლიასის არკოზული ქვიშაქვები დიდი კუთხით (80°) ჩრდილოეთისაკენაა დაქანებული. ზედა ეოცენის დაქანებაც ჩრდილოეთურია, მაგრამ კუთხე ბევრად უფრო მცირეა და ქვედა ნაწილში 40—45°-ს უდრის, უფრო ზევით კი 35° (სურ. 4).

ბევრგან ზედა ეოცენი უშუალოდ ლიასზეა განლაგებული. ასეა მაგალითად მდ. არყალის მარცხენა ფერდობზე სამანის-ხევის შესართავიდან დაწყებული რაიონის დასავლეთ საზღვრებამდე. აქვე, არყალის მარცხენა ფერდობზე, სოფ. სინჯარაძეებთან ჩამომდინარე პატარა ხევების სათავეებში, ზედა ეოცენის ფუძეში აღინიშნება კონგლომერატი, რომელიც უშუალოდ ლიასზეა განლაგებული და რომელიც ლიასის მასალის გვერდით დიდი რაოდენობით შეიცავს შუა ეოცენური ნუმულიტიდებით გაკედილი კირქვის მოზრდილ ნატეხებს. მათში აღვილია სამანის-ხევის ნუმულიტიანი კირქვების მსგავსი მასალის გამოცნობა.

ჩამოთვლილი ფაქტების უფრო თვალსაჩინოდ დაკავშირების მიზნით ქვემოთ მოგვყავს ცხრილი (№ 1).



სურ. 4. არკოზული ქვიშაქვები (1)—ლიასი, პორფირიტული ბრექჩიები (2)—ბაიოსი, ტალღურშრეებრივი ქვიშაქვები კონგლომერატების შუაშრეებით და ნუმულიტიდებით (3)—ზედა ეოცენი.

ზედა ეოცენის ტრანსგრესიასთან დაკავშირებით ისმის ე. წ. „ბრექჩიული ჰორიზონტის“ საკითხი.

არანისის, ეინვალის და ანანურის მიდამოებში იმთავითვე მიიქცია ყურადღება თავისებური კირქვების გამოსავლებმა. ს. სიმონოვიჩისა და ვ. ლევისონ-ლესინგის მიხედვით ესაა ზედა იურის რიფული კირქვები. ი. კარკი [14] მათ ზედა ცარკულად მიიჩნევდა. ვ. რენგარტენის აზრით ესაა ქვედა ეოცენის ფუძეში მოქცეული მეორად განლაგებაში მყოფი ზ. იურული კირქვის ლოდები. ამის შემდეგ ბოლო დრომდე ამ კირქვებს ყველა ავტორი მეორად განლაგებაში გულისხმობს და ავტორები მას ქვედა [21], შუა [9] და ზედა ეოცენს [7] აკუთვნებს.

გამოირკვა, რომ ამ კირქვების ერთი ნაწილი ძირად განლაგებაშია და ზედა იურული რიფის შვერილს წარმოადგენს [6]. მეორე ნაწილი კი მართ-

ცხრილი 1

სამანის-ხევი	ფუნდავ-ფიტავის გზა	არანისი	ეთვალისი	არყალის მარცხენა ფერდობი
<p>ქვიშინი მერგელები Meletta sp.-ით</p> <p>კვარციანი ქვიშაქვები და კონგლომერატები ორსაგდუღლიანებით</p>	<p>ქვიშინი მერგელები Meletta sp.-ით</p> <p>ხ. ეოცენის ტალღურ-სრეებრივი ქვიშაქვები Num. of chavanesi-ით.</p> <p>კვარციანი ქვიშაქვები და კონგლომერატები ორსაგდუღლიანებით</p>	<p>ხ. ეოცენის ტალღურ-სრეებრივი ქვიშაქვები</p> <p>ზედა ეოცენური ნემულიტიდებით.</p> <p>კონგლომერატები ლიასის, ბაიოსის და ზედა იურის მასალით</p>	<p>ზედა ეოცენის ტალღურ-სრეებრივი ქვიშაქვები და ფიქლებრივი არგილიტები</p> <p>კონგლომერატების შუა-სრეებით და ნუმულიტიდებით</p>	<p>ზედა ეოცენის ტალღურ-სრეებრივი ქვიშაქვები და ფიქლებრივი არგილიტები</p> <p>კონგლომერატის შუა-სრეებით და ნუმულიტიდებით</p>
<p>მერგელები Lyrolepis caucasica Rom.-ით</p>	<p>ხარჯები</p>	<p>ხარჯები</p> <p>მასიფური კირქვები—ზედა იურა</p>	<p>ხარჯები</p> <p>ვეულკანოფენური ბრეკჩიები—ბაიოსი</p>	<p>ხარჯები</p>
<p>მწვანე მერგელები და ნუმულიტიანი კირქვები—შუა ეოცენი</p>	<p>მწვანე მერგელები და ნუმულიტიანი კირქვები—შუა ეოცენი</p>			<p>თიბა-ფიქლები, კვარციანი ქვიშაქვები—ლიასი</p>

ლაც მეორად განლაგებაშია. ძნელი არაა ამ ორი, ერთი შეხედვით სრულიად მსგავსი, წარმონაქმნის განსხვავება. ზედა იურული კირქვები, მიუხედავად იმისა, რომ ხშირად ბრეჭილია, მოკლებულია რაიმე უცხო მასალას. იმ დროს, როცა იქვე ახლოს ასეთივე კირქვების ლოდების გვერდით დიდი რაოდენობითაა წარმოდგენილი სრულიად უცხო მასალა (ქვიშაქვები, პორფირიტები, გრანიტები და სხვა). ასეთი სურათი გვაქვს მაგალითად საქართველოს სამხედრო გზის გასწვრივ, ჟინვალთან ზემოთ მე-4 კილომეტრზე. გზის ორივე მხარეს კირქვებია განვითარებული. არაგვის მხარეს მასივური კირქვები გვაქვს, რომლებიც აქ ციცაბო კარნიზს ქმნიან და მდინარის კალაპოტამდე ჩადიან.

გულდასმით დათვალიერების მიუხედავად, კირქვის ლოდებს შორის რაიმე უცხო მასალა ვერ იქნა შემჩნეული. გზის მეორე მხარესაც კირქვები გვაქვს. ერთი შეხედვით თითქოს ისეთივე, როგორც არაგვის მხარეს. მაგრამ სრულიად ზერელე დაკვირვებითაც კი შეიმჩნევა, რომ აქ ნაცრისფერი კირქვის ლოდებთან ერთად დიდი რაოდენობითაა წარმოდგენილი პორფირიტებისა და მუქი ნაცრისფერი ქარსიანი ქვიშაქვების ნატეხები. რაც უფრო ეშორდებით მასივურ კირქვას მასალის სიმსხო კლებულობს და შემდეგ ბრეჭიებს ქვიშაქვები მოყვება, რომლებიც დიდი რაოდენობით შეიცავენ განახშირებულ მცენარეულ დეტრიტუსს. ასეთი ქვიშაქვები სხვაგან ზედა ეოცენის ფუძის კონგლომერატებს ადევს თავზე (მაგ. ფხუნდავ-ფიტავის გზაზე და სხვ.).

ამ ადგილიდან ზევით, დაახლოებით 2,5 კილომეტრზე, კირქვები მდ. არაგვის მიერაა გარეცხილი. ანანურამდე 1 კილომეტრზე კირქვის ბრეჭიები კვლავ გამოჩნდება. აქედან ისინი თითქმის უწყვეტი განედური ზოლის სახით დაახლოებით 4 კმ-ზე ვრცელდებიან. აქ ყველგან გადმობრუნებულ სტრუქტურაში მათ ზედა ეოცენი მოყვება. ამრიგად, ბრეჭიული ჰორიზონტის კირქვები აქ ზედა ეოცენად თარიღდება. ამ ბრეჭიების ზედა ეოცენურ ასაკს სავსებით ადასტურებს მ. ვარენცოვისა და ტ. მორდოვსკის მიერ სოფ. არლუნის მიდამოებში ბრეჭიების ცემენტში ნაპოვნი ფაუნა: *Nummulites fabianii* Prev., *N. incrassatus* de la Harpe და *Discocyclina scalaris* Schl. [9]. ეს ნალექები როგორც ჩანს, ზედა ეოცენის ფუძის ფორმაციის თავისებურ, ზედა იურიული კირქვებით აგებული ნაპირის ახლოს წარმოშობილ ფაციესს წარმოადგენს.

5. ოლიგოცენს, სხვა ავტორებთან ერთად [21,13,4,7,24] ჩვენ ვაკუთვნებთ „თელათგორის წყებას“ (იმ ადგილების გამოკლებით, სადაც ის ფაუნით ლიასად დათარიღდა) და ფოტეს მაიკოპის ტიპის თიხებს. როგორც ზემოთ იყო თქმული, ამ ნალექების სტრატოგრაფიული დიაპაზონი გასარკვევია. დუშეთის რაიონში ამ საკითხის გადაჭრა არ ხერხდება და საჭირო იქნება მეზობელი რაიონების ანალოგიური ნალექების შესწავლა.

ოლიგოცენური ნალექები მდ. ვეძათ-ხევის აღმოსავლეთით ორი ვიწრო ზოლის სახით არის ცნობილი; ერთი მათგანი ვეძათ-ხევიდან ფოტეზე გაივლის, ფოტედან აღმოსავლეთით კი ტექტონიკურად ისოლება. მეორე ზოლი უფრო ჩრდილოეთით მდებარეობს, გაივლის ბრაქულის-ხევისა და შალიკიანთ-ხევის ქვემო წელს, ზოტიკიანთ-ხევის შუა წელსა და სამანის-ხევის სათავეებს. სამანის-ხევის აღმოსავლეთით ეს ზოლი მცირე მანძილზე გვხვდება. უფრო აღმოსავლეთით მისი გამოსავლები ცნობილი არაა. ვეძათ-ხევის დასავლეთით ოლიგოცენური ნალექები შედარებით ფართო ზოლად არყალის მარჯვენა მხარეს მიყვება და სათბეთის-ხევზე გავლით ნარეკვავის აუზში გადადის.

ცხრილი 2

ღუშეთის რაიონის პალეოგენური ნალექების სტრატოგრაფიული სქემა

		ნალექები	ნამარხები	გავრცელება
ხოკრაკული				
ოლიგოცენი		მაიკოპის ტიპის თიხები (200 მ)	თევზის ქერცვლები	ფოტე
		კვარციანი ქვიშაქვები (180—200 მ)	განაზშირებული მცენარეული დეტრიტუსი, ფოთლებით	ფოტე, სათიბეთის-ხევი, შალიკიანთ-ხევი და სხვა
ხედა ეოცენი		არაკარბონატული თაბაშირიანი თიხები მიკროკონგლომერატის შუაშრებებით. ხილული სისქე 40 მ	Nummulites bouillei d. l. H., N. budensis Hant., N. incrassatus d. l. H.	ზოტიკიანთ-ხევი, ბრაკულის-ხევი, ფოტე
		ქვიშიანი მერგელები და თიხები. ხილული სისქე 70—170 მ	Meletta sp. და მცენარეთა ფოთლები	სამანის-ხევი, ზოტიკიანთ-ხევი, არყალის მარცხენა ფერდობი და სხვა
		ტალღურ შრეებრივი ქვიშაქვები და ფიქლებრივი არგილიტები (60—70 მ); ფუძეში კონგლომერატები ან კირქვის ბრეჭიები	Nummulites bouillei d. l. H., N. budensis Hant., N. fabianii Prev., N. cf. pulchellus d. l. H., N. striatus Brug., Discocyclina sella d'Arch. და სხვა	მგლიანის და არანისის მიდამოები, ვეძათ-ხევი, არყალა, სამანის-ხევი, ზოტიკიანთ-ხევი
შუა ეოცენი	ხედა ნაწილი	ქვიშიანი მერგელები. 20 მ	თევზები: Meletta sp., Zeus sp., Lyrolepis caucasica Rom.	სამანის ხევი
	ქვედა ნაწილი	მწვანე მერგელები. 25 მ	Globorotalia crassaformis G. et M., Globigerina bulloides d'Orb., Eponides trümpyi Nutt. და სხვა	სამანის-ხევი, ფუნდავისა და ფიტავის მიდამოები
		ქვიშიანი კირქვები. 15 მ	Nummulites murchisoni Brun., N. atacicus Leym., N. granifer H. Douv., N. globulus H. Douv., Discocyclina umbo Schaf.	სამანის-ხევი, ფუნდავის, ფიტავის და არანისის მიდამოები
ქვედა ეოცენი	კარბონატული კვარციანი ქვიშაქვები (სამანის-ხევის ნუმულიტიანი წყების ქვედა ნაწილი). 10 მ	Nummulites atacicus Leym., N. subatacicus H. Douv. ორმაგი ნუკლეოკონქით	სამანის-ხევი, ფუნდავის, ფიტავის და არანისის მიდამოები	

Н. И. МРЕВЛИШВИЛИ

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА ДУШЕТСКОГО РАЙОНА

Резюме

Исследования последних тридцати лет показали, что Душетский район занимает весьма важное место в геотектоническом строении Кавказа, будучи приурочен к области соприкосновения складчатой зоны Большого Кавказа и Закавказской депрессии. Под последней одни исследователи предполагают наличие жетской глыбы; другие, наоборот, склонны считать ее геосинклиналью.

Очевидно, что дальнейшее изучение района должно было внести некоторую ясность в этот вопрос. Однако сложность геологического строения района, разнообразие фаций слагающих его отложений, преобладание бедных фаунистическими остатками или немых толщ, представляют серьезные препятствия на пути уточнения стратиграфической схемы района, что со своей стороны, затрудняет и конкретизацию тектоники. Таким образом, важность уточнения стратиграфической схемы района является совершенно очевидной, а так как в строении района главную роль играют палеогеновые отложения, стратиграфия которых разработана относительно слабее, то первым делом следовало обратить внимание на этот вопрос. В этой связи, основной задачей стоявшей перед автором, являлось уточнение стратиграфической схемы палеогеновых отложений Душетского района.

На основе анализа разрезов составленных в Душетском районе и изучения фауны нуммулитид собранной там же, а также данных предшествующих исследователей, автором разработана стратиграфическая схема палеогена Душетского района.

Уже в процессе полевых работ выяснилось, что часть отложений, отнесенных авторами к палеогену, древнее палеогена, в связи с чем были внесены некоторые коррективы в существующие геологические карты Душетского района; с другой стороны изучение этих осадков наряду с исследованием палеогеновых отложений позволили автору высказать несколько соображения о геотектонической природе исследованного района, несколько отличающиеся от прежних взглядов. Эти соображения являются предметом отдельной статьи [25].

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА

На лейасские песчаники и сланцеватые глины, являющиеся самыми древними отложениями района, в среднем течении р. Саманис-хеви трансгрессивно налегают нуммулитовые песчанистые известняки Саманис-хеви. Нижняя часть этой пачки, по-видимому, относится к нижнему эоцену. Здесь представлены мелкие нуммулиты, среди них *Nummulites subatacicus* H. Douv. с двойной эмбриональной камерой, свидетельствующей о примитивности названного вида. Согласно И. В. Качаравы, этот вид является весьма характерным для нижней части палеогена Грузии. Следует отметить, что эти осадки и литологически отличаются от верхней части нуммулитовой

пачки Саманис-хеви, фаунистически датируемой нижним лютетом: в нижней части пачки представлены карбонатные кварцевые песчаники, в то время как в верхней ее части развиты известняки часто переполненные раковинками нуммулитид.

Верхняя часть нуммулитовой пачки Саманис-хеви (15 м) фаунистически датируется нижним лютетом. Здесь обильно представлена фауна нуммулитид. Некоторые из них достигают довольно крупных размеров; так отдельные экземпляры *Nummulites purchisoni* Brunn. имеют в поперечнике 26 мм. Наряду с названным видом здесь представлены *N. heeri* d. I. H., *N. chartersi* Meneg., *N. subchartersi* gener. nov., *N. atacicus* Leym., *N. subatacicus* H. Douv., *N. granifer* H. Douv., *N. globulus* H. Douv., *Discocyclina umbo* Schaf. Из перечисленных нуммулитов *N. purchisoni* Brunn и *N. heeri* d. I. H. встречаются как в нижнем, так и в среднем эоцене. *N. chartersi* Meneg. в литературе известен только из Италии. Г. Дувилье относит вмещающие эту форму слои к нижнему эоцену, но, как отмечает автор, наряду с этим видом не были встречены другие формы и он не вполне уверен в нижнеэоценовом возрасте этих слоев. *Discocyclina umbo* Schaf. известна только из нижнего лютета и, таким образом, верхнюю часть нуммулитовой пачки Саманис-хеви можно отнести к нижнему лютету.

Оба горизонта в Душетском районе представлены в виде узкой широтной полосы, которая начинается на правом склоне р. Аркала у сел. Зотикиани, пересекает р. Саманис-хеви, проходит в окрестностях сел. Питави и достигает окрестностей с. Араниси. В разрезе по Саманис-хеви и по дороге, идущей из сел. Ихундави в сел. Питави, в основании нижнего эоцена развит тонкий слой (10—15 см) конгломерата, посредством которого нижний эоцен залегает на лейасе.

Кверху нуммулитовые известняки Саманис-хеви постепенно переходят в зеленые мергели, которые относятся так же к лютетскому ярусу. Из этой свиты М. В. Качарава определила следующую микрофауну: *Gaudryina* sp., *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Bulimina* sp., *Eponides trümpyi* Nutt., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Globorotalia crassaf ormis* G. et M. и др.

На основе этой фауны зеленые мергели Саманис-хеви можно отнести также к среднему эоцену. Эти осадки пользуются небольшим распространением, так как между Саманис-хеви и сел. Питави большая их часть размыта верхнеэоценовой трансгрессией; в окрестностях сел. Питави они появляются снова, а восточнее их нет. Западнее Саманис-хеви зеленые мергели доходят до правого склона р. Аркала.

В разрезе по Саманис-хеви выше зеленых мергелей следуют плитняковые, серовато-коричневые мергели, в которых В. П. Ренгартен отмечает наличие чешуй *Lyrolepis caucasica* Rom. Несколько хорошо сохранившихся чешуй этой рыбы было найдено и нами. Выше, в этом же разрезе упомянутые осадки перекрываются трансгрессивным верхним эоценом. О взаимоотношении между зелеными мергелями и лиролеписовыми слоями по разрезу Саманис-хеви судить трудно. Если допустить трансгрессивное

залегание лиролеписовых мергелей, то эти последние придется отнести к верхнему эоцену, в результате чего получается, что в верхнем эоцене имели место две трансгрессии, что не находит никакого оправдания в палеогеновой истории Грузии. В этой связи автор допускает, что развитые под трансгрессивным верхним эоценом лиролеписовые слои нормально, без перерыва, налегают на зеленые мергели и таким образом относятся к среднему эоцену (верхней части лютета).

Лиролеписовые слои в Душетском районе известны только в разрезе Саманис-хеви. В остальных частях района они размыты трансгрессией верхнего эоцена.

Несравненно более широким распространением в исследованном районе пользуется верхний эоцен, который во многих местах датируется фауной нуммулитид. По своему литологическому характеру он может быть подразделен на три части:

1. Свита волнистослоистых песчаников и сланцеватых глин (свита брачули В. П. Ренгартена). В грубозернистых разностях встречена довольно богатая фауна нуммулитид. Автором отсюда определены: *N. fabianii* Prev., *N. subfabianii* Prev., *N. budensis* Hant., *N. bouillei* d. I. H., *N. tournoueri* d. I. H., *N. cf. pulchellus* d. I. H., *N. striatus* Brug., *N. incrassatus* d. I. H., *N. purchisoni* Brunn., *N. heeri* d. I. H. и др. Следует предполагать, что *N. purchisoni* и *N. heeri* находятся во вторичном залегании. Остальные формы указывают на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород.

2. В разрезах Саманис-хеви, Зотикиант-хеви, Брачулт-хеви и др. свита волнистослоистых песчаников постепенно переходит в песчаные мергели и глины, которые лишены руководящих ископаемых (встречаются только чешуи *Meletta* sp.), но по своему стратиграфическому положению могут быть отнесены к верхнему эоцену. Установить мощность этой свиты не удастся, так как контакт ее с вышележащей верхнеэоценовой свитой некарбонатных глин во всех разрезах (Зотикиант-хеви, Шаликант-хеви, Брачулт-хеви и др.) тектонический.

3. Свита некарбонатных сланцеватых глин, с редкими прослоями микроконгломератов. Микроконгломераты содержат фауну нуммулитид, указывающих на верхнеэоценовый возраст свиты. Как уже было отмечено, определение свиты нигде не обнажается и об ее полной мощности судить трудно. Видимая же мощность в разрезе Зотикиант-хеви составляет 25 м, а в Брачулт-хеви 37—40 м.

В Душетском районе явно выражена верхнеэоценовая трансгрессия. По р. Саманис-хеви верхний эоцен, с конгломератами в основании, залегает на лиролеписовых мергелях, немного восточнее те же самые конгломераты налегают на зеленые мергели, а еще восточнее отсутствуют уже как лиролеписовые, так и зеленые мергели и верхний эоцен залегает непосредственно на нуммулитовых известняках среднего эоцена. В окрестностях с. Араниси верхний эоцен залегает на массивных известняках верхней юры; здесь в его основании развиты конгломераты, содержащие гальки

гранитов, кварцпорфиров, авгитовых порфиритов байоса, известняков верхней юры и др. Севернее сс. Этвалиси и Мглиани верхний эоцен залегает на вулканогенных брекчиях байоса и аркозовых песчаниках и конгломератах лейаса. По левому склону р. Аркала, в полосе протяженностью в несколько километров, верхний эоцен следует непосредственно за верхним лейасом.

Во многих местах (окрестности Ананура, по Военно-Грузинской дороге между сс. Ананури и Жинвани, окрестности сел. Квирике и др.) в основании верхнего эоцена залегают своеобразные глыбовые брекчии (одна часть т. н. «горизонта брекчий» В. П. Ренгартена), которые наряду с крупными (а иногда и огромными) глыбами верхнеюрских известняков, содержат также обломки порфиритов, темно-серых песчаников лейаса, гранита и других пород. По-видимому, эти брекчии представляют собою своеобразные базальные образования трансгрессивного верхнего эоцена, образовавшиеся вблизи суши (очевидно островов), сложенной верхнеюрскими известняками.

К олигоцену, в согласии с другими авторами (В. П. Ренгартен, И. Р. Кахадзе, И. В. Качарава, М. И. Варенцов, Д. А. Булейшвили и др.), мы относим т. н. «свиту телатгорских песчаников», за исключением тех мест, где фаунистически был установлен (Д. А. Булейшвили) лейасский возраст датированных ранее олигоценом осадков. К олигоцену относятся также майкопские глины, развитые по Поте. Олигоценовый возраст вышеупомянутых осадков был установлен еще В. П. Ренгартеном на основании их стратиграфического положения—между верхним эоценом и чокраком. Эти осадки не содержат руководящих ископаемых и судить об их стратиграфическом диапазоне трудно. В. Е. Хаин и А. Н. Шарданов допускают возможность наличия в этих осадках хадумского горизонта, среднего и верхнего олигоцена и нижнего миоцена. При условии, что «телатгорские песчаники» без перерыва, согласно следуют за верхним эоценом и также согласно, без перерыва, покрываются чокраком, такое допущение вполне оправдано. Однако в Душетском районе нигде не удастся установить непосредственный контакт чокрака и олигоцена. Что же касается взаимоотношений между олигоценом и верхним эоценом, то следует заметить, что угловое несогласие между ними также нигде не наблюдается. Однако заслуживает внимания укрупнение материала в основании «телатгорской свиты» и самый состав материала—среди галек конгломерата главную роль играют осадки мелового флиша,—чего нельзя сказать по поводу эоценовых осадков. По-видимому, можно предполагать, что на границе верхнего эоцена и олигоцена имели место какие-то палеогеографические изменения. По мнению Д. А. Булейшвили, эти изменения были весьма существенны, так как глубина олигоценового моря возростала в южном направлении, а не в северном, как это имело место в эоцене. В таких условиях трудно допустить согласное залегание олигоцена на эоцене и, также, как и в отношении верхнего стратиграфического предела рассматриваемых отложений, вопрос о нижней их границе остается пока неясным.

Олигоценовые отложения в Душетском районе пользуются меньшим распространением, чем верхнеэоценовые. Восточнее р. Ведзат-хеви они выступают двумя узкими полосами. Западнее Ведзат-хеви «стелатгорские песчаники» слагают почти все правобережье р. Аркала.

ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. ბულეიშვილი დ. ა., თელავთორის წყების ასაკის შესახებ. გეოლოგ. ინსტიტუტის შრომათა კრებული, 1951.
2. კაკარავა ი. ბ., თბილისის მიდამოების პალეოგენი. საქ. გეოლ. ინსტიტუტის მოამბე, ტ. III, ნაკვ. 1, 1936.
3. კაკარავა ი. ბ., რაკა-ლენხუმის აუზი და მოსახლურე რაიონები პალეოგენის დროს. გეოლ. ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. II (VII), 1944.
4. კაკარავა ი. ბ. ქართლის დეპრესიის და მისი მოსახლურე რაიონების პალეოგენი. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955.
5. კაკარავა ი. ბ., საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილის ზოგიერთი ნუმულიტები. გეოლ. ინსტიტუტის შრომები, ტ. VI (IX) ნაკვ. 1, 2, 1948.
6. ჯანელიძე ა. ი., ფხოველის რაიონის ტექტონიკური ადგილი კახეთის ქედში. სტალინის სახ. თსუ გეოლოგიის და პალეონტ. კათედრა, 1952.
7. Бушейшвили Д. А., Геологические исследования в Гори-Мухранской депрессии между реками Арагва и Меджуда, „Грузнефть“, 1950.
8. Варенцов М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, 1950.
9. Варенцов М. И., Мордовский В. Т., Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии, 1954.
10. Вассоевич Н. Б., О горизонте с *Lygolepis caucasica* Roman. Труды НГРИ, сер. Б., вып. 47, 1934.
11. Вассоевич Н. Б., Палеоген Восточной Грузии. Геология СССР, Закавказье, часть 1, геологическое описание, 1941.
12. Жинью М., Стратиграфическая геология, 1952.
13. Канделаки Н. А., Кахадзе И. Р., Геологическое описание листа К—38—X (Душети). Геологический институт, 1948.
14. Карк И. М., К геологии долин пшавской и хевсурской Арагв. В кн.: Геологическое исследование в области перевальной жел. дороги через Кавказский хребет, 1914.
15. Качаравა ი. ვ., Успехи стратиграфической палеонтологии в Грузии. Тр. Геол. института, сер. геол., т. VII (XII), 1953.
16. Качарავა ი. ვ., Новые данные по палеогену Грузии. Тр. конференции по вопросам региональной геологии Закавказья, 1952.
17. Качарავა მ. ვ., Стратиграфия палеогеновых отложений Карталинской депрессии по микрофауне, трест „Грузнефть“, 1950.
18. Мефферт Б. Ф., Эоценовая фауна из Даралагёза в Армении, Тр. ГГРУ, вып. 99, 1931.
19. Ренгартен В. П. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. (Предварительный отчет). Изв. геол. ком-та, т. XVIII, № 2, 1924.
20. Ренгартен В. П., Орбитоиды и нуммулиты южного склона Кавказа, Тр. ГГРУ, вып. 24, 1931.
21. Ренгартен В. П., Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. геол. Разв. Объед., ВСНХ СССР, 1932.
22. Ренгартен В. П., Тектоника Большого Кавказа. В кн.: Геология СССР, Закавказье, ч. 1. геологическое описание, 1941.

23. Симонович С. Е., Геологические наблюдения в области бассейна главной или Мтиулетской Арагви в пределах Душетского уезда Тифлисской губ., Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 2, 1899.
24. Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Геологическая история и строение Куринской впадины, 1952.
25. Мревлишвили Н. И., Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. Тр. Геол. института, геол. сер., т. X (VX), 1957.

А. А. ЧИКОВАНИ

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ МИОЦЕНА СЕВЕРНЫХ ПРЕДГОРИЙ ИМЕРЕТИНСКОГО ХРЕБТА

В статье уточнена стратиграфия третичных, в основном миоценовых, отложенной упомянутой выше полосы. Фаунистически обоснован спорный возраст нижнепалеогеновой вулканогенно-осадочной толщи, верхнеэоценовых фораминиферовых мергелей и олигоцен-нижнемиоценовой майкопской свиты. Подробнее прослежены фации среднего и верхнего миоцена. Указано на тесную связь тарханского горизонта с верхами майкопской свиты и наличие признаков размыва в нижней части чокрака. В последнем прослежены два фаунистических подгоризонта местного значения. Приводятся данные о распределении спаниодонтелл по разрезу и приуроченности некоторых из них к определенным фациям караганского горизонта. Рассмотрены взаимоотношения фолადовых, абровых и „весе-лянских“ слоев конкского горизонта. Описаны отложения нижнего и среднего отделов сарматского яруса, первый из которых соответствует максимуму трансгрессии миоценового моря, а второй—началу его окончательного отступления. При описании миоценовых отложений дана микроскопическая характеристика обломочной части песчано-карбонатных пород. Предлагаемая вниманию читателя часть работы закончена в 1952 году и за исключением уточнения номенклатуры ископаемых, с учетом специального исследования по третичным моллюскам [18, 19] и некоторого сокращения оставлена без изменений.¹

Интерес к геологическому строению северных предгорий Имеретинского хребта вызван их расположением в полосе соприкосновения различно построенных регионов (складчатая система и жёсткая глыба) и наличием здесь нефтепроявлений.

Особенно подробно исследовалась полоса развития олигоценовых и миоценовых отложений. Она представляет собой холмистую местность с высотными отметками 300—450 м над уровнем моря, при относительных превышениях порядка 250 м.

¹ Характеристике процессов диагенеза в среднемиоценовых образованиях, на фоне третичной истории предгорного прогиба Имеретинского хребта и рассмотрению его тектоники в связи с нефтеносностью посвящены отдельные статьи автора [23, 24].

Для рельефа, развитого на верхнетретичном субстрате, характерна интенсивная расчлененность глубоко врезанными меридиональными долинами левых притоков рек Чхеримела, Квирила и Риони, левые берега которых образуют северную границу исследованной полосы.

С юга предгорья ограничены резкопересеченным рельефом, развитым на отложениях нижнепалеогеновой — вулканогенно-осадочной толщи. Граница с ним совпадает с региональной зоной разрывов, вдоль которой образования Аджаро-триалетской складчатой системы взброшены на отложения её предгорного прогиба.

Таким образом, охваченная работами территория включает три геоморфологические единицы, расположенные широтно, с севера на юг: 1) аллювиальные равнины упомянутых рек (в основном Риони и Квирилы), 2) предгорья Имеретинского хребта на верхнетретичных отложениях и 3) северные скалистые склоны Имеретинского хребта, сложенные вулканогеновыми отложениями нижнего палеогена.

Новые данные по стратиграфии палеогена кратко сводятся к следующему. Оставшийся спорным [7, 21] возраст палеогеновой вулканогенно-осадочной толщи на основании стратиграфического положения последней и микрофауны устанавливается как палеоцен—средний эоцен. В низах толщи обнаружена палеоценовая микрофауна—зона *Globorotalia crassata*; а в отложениях, согласно сменяющих толщу сверху, взята микрофауна характерная для низов верхнего эоцена—обилие *Globigerina bulloides* (вся упоминаемая в работе микрофауна определена О. И. Джанелидзе).

Установлено также наличие, не отмеченных предыдущими исследователями, нормально-осадочных отложений среднего эоцена, развитых, в отличие от вулканогенно-осадочной толщи, к северу от региональной зоны взбросов. Эти отложения также согласно подстилают верхний эоцен, сложены кварцевыми алевролитами и алевролитистыми мергелями и охарактеризованы среднеэоценовой микрофауной (зона *Globorotalia crassaformis*).

Верхнеэоценовые фораминиферовые мергели датировались лишь по аналогии с таковыми смежных областей (в частности, Гурии).

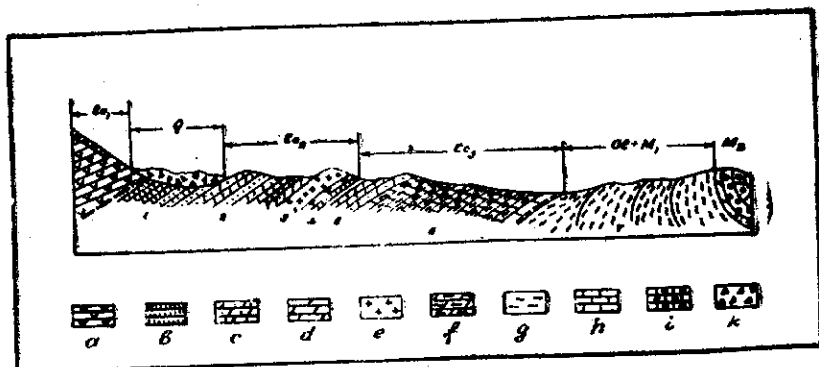
Изучение микрофауны выявило наличие в них двух фаунистических горизонтов: а) нижнего—содержащего виды, характеризующие «зону планктонных фораминифер» и «зону *Globigerinoides conglobatus*», находящиеся зачастую в одном образце; б) верхнего—с богатой фауной «зоны с *Bolivina*».

Фораминиферовые мергели прослеженной полосы (мощностью около 400 м) не выходят за пределы верхнего эоцена и, по-видимому, полностью представляют его.

Над ними согласно залегает свита глин майкопской фации.

В переходной пачке совместно присутствуют реликты зоны с *Bolivina* и лагениды «хадумского горизонта». Здесь переходный комплекс микрофауны наблюдается в прослоях как глинистых мергелей, так и майкопских алевролитов с рыбьими позвонками.

В литологическом отношении толща может быть условно разбита на два отдела: верхний—мощностью в 80—90 м, где глины с *Clupea* и ярозитом господствуют почти безраздельно и нижний—мощностью в 150—160 м, в котором, при преобладании тех же глин, заметное участие принимают неслоистые алевроитово-слюдистые глины; встречаются сферосидерит, карбонатные прослой и целитолиты с внутриформационной мелкой галькой и гравием.



Фиг. 1 Схематический разрез третичных отложений близ с. Квалиты; а) вулканогенно-осадочная толща—палеоцен-средний эоцен; в) кварцевые алевроиты—средний эоцен; с) алевроитистые мергели—средний эоцен; d) мергели с рыбными чешуями—средний эоцен; е) диабаз—порфириновый покров—средний эоцен; f) фораминиферовые мергели—верхний эоцен; g) майкопские глины—олигоцен и нижний миоцен; h) мергели—низы среднего миоцена; i) известковистые аркозовые песчаники с гравием—чокрак; к) делювий.

Верхи майкопской толщи согласно, с переслаиванием, сменяются тарханскими мергелями с *Pseudamysium denudatum* Reuss. Учитывая также согласный переход толщи в подстилающий верхний эоцен и нахождение в ее низах микрофауны халумского облика, следует принять, что майкопская свита описываемой полосы полностью охватывает олигоцен и нижний миоцен.

Образования миоцена изучены наиболее детально.

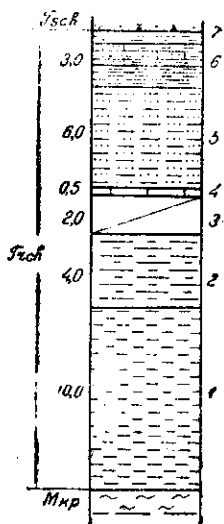
Тарханский горизонт

Естественный разрез наиболее древних из охарактеризованных фауной миоценовых отложений изученной полосы наблюдается в русле р. Ачхета (левого притока Квирилы, между сс. Свири и Квалиты). В южном крыле синклинали (сложенной третичными отложениями от верхнего эоцена до нижнего сармата) за глинами майкопской фации, без видимых признаков перерыва в отложении, следуют (фиг. 2):

1. Темносерые, слегка карбонатные глины с фауной тонкостенных двустворок плохой сохранности; среди них, помимо сравнительно крупных *Abra (Syndesmya)* sp. удается определить *Leda subfragilis* R. Högn. var. *bosphorica* Mrkl. На пятом метре от видимого основания наблюдается линза бурого угля в прослое майкопской глины. Мощность пачки до 10 м

2. Глины коричневато-темносерые с линзами плитчатого мергеля... 4 м
3. Перерыв в обнажении по напластованию около 2 м
4. Светло-желтый известняк 0,5 м
5. Стально-серый глинистый алевролит с мелким раковинным детритом и фауной: *Mytilus fuscus* Högn., *Dosinia lupina* Lin. . . . 6 м

Приведенная последовательность слоев наблюдается в русле р. Ачхета, по ее правому склону вскрыты породы, продолжающие разрез в восходящем порядке.



Фиг. 2

6. Глинистые сланцы с редкими темно-серыми песчано-известковистыми линзами, видимая мощность 3 м
7. Кварцевый алевролитистый песчаник 0,3 м

Далее следует чередование пелитовых и карбонатных пород с псаммитами, материал которых носит существенно аркозовый характер.

Отложения с аркозовыми псаммитами, начинающиеся с пачки 7, являются, как это выясняется при их прослеживании к востоку, западной фацией базальных образований, трансгрессирующего на Дзиркульский массив чокрака, выраженных аркозовыми псефитами (подробнее см. чокракский горизонт).

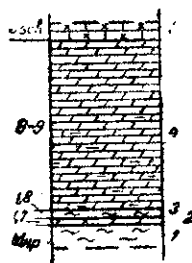
Взяты из пачки 1 двустворки указывают на тарханский горизонт [20]. Фауна из пачки 5 также не противоречит тарханскому возрасту вмещающих отложений, а именно, Б. П. Жижченко указывает на отличие чокракского варианта от типа *Mytilus fuscus* и считает, что последний в чокракских отложениях не встречается, точнее, он пишет: «весьма вероятно, что формы, определяемые М. В. Баярунасом, как *Mytilus fuscus* ? М. Högn., относятся к описываемым формам (т. е. *M. fuscus* М. Högn. var. *pulcher* Zhizh.), также как и формы, описанные Д. В. Голубятниковым и В. В. Богачевым под названием *Mytilus fuscus* М. Högn. и Н. А. Григорович-Березовским под названием *Mytilus cf. fuscus* М. Högn. [13, стр. 34]. Наш экземпляр точно идентифицируется с типом Гернеса и очевидно служит тарханским «предком» чокракского варианта. Вторая форма (*Dosinia lupina* Lin.) также общая с средиземноморскими отложениями Южной Европы. Это обстоятельство косвенно указывает на свободную связь с упомянутым бассейном, прерванную как известно в чокракское время, что позволяет условно «удрежить» отложения, вмещающие указанную фауну и считать пачки 1—6 (общей мощностью около двух десятков м) за тарханский горизонт. Наличие последнего подтверждено и в бассейне р. Аджамура.

В русле реки наблюдается следующая последовательность (фиг. 3):

1. Майкопские глины.
2. Светло-серые мергели с микрофауной; из образца взятого у основания мергелей определены: *Textularia tarchanensis* Bogd., *Quinqueloculina* aff. *boucaum* Orb., *Sigmoilina caelata* Costa, *Sigmoilina*

- aff. *tenuis* (Gzjzek), *Nodosaria mariae* Orb., *Nonion boueanus* Orb., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Virgulina tarchanensis* Bogd., *Bulimina elongata* Orb., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Loxococoncha carinata* (Lusk) var. *alata* Schn. а также *Lagena* sp., *Miliolidae* indet., *Spirialis* sp. мощность пачки 1,7 м
3. Прослой майкопской глины (микрофауны не содержит) 1,8 м
4. Снова светло-серые мергели с битой ракушкой, среди которой определяются только *Leda subfragilis* Högn. var. *bosphorica* Merkl. и *Spirialis* sp.

В образце, взятом на первом метре от основания пачки, найдена микрофауна (4а): *Sigmoilina* aff. *tenuis* (Czjzek), *Sigmoilina caelata* Costa, *Nonion boueanus* (Orb.), *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Virgulina tarchanensis* Bogd., *Bulimina* aff. *elongata* (Orb.), *Angulogerina* aff. *angulosa* (Will.), *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Loxococoncha carinata* Lusk., *Cristellaria* sp., *Guttulina* sp., *Cassidulina* sp., *Spirialis* sp., а на третьем метре от основания—



Фиг. 3.

взята следующая микрофауна (4^б): *Textularia tarchanensis* Bogd., *Quinqueloculina* aff. *ungerriana* Orb., *Triloculina* aff. *austriaca* Orb., *Sigmoilina* aff. *tenuis* (Czjzek), *Sigmoilina tenuis* (Czjzek) var. *tshokrakensis* Gerke, *Sigmoilina caelata* Costa, *Nonion boueanus* Orb., *Bulimina elongata* Orb., *Rotalia beccarii* Linné, *Globigerina tarchanensis* Subb. et Clutz., *Loxococoncha carinata* Lusk., *Loxococoncha carinata* var. *alata* Schn., *Cytheridea mülleri* (Münst.), *Miliolidae* indet., *Robulus* sp., *Spirialis* sp. и мшанки; мощность всей пачки 4 около 8—9 м

5. Песчанистые (кварцевые) известняки.

Микрофауна из пачек 2 и 4^а, по заключению определившей ее О. И. Джанелидзе, указывает на тарханский горизонт. Из 13 определенных до вида форм в образце 4^б, 11 довольно обычны для тархана. При этом две из них (*Textularia tarchanensis* и *Sigmoilina* aff. *tenuis*) по А. К. Богдановичу [6, стр. 114] и О. И. Джанелидзе, являются характерными для тарханского горизонта; таким образом, лишь две формы: *Miliolina* (*Quinqueloculina*) aff. *ungerriana* (Orb.) и *Sigmoilina tenuis* (Czjzek) var. *tshokrakensis* Gerke составляют „постороннюю“ примесь, причем их принято считать характерными для чокрака [5, стр. 132]. Однако совместное (в одном образце) нахождение форм, характерных для тарханского и чокракского горизонтов, свидетельствует об относительности „руководящего“ значения этих видов и, что важнее для нас в данном случае, говорит о переходном положении вмещающих слоев (4^б). Учитывая литологическое однообразие пачки 4 и появление знаменующего чокракскую трансгрессию аркозового материала лишь в следующей за ней пачке 5, представляется целесообразным границу между чокраком

и тарханом проводить в основании пачки 5. Следовательно, светло-серые мергели с битой ракушей и микрофауной, с прослоем майкопских глин, общей мощностью 11—12 м (пачки 2—4), представляют тарханский горизонт.

Последовательность слоев, вполне аналогичная приведенной, вскрыта крелиусной скважиной в русле той же р. Аджамура. В керне мергеля, соответствующего по стратиграфическому положению низам п. 4 приведенного разреза, удалось обнаружить *Pseudamussium denudatum* Reuss. Следовательно, наличие в рассматриваемой полосе тарханского горизонта, между майкопской толщей и чокракскими аркозовыми псаммитами, не вызывает сомнений.

На восток и запад от указанных пунктов тархан не констатирован, в чем возможно повинна неблагоприятная обнаженность контакта двух существенно глинистых свит (майкопа и тархана). Впрочем, об отсутствии тархана в районе с. Тетрацкаро можно говорить с уверенностью.

В литературе имеется указание [11] о наличии в районе Свири-Квалити между тарханом и чокраком сакараульских и коцахурских слоев; к сожалению оно основано на недоразумении (см. ниже).

Чокракский горизонт

Описание чокракских отложений начнем с верхнего течения р. Ачхета, где наблюдается охарактеризованный выше выход пород тарханского горизонта.

Выше пачки 7 описанного разреза, наблюдается чередование псаммитов, глин и песчанистых, пелитоморфных известняков. Не задерживаясь на деталях, микроскопически можно различить условно три литологически обособленные свиты: нижнюю — а) около 28 м мощности, в которой преобладают аркозовые псаммиты, среднюю — б) около 37 м, в составе которой преобладают глины, и верхнюю — в) около 33 м, где господствующими являются пелитоморфные песчанистые известняки. В каждой из этих условно выделенных свит присутствуют и два других компонента, но в подчиненном количестве.

Наличие псаммитового материала во всем разрезе позволяет проследить картину смены характера поступающих терригенных компонентов, которая рисуется следующим образом.

В нижней части разреза встречаются кварцевый алевроит, аркозовый песчаник; в составе песчаников залегающих выше — кварц, калишпаты (в том числе решетчатый микроклин), значительное количество обломков кислых эффузивов и, в подчиненном количестве, основные эффузивы. Полимиктовый характер песчаников становится еще более явным в средних слоях разреза, правда, преобладание аркозового материала все же сохраняется. В дальнейшем граувакковая примесь количественно уравнивается с аркозовой, но материал мельчает и их точное разграничение в кварцево-плагноклазовых олигомиктовых песчаниках затруднительно. Характерно, что кверху нарастает количество обломочного, пелитоморфного

известняка алевроитового размера, соответствующего сравнительно спокойным условиям осадконакопления.

Выше кварцевого алевроитистого песчаника (п. 7) на 55—60 м, из полимиктовых (с преобладанием аркозового материала) песчаников с гравием и гравелита с галькой собрана следующая фауна: *Chlamys* cf. *pertinax* Zhizh., *Sacella* (*Ledina*) *fragilis* Chem., *Cardium bogatchevi* Koles., *Cardium hispidiforme* David., *Tapes tauricus* (Andr.) Bajar., *Tapes*, cf. *erroneus* Zhizh., *Mactra bajaranasi* Koles., *Cerithium cattleyae* Baily. Все указанные виды типичны для чокракского горизонта.

Стратиграфически выше еще на 25 м в песчаных пелитоморфных известняках наряду с более редкой *Ervilia* sp. в очень большом количестве встречается указывающий на чокракский возраст вмещающих пород *Donaix tarchanensis* (Andr.) Bajar., нередко слагающий ракушняковые прослои (фиг. 4).

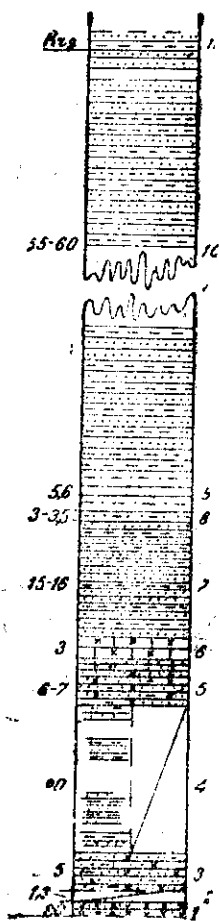


Фиг. 4. Песчаный известняк с *Donaix tarchanensis* (Andr.) Bajar. басс. р. Джобури, верхи чокр. гориз.

Выше, в породах мощностью до 15 м фауны не встречено. Далее, неблагоприятная обнаженность не допускает послойного прослеживания восходящего разреза и лишь на расстоянии (по напластованию) полусотни метров над тарханензисовыми слоями появляются караганские спаниодонтеллы. Песчаные известняки, мощностью около 50 м, подобные описанным, обнажающиеся в нижнем течении той же р. Ачхета, в северном крыле синклинали, между фаунистически доказанным караганом и тарханензисовыми слоями характерной фауны также не содержат. Считая за начало следующего горизонта среднего миоцена появление характерной для него фауны, условно, упомянутые переходные слои естественно будет отнести к верхам чокракского горизонта, мощность которого, таким образом, будет около 120—130 м.

В указанных пределах в чоκραкских отложениях встречены два палеонтологических подгоризонта; нижний относится к песчано-глинистому отделу, в котором среди терригенных компонентов преобладает аркозовый материал, а верхний к существенно карбонатному отделу, в котором обломочная часть носит полимиктовый характер и наряду с граувакками обогащается материалом размыва карбонатных пород. Проследим распространение этих фаций сначала на восток, а в дальнейшем на запад.

В с. Квалити на левом склоне р. Джобоури вдоль шоссе, ведущего от б. церкви „Дамцвари Эклесия“ к зданию средней школы, наблюдается следующая восходящая последовательность отложений (Фиг. 5):



Фиг. 5.

1. Полимиктовые (с преобладанием аркозового материала), песчаные гравелиты и неравномерно-зернистые песчаники с гравием и неопределимым детритом двустворок . . . 2 м
2. Перерыв в обнажении до 1,3 м
3. Землисто-серые, тонкозернистые в основной массе, алевроитистые, с примесью глины и с кварцевым гравием, песчаники, содержащие в нижней части множество: *Mytilus fuscus* M. Hörn. var. *pulcher* Zhizh., *Pecten* sp., *Sacella (Ledina) fragilis* Chem., *Tapes tauricus* (Andr.) Bajar., *Ervilia trigonula* Sok., *Bittium digitatum* Zhizh. и др.

Со средней части встречаются пропластки глин; в верхах пачки отпечатки чешуй рыб; падение СВ 10° , угол 65° ; мощн. до 5 м

4. Перерыв в обнажении (около двух десятков м); в метрах стах западнее по простиранию наблюдается чередование глинистых пород с мелкозернистыми, порой плотносцементированными песчаниками; привлекает внимание присутствие мономинерального кварцевого алевролита (около 0,4 м).

После перерыва при несколько отличающемся от предыдущего залегании (пад. СВ 345° , угол 70°) наблюдаются:

5. Песчаники, подобные описанным, с детритом сходной фауны; мощн. 6 — 7 м
6. Известковистые песчаники и песчаные известняки, в полимиктовой, в целом, обломочной части которых в заметном количестве присутствует кварц.

Известковистые песчаники содержат множество пектинид, среди которых определяются хорошо сохранившиеся руководящие для чокракского горизонта формы: *Chlamys pertinax* Zhizh. и *Chlamys domgeri* Mikh. var. *derbentica* Grig.-Beres.; кроме них найдены: *Mytilus fuscus* M. Hörn. var. *pulcher* Zhizh., *Sacella (Ledina) fragilis*

- Chemn., *Cardium bogatchevi* Kol., *Cardium hispidiforme* David., *Tapes tauricus* (Andr.) Bajaz., *Ervilia trigonula* Sok., *Bittium digitatum* Zhizh., мощн. до 3 м
7. Чередование преобладающих тонкозернистых песчаников с глинами 15—16 м
8. Мелкообломочный пелитоморфный песчанистый известняк, серо-голубой в свежем- и ржаво-серый в выветрелом состоянии, со множеством чокракского *Donax tarchanensis* (Andr.) Bajaz., массовые скопления которого образуют в породе ракушняковые пропластки. Встречены также растительные остатки, среди которых М. Д. Узнадзе любезно определяла *Cinnamomum lanceolatum* Heeg. мощн. до 3—3,5 м
9. Супеси с прослоями мелоподобного мергеля 5—6 м
10. Однообразное чередование плохо обнаженных песчаников, глинистых песчаников и глин; преобладающая окраска серая; на 35—40-ом метре от основания прослой (0,4 м) голубовато-зеленой глины; на 17-ом м от основания в песчанике ядра *Donax* sp. и единичные *Tapes* sp., мощн. пачки 55—60 м
11. Литологически не отличимые от п. 7 породы, но уже содержащие в большом количестве *Spaniodontella pulchella* Bailly и др. представителей этого караганского рода.

Фауна, взятая из пачек 3—9 (всего около 40 м), исключает сомнения в чокракском возрасте вмещающих отложений. К этому же горизонту должны быть причислены пачки 1—2 (по наличию аркозового материала, знаменующего собой начало чокракской трансгрессии), а также нижние 17 м пачки 10 (до песчаников *Donax* и *Tapes* включительно).

Верхнюю, неохарактеризованную фауной, часть пачки 10, залегающую непосредственно под явным караганом, предпочтительнее отнести опять таки к чокраку, принимая условно за начало карагана первое появление в разрезе крупных спаниодонтелл.

Следовательно, пп. 1—10 общей мощностью около 120 м целиком относятся к чокракскому горизонту, представленному, как и в предыдущем случае (р. Ачхета), двумя фаунистическими подгоризонтами:

- а) нижним, с разнообразной фауной „эвксинского“ типа и
- б) верхним—тарханензисовыми слоями.

Обратимся снова к предположению о наличии в рассматриваемой полосе сакараульского и копахурского горизонтов, залегающих при этом в весьма своеобразном положении, между тарханским и чокракским горизонтами (!?) [11]. Для обоснования такого взгляда его автор приводит именно только что рассмотренный разрез близ „Дамцвари Эклесия“ и по р. Джобоура. По данным М. Дзвеля, здесь под чокракскими известковистыми песчаниками с *Donax* обнажается „серожелтоватый песчаник мощностью 1,5 м“, по р. Джобоура в них фауны им не найдено, но западнее на 5—6 км в русле р. Тетрагеле им взяты в аналогичной породе ископаемые даже до рода определяемые с сомнением, а именно „онкофоры (?)“. На основании „литологии и общего характера“ (которых М. Дзве-

лая, к сожалению, подробно не касается) не считается возможным относить эту породу к чокраку и она принимается за аналог „сакараульских или коцахурских (онкофоровых) слоев окрестностей Гори—Каспи и сс. Джгали, Курзу (Мергелия)“.

Таково обоснование для выделения сразу двух горизонтов.

На материале приведенных разрезов мы убедились, что ниже слоев, с *Donax tarchanensis* еще на два десятка метров залегают псаммиты с богатой чокракской фауной и, следовательно, „серожелтоватый песчаник мощностью 1,5 м“, не содержащий фауны, залегает между согласно пластующимися чокракскими слоями. Что же касается находки сомнительных онкофор в русле р. Тетрагеле, забегая несколько вперед, укажем, что здесь майкопская толща тектонически контактирует с нижним сарматом (доказанным фаунистически) и средний миоцен будучи перекрыт взброшенным южным крылом, вообще не обнажается.

К сожалению, свой взгляд упомянутый автор не считает касающимся частного случая стратиграфии миоцена Зестофонского района и на основании явно ошибочного толкования квалитского разреза делает далеко идущие выводы о наличии в Грузии двух кустидариевых горизонтов: одного залегающего над онкофоровыми слоями (тарханского) и другого залегающего под ними [11].

Разумеется такое обобщение лишено фактического основания.

Продолжим рассмотрение чокрака Зестафонского района.

Разрезы по р. Ачхета и р. Джобаури в палеонтологическом отношении являются как бы эталонными для этого горизонта. Дальнейшее прослеживание будет удобно вести, от крайнего востока изученной полосы (район Харагоули)—где четко выражен его трансгрессивный характер, к упомянутым опорным разрезам. Затем проследим изменение фации к западу (в Маяковский и Ванский районы). Однако предварительно ознакомимся со стратиграфическими соотношениями, которые наблюдаются близ церкви Свири I (водораздел двух истоков р. Шавела).

К северу от шоссе Квалити—Свири II в юго-западных обрывах упомянутой возвышенности наблюдается быстрое выполаживание к северу круто поставленного южного крыла синклинальной складки, и верхняя площадка высоты сложена уже субгоризонтально залегающими слоями с *Donax tarchanensis*. В крутом овраге к востоку от возвышенности метров на 20, стратиграфически ниже тарханензисовых слоев, у тальвега обнажены землисто-серые тонкозернистые песчаники с редким кварцевым гравием, содержащие следующих ископаемых: *Modiolus (Brachidontus) marginatus* (Eichw.) Dub. cf. var. *tarchanensis* Gat., *Sacella (Ledina) fragilis* Chemn., *Cardium bogatchevi* Kol., *Cardium* cf. *hispidiforme* David., *Cardium pseudomulticostatum* Zhizh., *Tapes* cf. *tauricus* (Andr.) Bajar., *Tapes* cf. *erroneus* Zhizh., *Maetra bajaranasi* Kol.

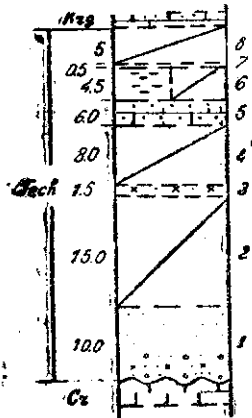
Семь из перечисленных восьми видов принято считать руководящими для чокракского горизонта [10], восьмой—*Tapes erroneus* также обычен для этого горизонта [13].

Картина распределения чокракской фауны—богатая, разнообразная в песчаниках нижнего отдела, и бедная (преимущественно *D. tarchanensis*) в залегающих выше песчаных известняках повторяется вслед за разрезами по рекам Джобури и Ачхета также и в верховьях р. Шавела (все—Зестафонский район).

Все указанные разрезы характеризуют сравнительно глубоководную зону чокракского бассейна, сохраняющую однако неритический характер. Мощность отложений здесь является максимальной (около 120 м) для всей изученной полосы Харагоули—Вани.

Наиболее мелководными очевидно следует считать аркозовые псефиты, залегающие в основании миоцена Харагоульского района.

У восточной окраины с. Тетрацкаро (Харагоульский район), на левом берегу р. Гокиштура, у шоссеной дороги, на отложениях среднего мела (глауконитовые песчаники, плитчатые мергели, кварцево-глауконитовые известняки), сложенных в антиклинальную складку, близ свода, при угловом несогласии залегают (фиг. 6):



Фиг. 6.

1. Кварцевые пески с галькой. Материал аркозовый: гальки розового гранита, кварц, полевые шпаты, редко пегматиты. Низы пачки (3—4 м) содержат грубообломочный материал, который в общем кверху мельчает, однако зернистость не становится вполне равномерной. Под микроскопом наблюдаются обломки кварца, калишпата, в том числе решетчатого микроклина, кварцпорфира, кварцевого песчаника и алевролита, а также листочки слюды. Общая мощность пачки . . . до 10 м
2. Перерыв в обнажении до 15 м
3. Прочно сцементированный известью аркозовый песчаник с мелким детритом тонкостенных раковин. Вещественный состав обломочной части под микроскопом аналогичен вышеописанному . 1,5 м
4. Снова перерыв 8 м
5. Светло-серый, мелкозернистый, известковый алевритистый полимиктовый песчаник с мелким раковинным детритом. В обломочной части под микроскопом наблюдаются порфириты, полевшпаты, кварц и кварцит, амфибол. Порода содержит мелких *Spaniodontella (Davidaschvilia) cf. intermedia (Andrus.) Vajar.* и неопределимых гастропод. 3,5 м
6. Перерыв в обнажении (по простиранию глинистые породы) 4—5 м
7. Светло-серый песчано-алевритовый известняк. Обломочная часть (под микроскопом) порфириты, пелитоморфный известняк, полевшпаты, кварцит, единичные зерна пироксена и амфибола. Встречены ядра спаниодонтелл средних размеров.

После небольшого (5 м) перерыва в обнажении наблюдаются граувакковый крупнозернистый песчаник с внутриформационным гравелитом, весьма богатым раковинами *Sp. pulchella* Vailly, уже бесспорно относящимися к карагану.

Пачки 1—6, охватывающие около 40 м, по их стратиграфическому положению—под фаунистически доказанным караганом, естественно отнести к чокракскому горизонту. Этот вывод подкрепляется находждением в п. 5 чокракской *Sp. intermedia* и трансгрессивным залеганием всей свиты, согласно подстилающей караган и не содержащей признаков перерыва в отложении. Последнее обстоятельство выяснено прослеживанием свиты на запад, показавшим ее переход в терригенно-карбонатные фации рассмотренных выше разрезов, содержащие при этом разнообразную фауну, характерную для чокракского горизонта (см. ниже).

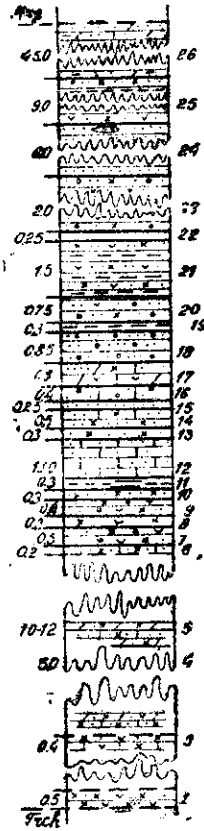
Пачку 7, по находждению в ней ядер спириодонтелл, более крупных, чем чокракский „предок“ (*Sp. intermedia*) этого караганского рода, естественно принять за начало карагана.

Установленное для более западных районов деление чокракского горизонта на две отдела в рассматриваемом разрезе проследить на основании фауны не представляется возможным, однако микроскопическое изучение дает возможность разграничить породы нижнего отдела (п.п. 1—3) по их аркозовому составу (наиболее ярко выраженному в базальной формации—п. 1) от полимиктового (ввиду примешивания все возрастающего количества грауваккового материала) верхнего отдела (пачки 4—6). Однако, в отличие от более западных районов прослой псаммитов с аркозами встречаются и выше, в карагане.

По южным склонам г. Дзлоури наблюдается разрез чокракского горизонта, правда бедный фауной, но дающий интересный материал для его литологической характеристики. Этот разрез заслуживает внимания ввиду его промежуточного положения между бассейнами рек Гокишура на востоке и Джобоури на западе и позволяет таким образом проследить переход от аркозовых псефитов Тетрацкаро к отложениям с богатой чокракской фауной, обломочный материал которых носит в общем полимиктовый характер, с преобладанием опять-таки аркозового материала. На южном склоне г. Дзлоури после следующего за глинами майкопской фации перерыва в обнажении (очевидно соответствующего тарханским мергелям), наблюдается нижеприводимая восходящая последовательность (описанная с использованием 43 шлифов), (см. фиг. 7).

1. Алевролит на карбонатном цементе, обломочная часть которого состоит из кварца, калишпата, плагиоклазов кислого ряда, мусковита, обломков кислых эффузивов, сланцеватого кварцита и пелитоморфного известняка; видимая мощность 0,5 м
2. Перерыв в обнажении 5—6 м
3. Порода, в которой при том же, что и пачки 1, составе обломочной части преобладает цементирующий мелкокристаллический карбонат 0,4 м

4. Плохо обнаженное чередование песчанистых мергелей и известковистых песчаников, в обломочной части которых много кварца, микроклина; часто наблюдается мусковит.
5. Перерыв 10—12 м
6. Песчанистый известняк; среди песчинок, помимо упоминаемых в предыдущих шлифах компонентов, глауконит и пелитоморфный известняк (размыв меловых глауконитовых песчаников) . . . до 4 м
7. Аркозовый песчаник с гравием и раковинным детритом. Наряду со сравнительно крупными обломками гранита и кварцита хорошо окатанное зерно базиса основного эффузива (байос?) 0,5 м
8. Песчаный известняк с преобладающим базальным карбонатным цементом (хлорит и лимонит в подчиненном количестве). Обращает внимание большое количество обломочного пелитоморфного известняка (из меловых карбонатных толщ?), наряду со значительным участием обломков характерных для периферии Дзирульского массива [12]: кварцевых песчаников на каолин-серпигитовом цементе, кварцитов, кварцитовых сланцев, кислых эффузивов, а также—наличие раковинного детрита 0,3 м
9. Тоже что п. 8 0,4 м
10. Прочно сцементированный кристаллическим кальцитом крупнозернистый песчаник преимущественно аркозового состава. Отметим крупные (0,6—0,8 мм) хорошо окатанные зерна кварца, калишпата, пелитоморфного известняка, кварцита 0,3 м
11. Глина с пропластком мелоподобного мергеля 0,3 м
12. Алевритовый известняк. Псаммитовая примесь по составу аналогична таковой п. 11 1,10 м
13. Песчанистый олигомиктовый (кварц, полевшпаты) алевролит; цемент (в резко подчиненном количестве) пелитовый 0,3 м
14. Чередование: а) неравномернозернистого, алевритистого, аркозового песчаника, на карбонатном цементе базального сгусткового (изредка порового) типа, с б) песчано-алееритовым известняком (со значительным преобладанием цемента над обломками) . 0,5 м
15. Полурыхлые, тонкозернистые песчаники с кварцевым гравием с конкрециями (3—5 см) и катунами мергеля, спаянные местами карбонатным цементом 0,25 м
16. Сильнопесчанистый известняк; размер зерен весьма неравномерный: от алеврита до мелкого гравия 0,4 м



Фиг. 7.

17. Полимиктовый пелитоморфный известняк, кварц, плагиоклазы, рудные минералы, алевролит на базальном цементе из пелитоморфного карбоната со множеством *Donaх cf. tarchanensis* (Andrus.) Вајаг. мощностью 0,6 м
18. Песчано-алевритистый аркозовый гравелит на карбонатном цементе с единичными обломками основных эффузивов и песчаник того же состава 0,85 м
19. Зеленая глина с коричневыми (реже белесными) пятнами . 0,3 м
20. Аркозовый песчанистый гравелит, с единичными зернами основных эффузивов, на базальном карбонатном цементе . . . 0,75 м
21. Чередование песчаных глин цвета хаки с полимиктовыми песчаниками (со значительным количеством лимонита и хлорита в цементе) 1,5 м
22. Аналогичный п. 20 гравелит; также содержит обломки основных эффузивов 0,25 м
23. Чередование подобно п. 21 2 м
24. Цвета хаки полимиктовый алевролит (кварц, плагиоклазы, мусковит, пелитоморфный кальцит) на карбонат-хлоритовом цементе с прослоями ракушечника, в котором содержатся много *Donaх sp.*, а также других—точнее неопределимых двустворок; верхи пачки содержат линзы песчанистого (аркозы) известняка 6 м
25. Чередование пород пачек 21 и 24 9 м

Вышележащая толща (еще примерно 45 м) обогащена глинистым материалом, пелитоморфные известняковые частицы играют все более значительную роль и, несмотря на отдельные случаи появления прослоев грубозернистого, преимущественно аркозового материала, пелитоморфные известняки с примесью песчинок сильно хлоритизованных основных эффузивов становятся преобладающими. В них самих обычно преобладают хорошо окатанные зерна пелитоморфных известняков размером около 0,01 мм, много плагиоклазов и упомянутых обломков эффузивов, вкрапленных в базальный мелкокристаллический карбонатный цемент, в других случаях песчаная примесь весьма незначительна. Характерен зеленоватый оттенок пород, начиная с пачки 19, который в песчано-алевритовых слоях всегда соответствует присутствию значительного количества хлорита в цементе.

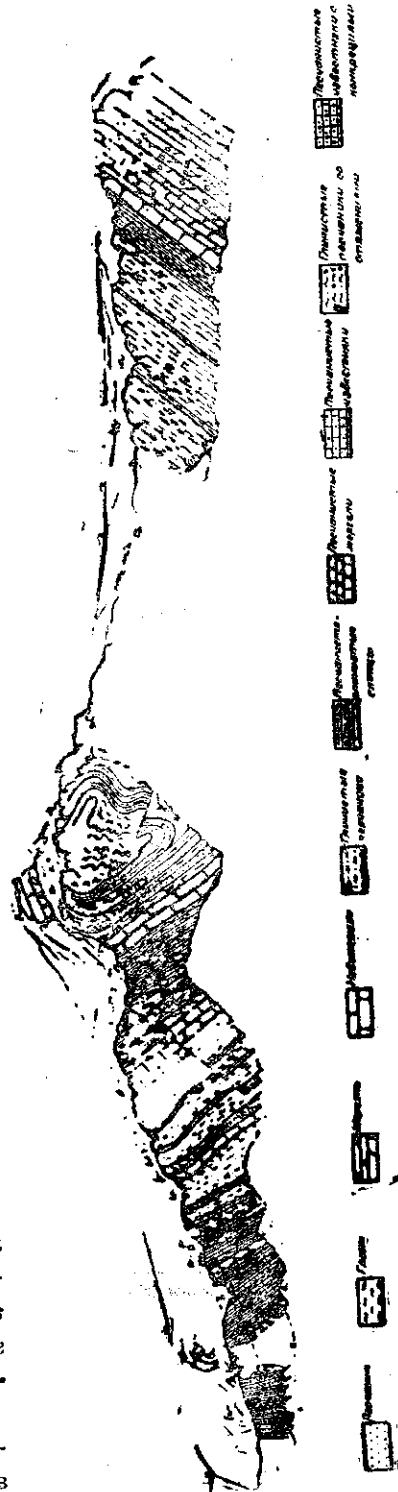
Как показало изучение процессов цементации, которым посвящена отдельная статья [23], хлоритовый цемент обычно ассоциируется с присутствием в отложениях мафических минералов. Его наличие, в данном случае, наряду со все увеличивающимся участием обломков основных эффузивов, по-видимому является косвенным указанием на поступление в данную фацию осадков материала размыва порфиритовой свиты. Таким образом, и в рассмотренном разрезе наблюдается смена аркозового материала в низах чокрака полимиктовым в его верхах и смена в том же направлении прибрежных, существенно песчано-гравелитовых отложений, пелитово-карбонатными образованиями более удаленной от берега зоны. Однако, если к западу (р. Ачхета, р. Джобуори) терханензисовые слои, с появле-

нием которых мы начинали верхний отдел чокрака, были связаны с установившимися спокойными условиями осадконакопления, то здесь они появляются еще в условиях борьбы фаций. Если считать тарханензисовые слои разных разрезов (р. Шавела, р. Ачхета, р. Джобоури, р. Аджамура, с. Кицхи) синхроничными, то можно заключить, что в „тарханензисовое время“ берег находился ближе к восточной части изученной полосы. Это обстоятельство для миоценовых отложений скорее правило, чем исключение. Фации с приближением к Дзирульскому массиву становятся более мелководными.

К западу, в низах чокрака постепенно возрастает роль пелитового, мелкообломочно-известнякового и грауваккового материала, при этом, участие аркозовой и кислородиффузивной примеси выражено, как правило, в наличии частиц алевритового размера. В этой связи рассмотрим разрезы по р. Лухута и р. Квинисцкали.

В окрестностях с. Обча (Маяковский район) р. Лухута с юга на север и далее на восток и северо-восток пререзает третичные отложения, от среднемиоценовой вулканогенной толщи до нижнего сармата. Здесь, в южном крыле синклинали (у юго-западной окраины с. Обча 1-я) за маяконскими глинами, обнажаются чокракские отложения, представленные на схематической зарисовке (фиг. 8). Сохранность содержащейся в нижних слоях фауны не допускает видовых определений, однако на 10-ом метре взята чокракская *Leda fragilis* Chemn. и на 37 м следующая фауна, указывающая на тот же горизонт: *Sacella (Ledina) fragilis* Chemn., *Maetra* cf. *Bajarunasi* Kol., *Maetra* cf. *quasi-deltoides* (Bogatchev) Bajar., *Cardium hispidiforme* David., *Bittium digitatum* Zhizh. и множество мелких неопределимых двустворок.

Просмотр восемнадцати шлифов алевритовых и песчано-карбонатных слоев дал следующую картину.



Фиг. 8

Самый нижний из обнаженных после майкопских глин слоев представляет собой пелитоморфный известняк с примесью аркозового материала; далее алевритистый известняк, в котором ведущим (количественно подавляющим) компонентом являются алевритового размера частицы обломочного пелитоморфного известняка. В следующем шлифе на 3-ем м от основания имеем олигомиктовый (в основном кварц, плагиоклазы) алевродит на хлорит-карбонатном цементе. На восьмом метре залегает алевритистый известняк (раскристаллизованный из обломков пелитоморфного; несколько выше — тоже, с раковинным микродетритом, при чем, в пропластках алевритовый материал нарастает и порода уже представляет алевродит с базальным хлорит-карбонатным цементом.

Песчанистые линзы и стяжения в залегающем выше (на 10 м) мергеле с фауной являются аркозовым (кварц, полешпаты, мусковит) алевродитом на карбонатном цементе. Включающая порода — мергель, между крупными оглинившимися пятнами которого очень много алевритового размера обломков пелитоморфного известняка.

Далее следуют обломочные пелитоморфные известняки, в которых количество алевритовой примеси и размеры обломков известняка значительно варьируют. Заслуживает внимания появление единичных крупных зерен (мелкий гравий) основных эффузивов. Наконец, на 23-м метре наряду с микрофауной, с песчаниками пелитоморфного известняка и с полимиктовой песчано-алеваитовой примесью, наблюдается уже заметное количество обломков основных эффузивов.

Самый нижний слой описанного разреза, по наличию в нем аркозового материала, согласно ранее обоснованному положению, уже должен быть отнесен к чокраку, вместе с залегающими над ним слоями, чокракский возраст которых подтверждает и указанная выше фауна. Породы, залегающие над вторым палеонтологически охарактеризованным слоем (на 37 м от видимого основания чокрака), следует причислить сюда-же, на том основании, что над ними снова залегает аналогичный известняк с фауной, подстилающий караганские слои, богатые спаниодонтеллами (уже в русле реки близ карстового родника). Мощность этих пород, занимающих верхи чокрака не может быть определена точно из-за их сильной перемятости и плохой обнаженности. По-видимому, это глинистые породы с мощностью до одного десятка метров. Отметим, что тарханензисовые слои, представляющие верхний отдел чокракского горизонта, полосы Свири — Дзалоури, здесь не удается фиксировать.

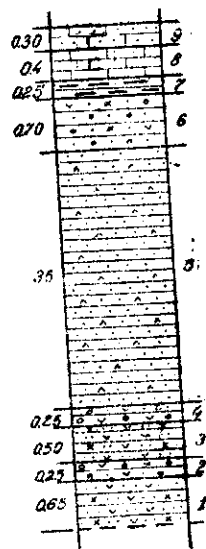
Приведенная краткая литологическая характеристика ближайших к майкопу 25 метров чокракских слоев иллюстрирует упомянутую смену фаций к западу. Это возрастающее к западу преобладание материала размыта порфиритовой свиты и меловых карбонатных пород наблюдается и в миоцене Ванского района.

В Ванском районе в ущельи р. Квинис-икали, на ее левом берегу, в 0,5 км к северу от сернистых источников на проселочной дороге, метрах в 300-ах от русла, тектонически контактируя с расположенными к юго-западу меловыми отложениями, обнажаются известковые песчаники с гра-

внем и прослоями песчанистого детритового известняка, содержащие, помимо ближе неопределимых *Pecten* sp., *Cardium* sp. и *Pholas* sp., следующую фауну: *Mytilus fuscus* M. Hörnes cf. var. *pulcher* Zhizh., *Mytilus* ex gr. *galloprovincialis* L., *Tapes* cf. *tauricus* (Andrus.) Bajar., *Chama toulai* David., *Trochus kertschensis* Usp., *Cerithium cattleyae* Baily.

Последние четыре формы принято считать руководящими для чокракского горизонта [10], первая же довольно обычна в образованиях литоральной зоны чокракского бассейна, каковыми и являются рассматриваемые отложения, будучи в то же время самым низким горизонтом среди представленных в указанной местности среднемиоценовых отложений. Несколько более молодые слои чокрака выходят на поверхность уже в самом русле р. Квинис-цкали, ниже по течению от описываемого обнажения у мельницы, в северном крыле небольшой синклинали. Здесь наблюдается следующая восходящая последовательность (фиг. 9):

1. Цвета хаки и темно-серые тонкозернистые полимиктовые песчаники с раковинным детритом и редкими мелкими двустворками. Под микроскопом в обломочной части различаются: кварц, плагиоклазы, пелитоморфный известняк, порфиристы, пироксены; цемент — хлорит и в подчиненном количестве анальдим 0,65 м
 2. Песчанистый граувакковый гравелит с галькой. В шлифе много обломков порфиристовых пород, пироксенов; встречаются обломки кварцевых песчаников и известняка . . . 0,25 м
 3. Те же, что и в пачке 1, песчаники . . . 0,5, м
 4. Гравелит аналогичный пачке 2 . . . 0,25 м
 5. «Ржаво»-серые среднезернистые и зелено-серые неравнозернистые олигомиктовые песчаники. Среди песчинок господствуют пироксены, в цементе преобладает хлорит. В них редкая фауна: *Chama toulai* David., *Cerithium cattleyae* Baily, *Cerithium* cf. *scaberrimum* Olivé, *Nassa* sp., мощность пачки 3,5 м
 6. Песчанистый полимиктовый гравелит с галькой (аналогичный п. 2); видимая мощность 0,7 м
 7. Глины цвета хаки 0,25 м
 8. Белесо-серые известняки с неопределимыми двустворками . . . 0,4 м
 9. Известковистый песчаник с теми же видами, что и в пачке 5; видимая мощность 0,3 м
- Перерыв в обнажении.



Фиг. 9. Чокрак Квинис-цкали

Стратиграфическое положение только что описанных слоев (вышезаведомо чокракских отложений) и нахождение в них руководящей для этого горизонта фауны вплоть до самой верхней пачки не вызывают сомнений в принадлежности их к той же стратиграфической единице.

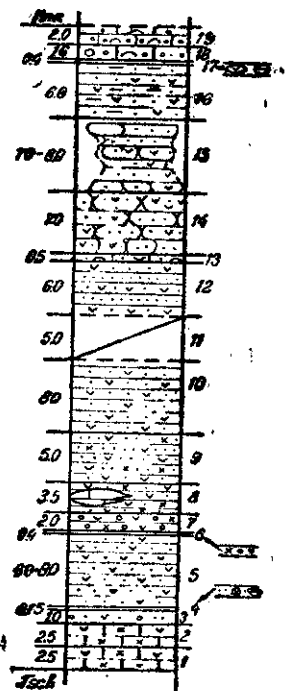
Можно снова заметить, что в бассейне Квинис-цкали — на крайнем западе развития среднего миоцена рассмотренных районов, обломочный

материал чокракских отложений носит полимиктовый и граувакковый характер, а не является существенно аркозовым, как в полосе к востоку от Маяковского и до с. Тетрацкаро. (см. фаціальную карточку (фиг. 10).

Караганский горизонт

Горизонт наиболее полно представлен у восточной окраины с. Тетрацкаро. Здесь за слоями со *Sp. cf. intermedia*, после перерыва до 5 м наблюдается (фиг. 11):

1. (7—приведенного ранее разреза). Известняк с полимиктовой песчано-алевритовой примесью и со *Spaniodontella* sp., мощность 2,5 м
 2. Известковистый песчаник, состоящий из обломков порфирита, полешпатов, кварцита, листочков хлоритизованного биотита, единичных зерен пироксена и амфибола. Цемент базальный, в основном карбонатный, помимо него встречаются анальцит, хлорит, лимонит ... 2,5 м
 3. Граувакковый крупнозернистый песчаник с прослоем гравелита, обильно содержащий *Sp. pulchella* Bailly.
 4. Серый весьма неравномернозернистый граувакковый песчаник с галькой порфирита и плоскоокатанного известняка, богатый *Spaniodontella* и раковинным детритом 0,15 м
 5. Мелкозернистый полимиктовый песчаник, в котором преобладает граувакковый материал; в верхах пачки прочно сцементированные прослои с точечными выпуклостями карбонатов. 8—9 м
 6. Аркозово-граувакковый гравелит с галькой на известковом цементе 0,4 м
 7. Аналогичный по составу подстилающему гравелиту песчаник с небольшими линзами литографского известняка 2 м
 8. Полимиктовый песчаник с линзовидным прослоем брекчиевидного известняка; его мощность достигает 2 м в месте раздува, от которого на расстоянии 60—70 м известняк выклинивается; в низах линзовидного тела встречается глауконит, средняя часть—тонкозернистая, литографского типа, выше порода становится песчаной. В описываемый известняк выклиниваются «языки» неравномернозернистого песчаника, который и сменяет его кверху, образуя в кровле
 9. пачку мощностью до 5 м
- Следующие за ней



Фиг. 11. Разрез карагана у Тетрацкаро

10. Мелко- и среднезернистые граувакковые песчаники в низах содержат множество *Spaniodontella pulchella* Bailly, *Sp. umbonata* Andrus., *Sp. tapesoides* Andrus., видимая мощность до . . . 8 м
11. Перерыв около 5 м
12. Чередование среднезернистых, прочно сцементированных мелкозернистых и неотсортированных граувакковых песчаников 6 м
14. Прослой песчанистого известняка с фауной, аналогичной таковой п. 10 0,5 м
14. Неотсортированные песчаники со сферическим выветриванием, мощность до 7 м
15. Породы пачек 12—14 в условиях плохой обнаженности...7—8 м
16. Зеленовато-ржавые алевроито-глинистые граувакковые песчаники, мощность до 6 м
17. Конгломерат; галька—порфиры, туфопесчаники, известняки; цемент—тонкозернистый граувакковый песчаник 0,4 м
18. Песчанистый оолитовый известняк с гравием, мелкой галькой и битой ракушей 1,6 м
19. Оолитовые ракушничковые известняки, в которых створки *Sp. andrussovi* Toula являются породообразующими, но наряду с ними встречаются и крупные *Sp. pulchella* Bailly 2 м

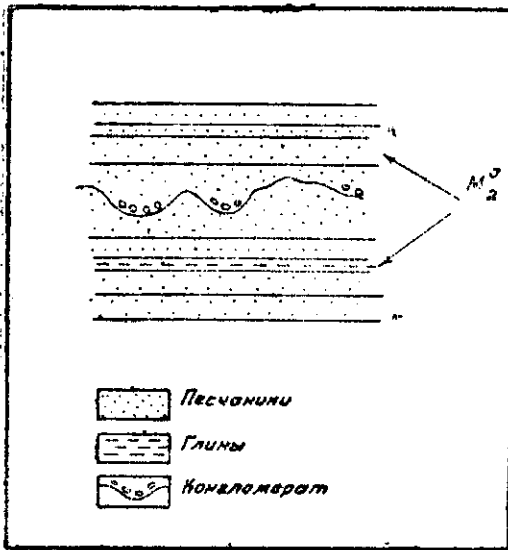
Пачка 19—наиболее высокий горизонт из уцелевших от эрозии караганских слоев. За слоем, соответствующим ей в русле левого притока р. Гокишура после перерыва в обнажении около 3 м следуют стальное-серые мергели и известняки с раковинами *Pholas (Barnea) sp.*, относящимся уже к фоладовым слоям.

Толща мощностью около 70 м, охватываемая пачками 1—19, с первого по последний слой содержит караганских спаниодонтелл и надежно датируется ими. Обращает на себя внимание подавляющее господство в разрезе прибрежной песчанистой фации. Частая смена характера зернистости песчаников свидетельствует или о таком же колебании береговой линии, или же нередкой смене направлений (силы?) прибрежных течений.

Конгломерат под слоями со *Sp. andrussovi*, в виду его расположения между фаунистически датированными караганскими слоями, надо считать внутриформационным, однако это все же бесспорное свидетельство смены гидродинамического режима. В этой связи небезынтересно наличие в караганских отложениях (несколько восточнее рассматриваемого разреза, на левом берегу р. Джихвела) четко выраженной поверхности размыва, на которой отлагались опять-таки слои со *Spaniodontella* в той же фации песчаников (фиг. 12). Во всяком случае это указывает на интенсивный водообмен на данном участке караганского бассейна. Последнее обстоятельство важно отметить как неблагоприятный фактор для сохранения органического вещества до его захоронения и перехода в сферу анаэробных—восстановительных условий.

Обращает на себя внимание смена аркозового матернала, представленного в низах чокрака, граувакковым—в карагане, который в верхах горизонта становится господствующим. Иными словами, гранитоиды Дзи-

рульского массива и породы, сложенные материалом их размыва (а также кислые эффузивы лейаса) уступают роль основных «поставщиков» обломочного материала породам порфиритовой свиты юры и, по-видимому, меловым отложениям (наличие перетолженных известняков, глауконита и пироксенов юрского облика).



Фиг. 12. Зарисовка обнажения прибрежной фации карагана у с. Парихнали с поверхностью внутриформационного размыва

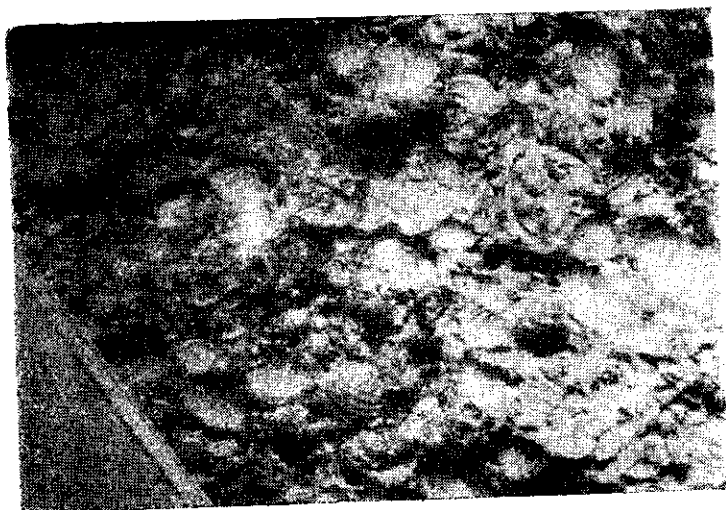
ми условиями—лучшим приспособлением этой небольшой формы с прочной раковиной к обитанию на грубопесчаном дне, чем сменой физико-химических условий всего бассейна. Однако первое не исключает второго и оба фактора могли действовать заодно. К этому вопросу лучше вернуться после рассмотрения изменения фации карагана в западном направлении. Пока же заметим, что верхи карагана характеризуются появлением известняковых оолитов, в которых центральными тельцами являются обломки эффузивов и рудные минералы; очень часто карбонатной концентрической коркой крустифицируются пироксены. Подобная крустификация, вероятнее всего, является синседиментационным явлением и указывает на насыщение среды осадконакопления карбонатным веществом. В данном случае это явление заслуживает интереса, как коррелятивный признак. При проследивании фации на сравнительно небольшое расстояние (порядка двух десятков км) известняковые оолиты могут указывать на принадлежность соответствующих отложений к верхам карагана. Коснемся, вкратце, низов караганского горизонта.

Песчаники «нижнего отдела» карагана обычно из-за присутствия обломочного грауваккового материала, а также хлорита в цементе и частично ввиду наличия перетолженного глауконита, преимущественно окрашены в зе-

Приведенное описание в целом типично для Орджоникидзевского района, где по сравнению с другими участками изученной полосы, караганские отложения носят наиболее мелководный характер.

Заслуживают быть отмеченными признаки некоторого обеднения видового состава фауны к верхам карагана; именно, в слоях, непосредственно предшествующих фоладовым, наблюдается почти безраздельное господство остро-ребристой формы *Spaniodontella andrussovi* Toula (фиг. 14). Правда, могут быть сомнения, что это вызвано скорее фациальными

леноватые оттенки. Мелкозернистые разности бывают обычно цвета хаки, легко разрыхляемые, а прочно сцементированные разности чаще—серых тонов, чему они обязаны присутствием карбонатного цемента. И те и другие содержат детрит или определяемые остатки спаниодонтелл и гастропод и, как правило, чередуются между собой. Нередки в них прослойки глины, чаще цвета хаки, иногда светло-зеленых и коричнево-бурых. Такой характер караганских пород: песчано-глинистый, порой с гравием и галькой вулканогенных и карбонатных пород, нередко с прослоями ракушничкового известняка с частой и резкой сменой размера зерен обломочного материала (как правило, хорошо окатанного) обычен для полосы сс. Парцхнали—Вардзиа. Западнее, участие в песчаниках карбонатного цемента и вообще песчано-карбонатный характер нижнекараганских пород становится все более заметным, отсортированность песчанистого материала более совершенной и размеры зерен мельче.



Фиг. 13. Оолитовый известняк со *Spaniodontella genitilis* var. *adzhamurensis* var., пов., басс. р. Аджамура; верхи караганского горизонта

Толщи карагана, сложенные чередованием известковых песчаников и пелитоморфных песчанистых известняков—стойких к эрозии пород, образуют в полосе сс. Алаверди-Кудеети вертикальные северо-западного протяжения карнизы. Мощность карагана в этой полосе превышает принятую по разрезу с. Тетрацкаро (70 м) и измеряется не менее, как сотней метров.

Верхи карагана в более «западной фации», по сравнению с представленной в Орджоникидзеvском районе, удастся наблюдать в нижнем течении р. Аджамура на меридиане г. Зестафони. В северном—опущенном крыле разрыва второго порядка (Свири—Кичхи) миоценовые породы при спокойном залегании характеризуются общим, постепенным, погружением на запад, в результате которого вдоль левого берега Квирилы (текущей

здесь в широтном направлении), от ст. Шорошани к с. Свири обнажаются все более высокие горизонты от низов среднего миоцена до нижнего сармата. Это обстоятельство обусловило развитие верхов карагана на меридиане ст. Зестафони, к югу от которой в пойме р. Аджамура, в полукилометре от устья, наблюдаются оолитовые известняки, серо-голубые на свежем изломе, содержащие множество прекрасной сохранности *Spaniodontella gentilis* Eichw. var. *adzhamurensis* var. nov. (фиг. 13). Литологическая особенность описываемых пород — наличие в центре оолитов почти только пироксенов, а палеонтологическая — во-первых, господство лишь одного вида спаниодонтелл и, во-вторых, присутствие единичных *Pholas (Barnea) sp.* Наряду со стратиграфическим положением рассматриваемых известняков, появление в них единичных представителей вышележащих фолადовых слоев является палеонтологическим обоснованием для отнесения их к верхам карагана.



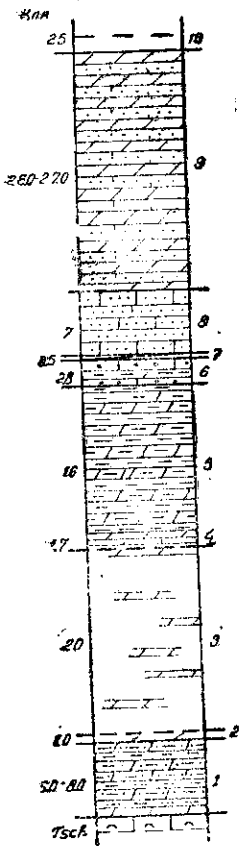
Фиг. 14. Оолитовый песчанистый известняк со *Sp. andrussovi* Toula; басс. р. Гокишура; верхи караганского горизонта

И здесь, при сравнении с разрезом у с. Тетрацкаро, проступает аналогия: четко выраженный граувакковый состав обломочной части, наличие оолитов и господство одного вида спаниодонтелл. В свете сказанного представляется вероятным предположение об общем для верхнекараганского бассейна изменении физико-химических условий, приведших к сохранению лишь наиболее приспособленных видов, из которых *Sp. andrussovi* (с остроробристой прочной раковиной) заселяет прибрежную грубопесчанистую фацию, а *Sp. gentilis* var. *adzhamurensis* (с тонкостенной хрупкой раковиной) обитает в более спокойных условиях отложения оолитовых известняков.

Кроме указанных видов, в известняке со *Sp. gentilis* var. *adzhamurensis* встречаются: *Mohrensternia barboti* Andrus. *Bulla sp.*

Фации карагана к западу становятся еще менее мелководными. В Маяковском районе обломочный материал крупнее алевроитового не встречается и количественно подчинен пелитолитам, а карбонатные породы обычно содержат значительную примесь глинистых частиц. Такой алевроитисто-мергельный характер пород не способствует их обнаженности и сколько нибудь полный разрез карагана в Маяковском районе наблюдается лишь в русле р. Лухута. Здесь за слоем известняка, содержащего чокракскую фауну, следуют (фиг. 15):

1. Голубовато-серые песчано-глинистые мергели со *Spaniodontella cf. pulchella* Vailly и стально-серые глины без фауны. Пачка плохо обнажена, ее мощность 6—8 м
2. Сланцеватые мергели 1 м
3. Перерыв в обнажении (судя по редким выходам те же породы), около 20 м
4. Аналогичные п. 2 мергели с прослоем пелитоморфного плотного мергеля «ржавого» от гидроокислов железа, пронизывающих породу, по косым к напластованию микротрещинам, вместе с жилками мелкокристаллического кальцита. Встречаются линзы блестящего бурого угля 1,7 м



Фиг. 15. Разрез карагана по р. Лухута

5. Чередование голубовато-серых глин и мергелей со *Spaniodontella sp.* 16 м
6. Чередование микролитового (0,06 мм) песчанистого известняка со сланцеватыми мергелистыми глинами; мощность прослоев известняка до 30 см. Центральные тельца оолитов представлены плагиоклазом, хлоритизованными обломками основной массы эффузивов, рудными минералами, реже: кислыми эффузивами и глауконитом; встречается детрит двустворок. Порода сцементирована пелитоморфным в большей части мелко раскристаллизованным кальцитом 2,8 м
7. Перерыв 0,5 м
8. Среднеслоистые (0,3—0,4) алевролиты и алевролитовые известняки. Обломочная часть алевролитов состоит из количественно резко преобладающих угловатых, порой занозистых осколков плагиоклазов, заметного количества пелитоморфного известняка, а также кварца. Сравнительно редко попадаются калишпат, мусковит, биотит, цемент базальный, хлоритово-карбонатный 7 м
9. Переслаивание сланцеватых мергелей с известковыми, граувакковыми алевролитами, в которых количественно преобладающие частицы пелитоморфного известняка, вместе с обломками хлоритизованных эффузивов, плагиоклазами и рудными минералами, будучи

окружены кристификационной коркой карбонатов, сцементированы карбонатами же, а также анальцимом.

В верхах пачки в алевролите (в котором много плагиоклазов и кристификационная корка большей частью перекристаллизована в месте с цементирующим кальцитом) встречаются спаниодонтеллы *Sp. aff. gentilis* Eichw. и малорослые *Spaniodontella sp.*, мощность 26—27

10. Чередование мергелей, алевроитистых известняков и алевролита. Алевролит в основном состоит из обломков основного плагиоклаза, хлоритизованных эффузивов весьма совершенной окатанности и большого количества пелитоморфного известняка, спаянных хлорит-карбонатным цементом. 24—25 м
11. Темно-серый алевроито-глинистый известняк с большим количеством *Abra reflexa* Eichw. и *Abra scythica* Sok.

Пачки 1—9, охватывающие около 60—65 м, соответствующей фауны датируются караганом, синдесмиевые слои (п. 11) в других разрезах (обрывы левобережья Квирилы от Зестафони до Свири) занимают положение между нижним сарматом (с фауной кардинд) и фоладовыми пластами. В анализируемом разрезе фоладовая фация не представлена, по ее стратиграфическому положению соответствует «немая» пачка 10. Ее подошву условно можно принять за верхний предел карагана в данном разрезе. Такой вывод кажется вероятным еще и потому, что в пачке 9 найдена форма, родственная *Sp. gentilis*, широко представленной в верхах карагана смежного Зестафонского района, и мелкие спаниодонтиллы. Последние, как известно, обычно в низах или верхах спаниодонтелловых пластов, т. е. характеризуют время, переходное к караганской эпохе.

Конкский горизонт

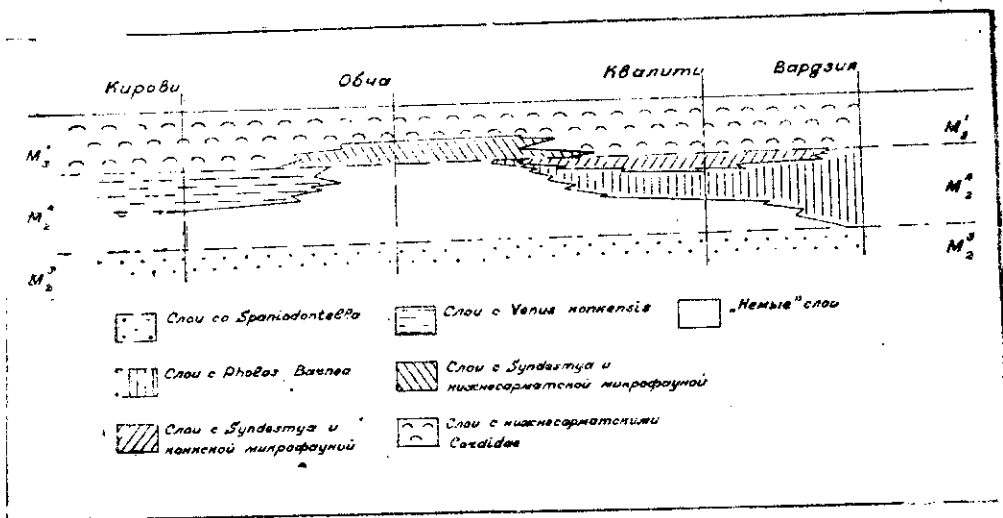
(Фоладовые слои, синдесмиевые (абровые) слои
и слои с *Venus konkensis*)

В восточной части изученной полосы за спаниодонтелловыми слоями следуют фоладовые пласты. Западнее Квалити их стратиграфические аналоги в низах фауны не содержат, верхи же замещаются слоями с *Abra* и предположительно, слоями с *Venus konkensis*. При этом, кровля синдесмиевых слоев залегает несколько выше таковой фоладовых пластов и датируется еще и нижним сарматом; точнее, в одних разрезах в низах синдесмиевых слоев взята типичная конкская микрофауна, в других же слои, согласно следуя за «немой» толщей, содержат не менее характерную нижнесарматскую микрофауну. Непосредственного перехода по простиранию слоев с *Venus konkensis* в фоладовые пласты, из-за неблагоприятной обнаженности не удалось проследить, но и те и другие согласно подстилают горизонт с нижнесарматскими кардинами. Эти представления о стратиграфических соотношениях упомянутых фаций иллюстрируются нижеприводимой схемой (фиг. 16).

Перейдем к наблюдениям положенным в основу этой схемы.

В Орджоникидзеvском районе фоладовые пласты согласно и непосредственно сменяют слои со *Spaniodontella*. Отдельные выходы их низов имеются на левом берегу р. Гокишура (в с. Ахалсепели, у тектонического контакта с верхним мелом; близ церкви с. Тетрацкаро и т. д.). В русле р. Боримела, близ с. Кицхи, обнажены полимиктовые алевролиты с богатой фауной *Pholas (Barnea)*, отметим: *Barnea pseudoustjurtensis* Bogatchev, *B. pseudoustjurtensis* var. *borimelensis* n. nov., *Barnea ujrataoides* sp. nov., *Barnea borimelensis* sp. nov., *Barnea kitskhensis* sp. nov.

Несколько севернее, на левом берегу р. Боримела, по простираанию описываемых пород среди фоладовых слоев, наблюдаются прослой бурого угля. Вмещающая порода—алевролит полимиктового состава. В обломочной части много основных плагиоклазов и пелитоморфного известняка; встречается кварц, редко—глауконит. Наблюдается также углистое вещество. Цемент состоит из хлорита и карбоната, в нем присутствует большое количество пирита. Характерно, что пирит корродируется хлоритом, а к кальциту, местами, он идиоморфен (опережая таким образом оба упомянутых минерала). В цементе присутствуют в небольшом количестве анальцим и каолин. Присутствие среди обломков основных плагиоклазов ука-



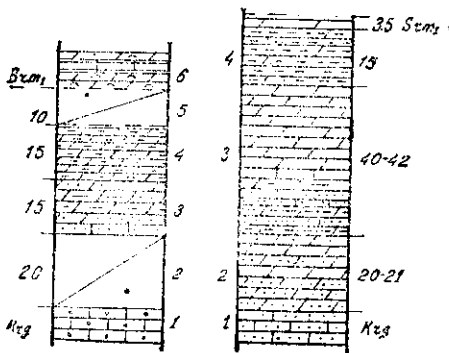
Фиг. 16. Схема фашии конкского горизонта и низов сармата в полосе Вардзия-Кирови

зывает, очевидно, на продолжающийся размыв порфиритовых пород (возможно, и вулканогенного мела); наличие переотложенного карбонатного материала, кварца и глауконита естественно связать с размывом меловых отложений, что же касается разнообразия цементирующих минералов, оно отражает смену геохимических обстановок, вызвавшую углеобразование.

Западнее, между р. Боримела и сельсоветом с. Вардзия в хороших обнажениях фоладовых слоев, образующих здесь карнизы, видно, что их мощность не менее 60 м. Помимо описанных алевролитов, здесь наблюдаются алевритистые мергели и мелкозернистые известковистые песчаники. В обломочной части некоторых образцов упомянутых пород выделяются сравнительно крупные (0,8 мм), зачастую совершенной окатанности, зерна (порой только базиса) порфиристов, сопутствуемые заметным количеством плагиоклазов, иногда частично сохранивших идиоморфную огранку порфириковых выделений. Наряду с ними встречаются обломки кварцита и песчинки кварца, но в резко подчиненном количестве. Цемент порового типа представлен в основном бурыми гидроокислами железа с пропиты-

ваемом ими педитоморфным кальцитом. Наряду с ними наблюдаются реликты идиоморфного анальцима. В других слоях преобладает карбонатная цементация базального типа. Обломочная часть аналогична описанной. Размеры зерен чаще алевритовые, вообще же в фоладовых слоях зернистость крупнее мелкопесчанистой не замечена. Следует еще отметить наличие оолитовых известняков в низах фоладовых пластов Орджоникидзевского района. Говорить о какой-либо строгой закономерности в вертикальном расположении указанных литологических разностей в фоладовых слоях затруднительно. Несколько условно можно принять, что фации: песчанистая и оолитовых известняков тяготеют к слоям со спаниодонтеллами, а алевритисто-мергельные породы чаще представлены в верхах фоладовых пластов, согласно подстилающих нижний сармат.

В Зестафони, на левом берегу р. Квирилы, у уреза воды, обнажаются фоладовые пласты. Они залегают несколько выше оолитовых известняков низовьев р. Аджамуры, упомянутых при описании карагана и содержащих *Sp. gentilis* var. *adzhamurensis*. Слои со спаниодонтеллами образуют карнизы на левом берегу Квирилы и от их наиболее западного выхода (у канатного пешеходного моста) до обнажения фоладовых слоев еще на протяжении 600 м коренные породы на поверхность не выходят. Однако, принимая во внимание спокойное, со слабым наклоном к юго-западу, залегание миоцена на



Фиг. 17. Конка у ЗестаФони.

этом участке, можно принять, что перерыв по напластованию вдоль русла составляет около двух десятков метров.

Таким образом, здесь наблюдается следующая последовательность (фиг. 17а):

1. Оолитовые песчанистые известняки с караганскими *Spaniodontella*.
2. Перерыв в обнажении по напластованию около . . . 20 м
3. Известковистые алевролиты, песчанистые мергели и глинистые мергели; в низах пачки *Pholas sp.* 15 м
4. Свинцово-серые, голубовато-серые глинистые мергели; в верхах, пачка содержит множество весьма тонкостенных *Abra alba* Wood. cf. var. *scythica* Sok.

Из них же взята следующая микрофауна:

Quinqueloculina consorbina Orb., *Nonion punctatus* Orb., *Nonion umbilicatum* Mont., *Angulogerina angulosa* (Will), *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina* aff. *floridiana* (Cush.), *Bolivina dilatata* Reuss, *Uvigerina* sp., *Cassidulina* sp., *Polimorphina* sp., *Discorbis* sp., Ostracoda: *Cythere parvula* Schn., *Xestoleberis* aff. *lutrae* Schn.

По О. И. Джанелидзе, этот комплекс типичен для конкского горизонта и соответствует условиям открытого моря.

- Мощность пачки около : 15 м
 5. Снова перерыв 10 м
 6. Чередование тонкополосчатых серых мергелей и плитчатых известняков.

Из мергелей взяты нижнесарматские кардииды.

Располагающиеся между пачкой 1, относимой к карагану, и нижнесарматской пачкой 6, фоладовые (3) и синдесмиевые слои, общей мощностью около 30 м, соответствующей макро- и микрофауной датируются, как конкский горизонт.

Возможно сюда же относятся и необнажающиеся тут слои, выраженные в «перерыве» пачки: 2 и 5 общей мощностью еще 30 м. Таким образом, минимальная доказанная мощность конки равна 30 метрам, а максимальная—возможная не превышает 60 м.

В 0,5 км к юго-западу от описанных обнажений, вскрыта следующая восходящая последовательность (фиг. 176):

1. Известковистые песчаники с мелкими спаниодонтеллами.
2. Свинцово-серые и голубовато-серые мергели, глинистые мергели с прослоями известковистых алевролитов и алевритистых известняков (в низах пачки) 20—21 м
3. Чередование преобладающих глинистых мергелей (с «просыпками» полимиктового материала алевритового размера) и алевритистых известняков, алевритистых мергелей, известковистых алевролитов, мергелей, реже известняков; в мергелях часты растительные остатки и чешуи рыб 40—42 м
4. Мергелистые глины 15 м
5. Глинистые темно-серые мергели с прослоем плитчатого мергеля, в низах 3,5 м

В породах 3-й пачки встречаются неопределимые отпечатки весьма тонкостенных, малого размера двустворок и лишь на последнем метре взяты формы, определяемые как *Abra* sp.

На девятом метре пачки 4 взяты ближе неопределимые:

Maetra ex gr. *basteroti* Mayer. и *Cardium* sp.

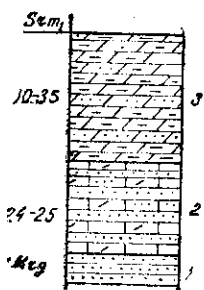
Наконец, в верхах пачки 5 встречено множество *Abra* cf. *reflexa* Eichw., *Abra* cf. *alba* Wood. Из тех же образцов определена нижнесарматская микрофауна.

Пачка 1, как указывалось, караганского возраста; 5 же датируется микрофауной, как нижний сармат.

Следовательно, к конкскому горизонту могут быть отнесены пачки 2, 3 и 4. В пользу такого вывода в отношении пачек 2 и 3 общей мощностью 60—65 м можно привести еще два обстоятельства: во-первых, их подстилают песчаники с мелкими *Spaniodontella* (п. 1), следовательно, верхи карагана; во вторых, верхи пачки 3 с *Abra* занимают то же стратиграфическое положение, что и синдесмиевые слои предыдущего разреза, содержащие конкскую микрофауну.

Фауна из середины пачки 4 вопроса о ее возрасте однозначно не решает, но не противоречит ее отнесению к конке. Следовательно, ее, правда условно, также можно считать конкской. Мощность этого горизонта может быть принята по описанному разрезу от 60 до 80 м.

Проследим характер изменения конкских отложений на запад. В русле р. Лухута к югу от карстового родника наблюдается следующая последовательность (фиг. 18):



Фиг. 18. Конка по р. Лухута

1. Алевролит (полимиктовый, с хлорит-известковым цементом) со *Spaniodontella aff. gentilis* Eichw. и мелкими *Spaniodontella* sp.
2. Чередование мелкозернистых пелитоморфных известняков, полимиктовых (с хлоритово-карбонатно-анальцимовым цементом) алевролитов, алевритистых известняков и мергелей. Известняки преимущественно обломочные. В мергелях наблюдаются „просмычки“ мельчайшего алевритового материала, а иногда дисковидные, эллиптические, каплевидные „ядра“ кристаллического кальшита, по-видимому, органического происхождения. Среди мергелей встречаются темно-серые разности, содержащие в шлифе прослои участков мелко рассеянного пирита. В обломочной части алевролитов значительная, порой преобладающая, часть представлена округлыми алевритового размера зёрнами пелитоморфного известняка. Мощность отдельных слоев 0,15—0,5 м, редко до 1,5 м. Фауна в пачке не найдена; ее мощность 24—25 м
3. Темно-серые глинистые мергели с прослоями светло-серых алевритистых мергелей; последние в верхах пачки на 25—27 метре содержат: *Abra reflexa* Eichw., *Abra alba* Wood., а также микрофауну: *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Quinqueloculina consorbina* Orb., *Quinqueloculina gurlana* Djan., *Entosolenia marginata* (W. et J.) и отолиты (круглые); мощность пачки 30—35 м

Пачка 1 заведомо караганская; микрофауна из верхов п. 3 указывает на нижний сармат. Следовательно, к конке могут быть отнесены лишь п. 2 и часть (нижние 25 м) пачки 3, всего около 50 м. Отнесение этих слоев к конке основано на их нахождении между фаунистически доказанными караганом и нижним сарматом и отсутствии признаков перерыва в отложении. Что же касается точных границ и, следовательно, мощности конки на рассматриваемом участке они, понятно, приняты условно. В заключение заметим, что в разрезе по р. Лухута также констатируются лишь «верхние» синдесмиевые слои, относящиеся к сармату, и отсутствуют «нижние» конские, наблюдаемые на левобережьи Квирилы близ Зестафони.

Обратимся к крайнему западному выходу конкских слоев, где их возраст доказывается уже типичной для этого горизонта разнообразной фауной двустворок.

На северной окраине с. Кирова, в 0,5 км на восток от кладбища, в русле одной из безымянных речек, в северном крыле синклинали, сложенной миоценовыми отложениями, наблюдаются выходы светло-серых мергелей, местами очень богатых двустворками. Весьма неблагоприятная обнаженность не позволяет указать мощность этих пород или характер подстилающих их слоев.

Вниз по течению на расстоянии около ста метров при пологом падении в южные румбы обнажается караган (точно выходят на поверхность породы, литологически тождественные таковым караганского горизонта, содержащим на описываемом участке нашей полосы множество спаниодонтелл). Над упомянутыми мергелями залегают плохо обнаженные аналогичные породы, но уже содержащие единичные нижнесарматские кардинады.

Светло-серые мергели содержат следующую фауну: *Frevilia trigonula* Sok., *Maetra basteroti* Mayer var. *konkensis* Lask., *Tapes* cf. *vitalianus* Orb. очень большое количество, местами образующего ракушечник *Venus konkensis* Sok. а также *Corbula michalskii* Sok., *Turritella atamanica* Bog., *Cerithium konkensis* Sok. var. *sokolovi* Osip.

Состав фауны не вызывает сомнений в конкском возрасте вмещающего ее светло-серого мергеля. Следовательно, конкский горизонт в изученной полосе представлен в фациях: фоладовых пластов, синдесмиевых слоев, слоев с *Venus konkensis* и местами в фации не содержащих фауну—«немых» слоев. Не будучи стратиграфическими единицами, в точности соответствующими друг другу, они все располагаются в пределах между караганом и нижним сарматом (отличаясь от каждого из них), т. е. соответствуют конкскому горизонту в понимании Андрусова.

Оговоримся, что синдесмиевые слои к конкскому горизонту нами отнесены лишь в тех случаях, когда они содержат соответствующую микрофауну (помимо них встречены синдесмиевые слои, занимающие более высокое стратиграфическое положение и содержащие нижнесарматскую микрофауну).

Рассмотрим подробнее вопрос о возрасте фоладовых слоев.

Н. И. Андрусов термин «фоладовые пласты» принимал за синоним выражения «конкский горизонт». Заметим, что стратиграфический объем конкского горизонта Андрусовым принимался равным таковому фоладовых слоев (тех разрезов, где они занимают весь промежуток между караганом и сарматом), а не возрастному диапазону слоев *Venus konkensis*. Он писал: «Мне кажется, что ряд фактов указывает на то, что слои с конкской фауной заменяют в горизонтальном направлении верхнюю часть фоладового горизонта» (Андрусов, Конкский горизонт (фоладовые пласты) [2]).

Л. Ш. Давиташвили [8], изучив разрезы миоцена в Восточной Грузии, расчленил конкский горизонт на два отдела: верхний, со сравнительно богатой фауной, он считает собственно конкским горизонтом, а нижний отдел, охарактеризованный исключительно фоладами, указанный исследователь предлагает называть картвельскими слоями.

Б. П. Жижченко [14, 15], обобщивший данные о среднем миоцене СССР, пришел к выводу, что «определение Картвельского горизонта, как горизонта охарактеризованного исключительно фоладами, в настоящее время конечно неприемлемо». Он на основании находки на р. Курджиисе *Spaniodontella pulchella* Bailly в нижней части (фоладовых слоев считает ее (нижнюю часть) караганской. При этом он предполагает, что в отличие от верхней части она не содержит *Pholas s. str.*, а лишь представителей подрода *Barnea*.

Таким образом, имеем три толкования возраста фоладовых слоев: а) концепцию Андрусова, согласно которой конкский горизонт соответствует времени отложения фоладовых слоев, верхи которых фациально замещаются слоями с *V. konkensis*; б) схему Давиташвили, считающего фоладовые слои Картли нижним отделом конкского горизонта и отличающего их от собственно конкского горизонта, и, наконец, воззрение Б. П. Жижченко, предлагающего нижний отдел фоладовых слоев считать за фацию верхнего карагана, а верхний за стратиграфический аналог конки.

Схема, установленная Давиташвили для Картли, по существу является подтверждением частного случая концепции Андрусова.

Взгляд Б. П. Жижченко о караганском возрасте низов фоладовых пластов (картвельских слоев) отнюдь не высказывается автором в категорической форме: «Находка в аналогичных образованиях на р. Курджиисе *Sp. pulchella* Bailly побуждает меня причислить их (картвельские слои, А. Ч.) скорее к караганскому, чем к конкскому горизонту» [15, стр. 220]. Проявленная автором осторожность вполне уместна, т. к. подобное заключение исходит из допущения, которое в принципе не является бесспорным. Нам кажется, что оно не вполне согласуется с пониманием караганского горизонта, как стратиграфической единицы. Разберемся детальнее.

Отложения караганского горизонта являются осадками бассейнов с ненормальной соленостью; согласно одним представлениям, — бассейнов с соленостью, повышенной против нормальной [1], по другим же — опресненных [3, 9]. Характерным для караганских отложений (иногда именуемых спаниодонтелловыми слоями) является господство — подавляющее преобладание представителей рода *Spaniodontella*. Исключительно широкое развитие этих двустворок в караганское время обусловлено отсутствием других форм (в частности, и фолад) способных в такой степени приспособиться к специфике караганского бассейна. О высокой приспособляемости спаниодонтелл свидетельствует нахождение отдельных представителей этого рода и в слоях с *Venus konkensis* [22].

Таким образом, характерным для карагана является не присутствие какого-нибудь одного «руководящего» представителя спаниодонтелл, а господство этого рода, представленного несколькими видами. Некоторые из них приурочены преимущественно к какой либо фации (*Sp. andrussovi* — грубозернистым псаммитам, *Sp. gentilis* к осадкам сравнительно спокойных участков), другие же встречаются в различных фациях (*Sp. pulchella*).

Следовательно, обнаружение в фоладовых слоях р. Курджипса *Sp. pulchella*, конечно, не свидетельствует об отложении вмещающих пород в „караганских“ условиях, так как спаниодонтелла здесь не только не является господствующей формой, но количественно подчинена ервилиям, и тем более фоладам, по которым слои получили свое название.

Датировать фоладовые слои по нахождению в них одного вида спаниодонтелл значит возводить этот вид в разряд „руководящего“ ископаемого и отказаться от обычного для третичной стратиграфии метода датирования не одним ископаемым, а комплексом фауны (ценозом). Вот почему мнение Б. П. Жижченко о караганском возрасте „картвельских слоев“ трудно разделить.

Принимая концепцию Андрусова, мы относим низы фоладовых слоев к конкскому горизонту, а „картвельские слои“ рассматриваем как фоладовую фауну этого горизонта.

Нижний и средний сармат

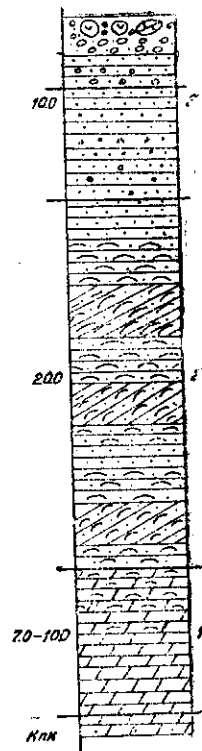
При описании фоладовых слоев указывалось, что они, в окрестностях с. Вардзиа, в верхах содержат прослой мергелистых алевролитов и алевролитистых мергелей. Там же в верховьях р. Вардзиула (левый приток р. Боримела) за фоладовыми слоями следуют (фиг. 19):

1. Мергели цвета хаки, содержащие в верхах множество: *Cardium gracile* (Dub.) Pusch., *Cardium kasinkense* Kol., *Tapes* cf. *vitalianus* Orb.; наблюдаемая мощность пачки в пределах 7—10 м

2. Полимиктовые тонкозернистые прочносцементированные песчаники с битой ракушкой, с характерным сферическим выветриванием.

В песчаниках наблюдается прибрежно-морская косая (диагональная) слоистость, порой оставляющая впечатление углового несогласия (фиг. 20). Однако внутриформационный характера этого явления не вызывает сомнений, так как над „несогласием“ взята фауна кардиид удовлетворительной сохранности, аналогичная по составу фауне подстилающего мергеля: *Cardium gracile* (Dub.) Pusch., *Cardium kasinkense* Kol.; мощность пачки по условиям обнаженности не удастся определить точно, но она, по-видимому, не менее 20 м

3. Кверху материал песчаников становится грубообломочным и близ церкви с. Вардзиа представлена пачка грубообломочных псефитов. Размер галек чаще 2—4 см, реже диаметром до 10 см и больше; материал галек—известняк, порфириты, пелитовые туфы. Сохранившаяся от размыва мощность не более десятка метров.

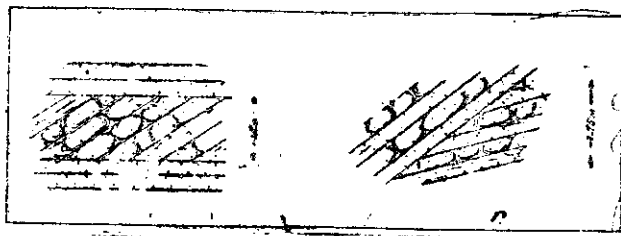


Фиг. 19. Н. сармат по р. Вардзиула

Описанный разрез нижнего сармата показывает картину четко выраженного обмеления кверху. Смена фаций от мергелей, связанных со спокойными условиями осадконакопления, кверху, через песчаники до грубообломочных образований волноприбойной зоны, по-видимому, отражает картину регрессии сарматского моря отступающего на запад.

Охарактеризованные соотношения наблюдаются на крайнем восточном участке развития верхнего миоцена рассматриваемой полосы.

Проследим смену нижнесарматских фаций на северо-запад и запад. Известковистые песчаники очень богатые нижнесарматскими кардидами, обнажены на северном склоне р. Вардзиула, развиты на большой площади и слагают территорию между селениями Цкалпорети, Хони и Лахундара. Среди ископаемых наиболее часты те же *Cardium gracile* (Dub.) Pusch. и *Cardium kasinkense* Kol. Выше в них появляются прослой мергелей и ракушняковые известняки, образующие на указанной площади гребень водораздела между реками Вардзиула и Турна. В известняках наряду с кардидами часты ближе неопределимые *Tapes* sp. и *Mactra* sp.



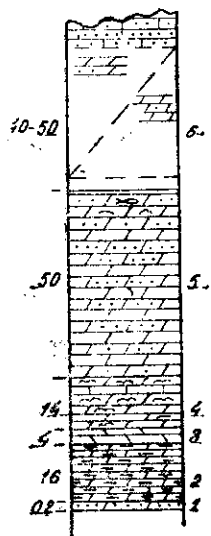
Фиг. 20. Схематизированные зарисовки косой и диагональной слоистости в нижнесарматских известковистых песчаниках на берегах р. Вардзиула.

Далее на запад удовлетворительных обнажений сармата до окрестностей с. Квалити не наблюдается. Здесь в русле р. Джобоура над «немыми», по-видимому конкскими, мергелями залегают зеленовато-серые, (в сыром состоянии светло-серые, а в сухом и выветрелом—цвета хаки) мергели. Из них взяты: *Modiola sarmatica* Gat., *Mactra ex gr. basteroti* Mayer., *Abra* cf. *reflexa* Eichw. Кверху мергели переслаиваются с ржаво-зелеными песчанистыми глинами с ядрами кардиид и такой же окраски известковистыми песчаниками с обломками двустворок. Верхи толщи к югу тектонически контактируют с караганом. Предполагаемая сохраняющаяся мощность нижнего сармата 100 м.

Несколько севернее на берегу р. Квирила наблюдается следующая восходящая последовательность (фиг. 21):

1. Алевролитистый мергель тонкослоистый, светло-серый, с редко-рассеянными включениями плагиоклаза и кварца, с отпечатками *Abra* и микрофауной (см. конкский горизонт на берегу Квирилы п. 4); мощность 0,2 м
2. Плотные тонкополосчатые мергели с рыбьей чешуей и растительными остатками. На 9-м метре взяты *Mactra basteroti* Mayer cf. var. *konkensis* Sok. и *Cardium* sp.; мощность около 16 м

3. Мергели с *Arba cf. reflexa* Eichw. и *Abra cf. alba* Wood. и следующей микрофауной, указывающей, по О. И. Джанелидзе, на нижний сармат: *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Quinqueloculina consorbina* Orb., *Nonion punctatus* Orb., *Nonion angulatum* Orb., *Articulina* sp. indet. и отлиты (круглые); мощн. 4 м
4. Тонкослойные серые мергели; кверху в них появляются прослойки (7 — 10 см) плитчатых светло-серых известняков. На седьмом метре пачки взяты: *Cardium lithopodolicum* Dub., *Cardium lithopodolicum* Dub. var., *inflatum* n. var., *Cardium ruthenicum* (Hilb.) Lask., еще выше на 5 м встречены те же *Cardium lithopodolicum* Dub., *Cardium ruthenicum*, а также *Cardium ex gr. gracile* (Dub.) Pusch. Небезынтересно отметить, что у кардиид, встречающихся по всей пачке, как правило, сохранились обе связанные друг с другом створки, образующие раскрытую раковину, залагающую макушечной частью вниз. Это, по-видимому, свидетельствует о чрезвычайно спокойных условиях осадконакопления. . . . 14 м
5. Выше постепенно нарастает количество алевролита и порой появляются алевролитистые мергели, которые в толще образуют пропластки, линзы, «каравай». На запад в 250 — 300 м от места взятия цельных раковин кардиид, собраны отдельные створки: *Maetra cf. eichwaldi* Lask., *Cardium cf. plicatofittoni* Sinz., *Cardium kasinkense* Koles., *Cardium aff. vindobonense* (Parsch.) Lask. Учитывая спокойное залегание сармата на этом участке с небольшим наклоном на юго-запад, уровень их взятия можно принять метров на 50 выше кровли пачки 5.



Фиг. 21. Н. сармат р. Квирила у Зестафони.

На этом же горизонте В. И. Табагари был найден крупный, длиной до 75 см отпечаток позвоночного в «каравае» плотного алевролитистого мергеля. По предварительному заключению Л. К. Габуния, это представитель семейства дельфиновых. Из образца мергеля, включающего «каравай» с дельфином, определена нижнесарматская микрофауна: *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Quinqueloculina consorbina* Orb., *Nonion punctatus* Orb., *Elphidium angulatum* Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.). В этой связи заслуживает внимания указание В. В. Богачева [4] о находке в окрестностях Зестафони костей дельфинов и других китообразных. Дельфин по черепу и позвонкам отнесен мной к *Champsodelphis* пишет он. Правда, по-видимому, из-за недостаточной детальности наблюдений Богачев вмещающие отложения принимает за караган.

6. Примерно на 40—50 м стратиграфически выше, близ канатного моста через Квирилу (по дороге на станцию Свири) на ее левом

берегу обнажается чередование песчаных известняков и известковистых песчаников, по-видимому, относящихся опять таки к нижнему сармату.

Датирование п. 6 предположительное, оно основано на сравнении с разрезом, вскрытым в 8—9 км западнее в окрестностях с. Дими. Нижнесарматский возраст пачек 3—5, общей мощностью до 60—70 м, не вызывает сомнений. Условно сюда же можно отнести и пачку 6, а также подстилающую эту толщу (пачек 3—5) п. 2, фауна которой в одинаковой степени может быть отнесена как к нижнему сармату, так и к конке.

Таким образом, для нижнего сармата получим мощность около 140—150 м.

Далее на запад сармат обнажается преимущественно в тектоническом контакте со средним миоценом и майкопом, к северу от надвига второго порядка. Низы формации не всюду удается фиксировать, однако вскрытая эрозией толща все еще относится к нижнему сармату. Подтверждение этому находим в фауне из мергелей, обнажающихся на водоразделе рек Шавела и Лухута. На склоне, обращенном к последней, на правом берегу безымянного правого притока Лухуты, в окрестностях с. Обча 2-ая («Чкепнара-геле») по аробной дороге, идущей от начальной школы к кладбищу, из мергелей цвета хаки с тонкими прослоями мелоподобного мергеля взяты: *Cardium gracile* (Dub.) Pusch., *Cardium lithopodolicum* Dub., *Cardium cf. ruthenicum* (Hilb.) Lask., а также *Cardium* sp. и *Maetra* sp.

Нижнесарматский возраст приведенной фауны вне сомнений. Песчаные известняки, слагающие водораздел, содержат фауну того же состава.

Все среднее течение Лухуты, начиная от слияния ее широко текущих истоков (близ Обча 1-ая), проходит по нижнесарматским мергелям, в которых наблюдается обилие (господствующее преобладание) *Maetra basteroti* Mayer cf. var. *konkensis* Sok., часто встречаются *Modiola sarmatica* Gat. и ее варьеты; находимы также единичные *Ervilia trigonula* Sok.

Упомянутая *Maetra* описана Соколовым из слоев с *Venus konkensis*, она, по-видимому, переходит и в низы сармата. *Modiola sarmatica*, встречается, по Колесникову, в нижнем и среднем сармате. *Ervilia trigonula* будучи впервые описана опять таки из конкских слоев, по Колесникову, встречается и в сармате.

Следовательно, наиболее вероятный возраст приведенного комплекса, по-видимому, нижний сармат; тем более, что у с. Обча описываемые мергели подстилаются слоями с *Abra*, содержащими нижнесарматскую микрофауну: *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Quinqueloculina guriana* Djan., *Quinqueloculina consorbina* Orb., *Entosolenia marginata* (W. et J.).

Abra, представленные в низах сармата в русле Лухута, оказались: *Abra reflexa* Eichw. и *Abra scythica* Sok.

Толща нижнесарматских мергелей с *Modiola*, *Maetra* и кардинами прослеживается вплоть до с. Дими. Мощность нижнего сармата здесь не менее трех сотен метров.

У видимых верхов толщи обнаружена следующая микрофауна, убедительно доказывающая ее нижнесарматский возраст: *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Quinqueloculina reussi* Bogd. var. *complanata* Djan., *Quinq. consorbina* Orb., *Sigmoidina okrojanzii* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *Nonion punctatus* Orb., *Nonion subgranosus* (Egger) var. *markobi* Bogd., *Elphidium angulatum* (Orb.).

Что же касается особенностей литологии этой толщи, можно отметить, что преобладающими в ней являются те же мергели. На 43 м (по напластованию) в них появляются прослой алевролита и мелкозернистого песчаника мощностью от 2 до 10 см, с интервалами в 5—10 м. На отрезке 160—190 м их встречается наибольшее количество, но они все же резко подчинены мергелям; материал алевролитов и песчаников олигомиктовый, преобладают плагиоклазы и кварц. Выше 235 м алевритового и песчаного материала почти нет. Кверху их замещают рассыпанные по поверхности наслаения листочки слюды (по-видимому, москвит).

В Ванском районе полоса развития нижнего сармата, ограниченная с юга взбросом второго порядка сильно замаскирована оползнями. Точно установить мощность или проследить вертикальную смену фаций здесь не представляется возможным. По редким обнажениям и отвалам земляных работ (колодцы), можно предполагать о наличии тех же серых мергелей, что и Маяковском районе, с фауной, аналогичной таковой бассейна р. Лухута.

Суммируя вышеизложенное о фациях нижнего сармата в полосе между реками Боримела—на востоке и Квинис-цкали—на западе, можно представить следующую картину.

В бассейне реки Боримела нижний сармат, начинаясь мергелями, кверху показывает обмеление фации; появляются песчаники с прибрежно-морской косой слоистостью, сменяемые выше грубообломочной конгломерат-брекчийей волноприбойной зоны.

В западном направлении соответствующие горизонты представлены осадками более низкой батиметрической зоны и, чем западнее расположены нижнесарматские отложения, тем они глубоководнее (точнее соответствуют более спокойным условиям осадконакопления). При этом, в нижнем сармате Зестафонского участка и его нижнем отделе на Маяковском участке в восходящем разрезе также наблюдаются признаки постепенного обмеления бассейна.

Иными словами, в изученной полосе отчетливо выражена нижнесарматская регрессия, с отступлением береговой линии на запад.

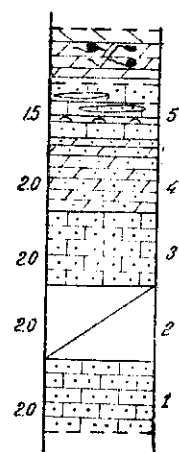
Представляется вероятным, что отступление моря в нижнем сармате из окрестностей Вардзия (Орджоникидзевский район) было окончательным. Для Зестафонского района этот вопрос остается неразрешенным, а в полосе междуречья рек Корис-цкали и Перета имеются данные о наличии уже среднесарматских морских отложений, представленных осадками мелководья.

Перед тем как перейти к этим данным, рассмотрим отложения, залегающие на достоверном (фаунистически датированном) нижнем сармате

окрестности Маяковского. Б. Ф. Меффертом [21] предположительно к среднему сармату («криптомактровые слои») были отнесены песчано-известковистые породы, развитые на правобережье Ханис-цкали в полосе селений Кведа-Дими, Обча 2-ая (северная окраина).

По шоссе Маяковский-Свири, к югу от Кведа Дими наблюдается следующая восходящая последовательность этих пород.

Над мергелями с *Modiola sarmatica* и нижнесарматской микрофауной после небольшого перерыва в обнажении залегают (фиг. 22):



Фиг. 22. Нижний сармат у с. Кведа-Дими

1. Песчанистые ржаво-желтые кристаллические известняки с множеством фрагментов *Cardium* sp. Под микроскопом обломочный материал олигомиктового состава, прочно сцементированный кристаллической карбонатной массой, значительно преобладающей количественно. Размер зерен варьирует от мелкого до крупного алеврита, реже до мелкозернистых песчинок. Среди обломков минералов преобладающими являются кварц и плагиоклаз (в мелкозернистых разностях значительное участие принимает также пелитоморфный, обломочный карбонат). Встречаются единичные зерна кварцевого песчаника, кварцитового сланца и глауконита. В шлифах много детрита раковин, обломки которых, как правило, кристифицированы концентрической

- коркой сингенетичного карбоната. Мощность пачки до . . . 2 м
2. Перерыв в обнажении 2 м
3. Известняк аналогичный п. 1 2 м
4. Легко разрыхляемые алевритистые мергели с линзами песчанистого известняка 2 м
5. Кристаллические известняки (аналогичные п. 1) с пропластками пелитоморфного детритового ракушника и линзовидными песчаными просыпками 1,5 м
6. Мергели цвета хаки с комками и включениями зеленовато-голубых мергелей, и также с жилками и неправильной формы гнездами мелоподобного магнезита, включающего мелкий алевритовый материал (кварц, плагиоклаз).

Аналогичные разрезы наблюдаются в самом селении Кведа-Дими, у карстовых родников близ церкви и на его восточной окраине. На высоте, расположенной к югу от церкви, наблюдаются залегающие стратиграфически выше описанных слоев полимиктовые гравелиты с галькой на песчано-алевритовом цементе базального типа. Порода плотно спаяна сетью жилок эпигенетического кальцита и, дезинтегрируясь, распадается на сравнительно крупные глыбы. Их очень много в делювии южного склона упомянутой высоты, в пролегающей здесь ложине, обращенной скатом к Ханис-цкали. Совершенно аналогичные породы широко развиты и на левобе-

режье Хамис-цкали, вниз по течению (что вполне согласуется с общим погружением миоценовых свит на север и их выполаживанием в том же направлении). Здесь в долине речушки Банури и в балках ее пересыхающих истоков обнажаются полого падающие на север, плохо отсортированные полимиктовые конгломераты. Они от кведадимских гравелитов отличаются разве только большей крупностью галек, соответствуя, по видимому, более высокому горизонту. Обломочная часть и в данном случае носит полимиктовый характер; отметим: кварц, порфириты, известняки, туфовые сланцы.

Сохранность фрагментов раковин, в изобилии содержащихся во всех известняках описанного разреза, не допускают видовых определений.

При изучении литологического состава обращает на себя внимание смена в восходящем разрезе (в терригенной части пород) глинистого материала нижнесарматских мергелей сперва песчано-алевроитовым, а затем гравелитом и грубообломочными псефитами.

Это явление, выражая приближение береговой линии, хорошо согласуется с уже отмеченным фактом начавшейся в нижнем сармате регрессии. Обмеление бассейна находит свое отражение также в характере и захоронении фауны. Вместо спаренных створок раскрытых раковин кардиумов, представленных в мергелях нижнего сармата, здесь наблюдается битая ракуша, ребристых (прочных) кардиид.

Наконец, показательное присутствие магниевых солей в верхах кведадимского разреза. Сингенетичный характер прожилков и гнезд, как форм залегания, хотя и не является доказанным, но представляется наиболее вероятным, из-за присутствия в них равномерно рассеянного алевроитового материала. В покрывающих или подстилающих свитах отсутствует материал, способный дать магниевые соли. Сопутствующее осадконакоплению выпадение магниевых солей в верхних слоях кведадимского разреза, по видимому, свидетельствует об отложении в прибрежной, порой „отшнуровывающейся“ зоне регрессирующего сарматского моря.

Таким образом, на Зестафони-Маяковском участке наблюдается четко выраженная, последовательная и закономерная смена глубоководных синдесмиевых слоев нижнего сармата все более мелководными отложениями вплоть до грубообломочных псефитов волнопробойной зоны. Эта гамма фаций, отражая процесс регрессии, связана в одно целое, разделение которого на подярусы не представляется естественным. В то же время, обломочная часть пород среднего сармата Ванского района носит, в отличие от рассматриваемого комплекса, четко выраженный граувакковый характер (преимущественно крупные пироксены).

Следовательно, описанные „немые“ отложения, вопреки мнению Мефферта, будет более естественным отнести к верхам нижнего сармата, а не „криптомактовым слоям“. Заметим, что последнее название неоправдано и в терминологическом отношении, так как криптомактовыми слоями принято называть [16] сравнительно глубоководную фацию среднего сармата, содержащую тонкостенные раковины *Cryptomactra pes-anseris* Andrus., в то время, как в данном разрезе мы наблюдаем отложения суб-

литорали с битой ракушей карид и неотделимые от них грубые конгломераты литорали.

Коснемся коротко отложений, среднесарматский возраст которых не вызывает сомнений.

Фаунистически доказанный средний сармат наблюдается в селении Кириви на левобережье р. Корис-пқали (в обнажениях у аробной дороги близ родника) в тектоническом контакте с караганом.

Песчанистые (граувакковый материал) известняки и известковистые граувакковые песчаники с гравием в большом количестве содержат массивные створки хорошей сохранности *Tapes gregarius* (Partsch) Goldf. На некоторых сохранилась даже приспособительная дизруптивная окраска. Гравелистые граувакки под микроскопом выглядят следующим образом. Обломочный материал, представленный преимущественно песчинками (0,2—0,4 мм) пироксена, гравием порфиритов и детритом раковин, сцементирован кристаллическим кальцитом, заполняющим поры между зернами (реже образующим базис). Пироксены в проходящем свете заметно зеленые, изометрические, угловато-округлые.

В гравии порфиритов сильно измененные плагиоклазы вкраплены в пелитизированную основную массу. Плагиоклаз встречается и в виде отдельных крупных выветрелых зерен удлиненно-округлой формы. Порой наблюдается заметное количество обломочного пелитоморфного известняка.

Из прочих минералов отметим цельные миндалины и их обломки из радиально-лучистого цеолита-мезолита. Наряду с обломками крупных двустворок в шлифе бросается в глаза изобилие микрофауны (по-видимому, бентальной). Небезынтересно, что цемент раннего диагенеза (диагенеза осадка) представлен анальцимом, непосредственно прилегающим к обломочным зернам, а количественно сильно преобладающий в цементе кристаллический кальцит, по-видимому, является продуктом эпигенеза (диагенеза породы). Облик пироксенов и прочего обломочного материала указывает на его происхождение за счет среднеэоценовых вулканогенных толщ и, частично, меловых карбонатных свит.

Описанные породы убедительно датируются средним сарматом находящимся в них, в изобилии *Tapes gregarius*.

Несколько западнее (около 1,5 км) в русле небольшого ручья («Сандисквиле-геле» или «Сацури-геле») с крутыми, обваливающимися склонами наблюдается чередование аналогичного описанному известково-песчанистого гравелита, с песчаниками цвета хаки и прослоями свинцово-серого мергеля. Видимая суммарная мощность этих пород около двух десятков метров. Из песчаников и свинцово-серых мергелей взята следующая довольно разнообразная и типичная для среднего сармата фауна: *Tapes gregarius* (Partsch) Goldf., *Maetra fabreana* Orb., *Maetra palasii* Bailly, *Cardium* ex gr. *lithopodolicum* (Dub.), *Cardium danovi* Kol., *Trochus* cf. *cordierianus* Orb., *Barbotella omalusii* Orb.

В фациальном отношении эти образования ближе всего к среднесарматским, т. н. «Днепровским слоям», по Колесникову [17].

Весьма характерно полное отсутствие материала размыта мезоценового субстрата Дзирульского массива, принимающего решающее участие в грубообломочных породах верхних горизонтов нижнего сармата Маяковского района.

Напрашивается вывод, что регрессирующее на запад сарматское море, отступив к среднему сармату за меридиан Маяковского, отлагает на территории соответствующей окрестности с. Кирова в грегариусовое время образования прибрежного мелководья. В это время оно, по-видимому, уже не связано сплошным водным покровом с областью образовавшейся ранее нижнесарматский «дзирульский берег».

Структурные соотношения охарактеризованных выше стратиграфических единиц изображены на прилагаемой геологической карте и разрезах к ней (фиг. 23).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И., Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху, Изв. Росс. АН, т. XII. № 8, 1918.
2. Андрусов Н. И., Конкский горизонт (фоладовые пласты), Тр. геол. и минер. Муз. АН, т. II, в. 6, 1917.
3. Архангельский А. Д., Введение в изучение геологии Европейской России, М.—Л., 1932.
4. Богачев В. В., Новые данные по миоцену Закавказья, Тр. Азерб. нефт. инст., в. 31, 1936.
5. Богданович А. К., О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области, Микрофауна Кавказа, Эмбы и Ср. Азии, Ленинград, 1947.
6. Богданович А. К., Чокракские фораминиферы, Микрофауна СССР, сб. IV, 1950.
7. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Ин-т Геологии и Минералогии АН ГССР, монографии, № 2, 1949.
8. Давиташвили Л. Ш., О конкском горизонте Грузии, Азерб. нефт. хоз., № 10, 1930.
9. Давиташвили Л. Ш., Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской провинции, М.—Л., 1933.
10. Давиташвили Л. Ш., Тарханский и чокракский горизонты, Рук. ископ. районов Крымско-Кавказской области, в. 1—2, Тр. Гос. Иссл. нефт. ин-та, 1932.
11. Дзвеляя М. Ф., О соотношении тарханских и коцахурских слоев Грузии. ДАН СССР, т. XVI, № 5, 1949.
12. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. и Чечелашвили И. Д., О литологии субстрата питающего лейасские отложения Дзирульского массива, Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, сер. минер.-петрогр., т. II, 1950.
13. Жижченко Б. П., Чокракские моллюски, Палеонтология СССР, т. X, часть 3, 1936.
14. Жижченко Б. П., О возрасте и фауне фоладовых слоев, Тр. Геол. службы Грознефти, 6, 1937.
15. Жижченко Б. П., Средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, неоген СССР, 1940.
16. Колесников В. П., Сарматские моллюски, Палеонтология СССР, т. X, ч. 2, Ленинград, 1935.
17. Колесников В. П., Палеогеография восточной части сарматского бассейна, Палеонтология СССР, т. X, ч. 2 (приложение), 1935.

18. Коробков И. А., Пластинчатожаберные, Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. 1954.
 19. Коробков И. А., Брюхоногие, Справочн. и метод. руков. по третичн. молл. 1955.
 20. Мерклин Р. Л., Об изменчивости группы *Leda subfragilis* В. Ноегн. в тарханском бассейне, Изв. АН СССР, сер. биол., № 2, 1948.
 21. Мефферт Б. Ф., Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте, Тр. Всес. геол. развед. объедин. вып. 180, 1932.
 22. Соколов Н. А., Слои *Venus konkensis* на р. Конке. Тр. Геол. ком. т. IX, № 5, 1899.
 23. Чиковани А. А., К диагенезу и коллекторским свойствам среднемиоценовых отложений северных предгорий Имеретинского хребта, Материалы по геологии и нефтегазоносности юга СССР, т. V.
 24. Чиковани А. А., Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтеносностью, Труды ВНИГНИ, в. XV. 1959.
-

Л. В. КОГОШВИЛИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МОЛОДЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ТИРИФОНО-САЛТВИССКОЙ ДОЛИНЫ

В работе дана попытка разграничения миоценовых и аллювиальных конгломератов Тирифоно-Салтвисской долины путем сравнительного петрографического изучения этих отложений, в условиях отсутствия руководящей фауны. На основании стратиграфических и фациальных данных уточнены представления о тектоническом строении района. Анализ структур приводит к выводу о покровном характере складчатости района.

Большое внимание уделено морфологии и литологии древних террас района, а также скрытому под современными отложениями аллювию прогнутых террас. Приводятся данные о накоплении этого аллювия в условиях молодых тектонических погружений в пределах Тирифонской и Мухранской синклиналей. С этим связывается и развитие древних речных долин Палеолиахвы и Палеомеджуды, приведшее к выработке современного рельефа Тирифоно-Салтвисской депрессии.

ВСТУПЛЕНИЕ

Тирифоно-Салтвисская долина, как и вся Тирифоно-Мухранская депрессия, изучалась рядом исследователей, главным образом, в последнее десятилетие (Геологический институт АН ГССР, Грузгеолуправление, трест «Грузнефть»). Геологические и геоморфологические наблюдения, начатые нами в 1947—48 гг. в восточной части депрессии [6], были продолжены в последующие годы к западу. С 1951 г. они производились здесь в тесном контакте с Карталинской партией Грузгеолуправления, преследовавшей изучение региональной гидрогеологии района с применением разведочного бурения (начальник партии Д. Г. Мшвениерадзе, консультант С. С. Чихелидзе). В связи с указанной задачей нами, совместно с С. С. Чихелидзе, было проведено в 1951 и 1953 гг. геолого-гидрогеологическое обследование обширного района между реками Чератхеви и Арагви, с одной стороны, и р. Курой и широтным предгорным хребтом Б. Кавказа—с другой. В процессе этих работ особое внимание было уделено мною геоморфологии депрессии.

РЕЛЬЕФ ДОЛИНЫ

Равнинная часть Картли, лежащая на левом берегу Куры между Дзирульским массивом на западе и бассейном Арагви на востоке, именуется Тирифоно-Мухранской депрессией. Последняя вытянута в широтном направлении и составляет морфологически наиболее низменную часть зоны погружения Грузинской глыбы [3].

Депрессию ограничивают с севера отроги Большого Кавказа (смягчением рельефа у ее борта), с юга—северный склон Триалетского хребта.

Тирифоно-Мухранская депрессия объединяет две морфологические котловины — Мухранскую на востоке (в междуречье Арагви и Ксани) и Тирифонскую на западе (междуречье Лехуры и Восточной Проне). Они разделяются небольшим поднятием в районе с. Игоети.

Собственно Тирифонской считается равнина, находящаяся между реками Лехурой и Большой Лиахви. Западная же оконечность котловины, ограниченная Большой Лиахви и Восточной Проне, носит название Салтвисис-вели на севере и Налиахвари на юге. Всю эту равнину от Игоетского поднятия до Восточной Проне мы в дальнейшем будем именовать Тирифоно-Салтвисской. Она и является основным объектом настоящей работы.

Тирифоно-Салтвисская долина геоморфологически сходна с соседней Мухранской котловиной. Подобно ей она имеет вид ограниченной с севера и юга возвышенностями впадины, в которую открываются выходы речных ущелий, прорезающих краевые гребни. Реки Большая и Малая Лиахви, Меджуда, Бершоула и другие широко разливаются, выходя на равнину, неглубоко врезаясь в ее поверхность своими руслами. Пересекая долину поперек, они сливаются друг с другом на южной ее окраине, впадая в Лиахви. Сама Лиахви пропилив узкую долину в южном хребте Квернаки, соединяется с Курой.

Тирифоно-Салтвисская долина имеет вид остроугольного треугольника, контуры которого определяются простиранием смежных с депрессией хребтов. Остроугольная вершина этого треугольника на востоке примыкает наискось к долине Лехуры. Здесь современное дно котловины образует слабый перепад от Тирифонской к Мухранской долине, и вдоль ручья Тортлы оно наклонено уже к востоку, свидетельствуя о направлении прежней эрозионной деятельности, о чем речь будет идти в дальнейшем. Поверхность же большей части Тирифоно-Салтвисской равнины имеет уклон к юго-западу и югу, в зависимости от направления современной эрозионной деятельности рек Лиахви и Меджуды с их притоками.

Большую роль в исследованном районе играют речные террасы, как приподнятые (на склонах долины), так и погребенные (под современным дном долины). Первые изучены непосредственно и являются важными свидетелями для восстановления недавней истории долины. Сведения о вторых—погребенных террасах—строятся как на результатах разведки, так и косвенных данных.

Останцы древних террас отмечаются на внутренних склонах Тирифоно-Салтвисской долины и на гребнях, окаймляющих ее. В первом случае они образуют ступенчатые террасированные склоны, во втором — платообразный рельеф. Характерным является приуроченность их к четырем уровням, возвышающимся над поверхностью наиболее молодой I надпойменной террасы на 50, 80—100, 200 и 500 м. Ввиду того, что подобные террасовые площадки характерны для всего района исследований, а величина превышения их над поверхностью I террасы выдерживается на значительном расстоянии, я отношу их последовательно ко II, III, IV и V надпойменным террасам. Они в основном соответствуют террасам, выделенным П. Д. Гамкрелидзе для правобережья Ктуры.

В Тирифоно-Салтвисской долине террасы выработаны на северо-восточном и западном ее склонах. На южном склоне, вдоль хребтов Цлеви и Квернаки, интенсивные оползневые процессы, развивающиеся по падению гартискарских отложений, маскируют следы былой эрозионной деятельности. О ней свидетельствуют лишь останцы террасы на гребне вершины. Однако по южному склону Квернаки, прорезанному Курой, сохраняются отчетливо выраженные уступы террас различных стадий эрозии.

Хорошо выражены и имеют широкое протяжение останцы террас в восточной части Тирифонской долины. Протягиваясь на восток, эти террасы переходят в террасы Игоетского межкотловинного поднятия. Здесь более высокие древние террасы расположены по северному краю этой территории, а к югу к ним последовательно примыкают ступени более поздних циклов эрозии (см. схему, рис. 1).

Схема тектоники и морфологии террас восточной части Тирифонской долины

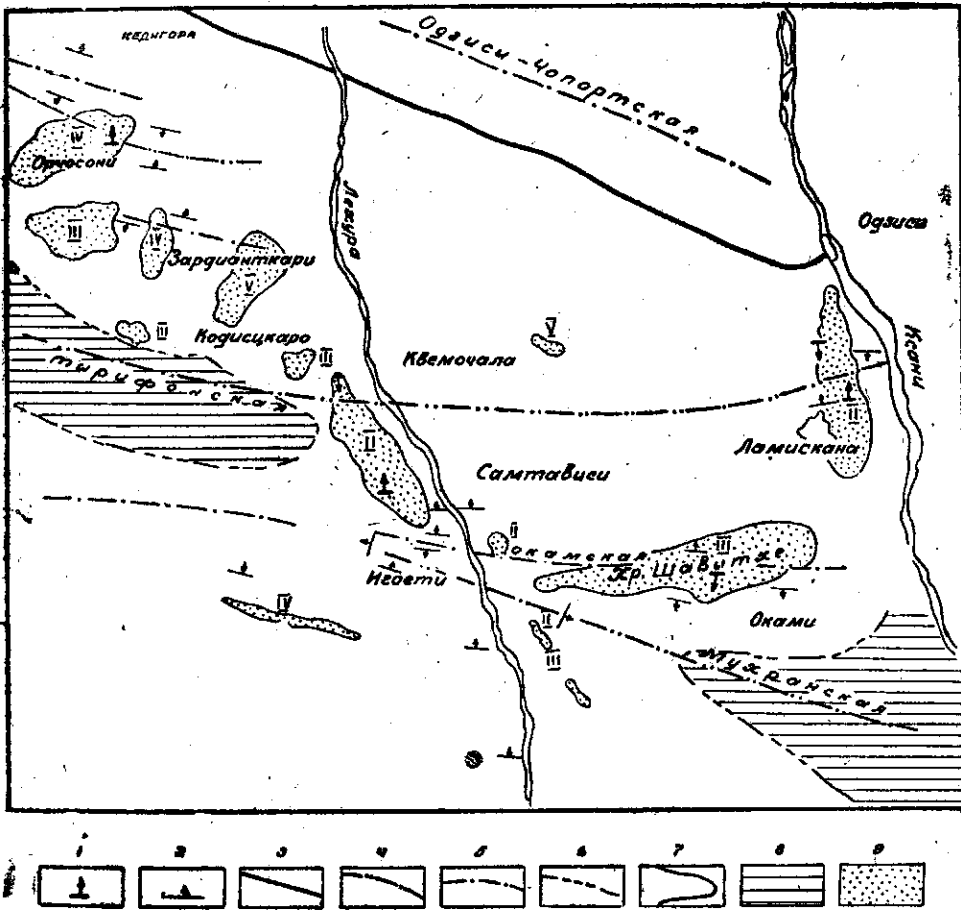


Рис. 1. Падение поверхности террас, 2. Падение пластов, 3. Надвиг, 4. Оси синклиналей, 5. Оси антиклиналей, 6. Границы погребенных террас, 7. Границы обособленных эрозией террас, 8. Аккумулятивная терраса, 9. Террасы смешанного типа.

Наиболее высокая часть рельефа на перегибе между Тирифонской и Мухранской долинами отвечает уровню II надпойменной террасы. Это свидетельствует о принадлежности обеих котловин и участка, соединяющего их, к единому эрозионному профилю на соответствующей этой террасе стадии эрозии.

Таким образом, сnivelированная на уровне II надпойменной террасы поверхность Игоетского поднятия располагается между двумя рядами высоких террас: на севере этот ряд представлен, как уже было сказано, останцами эрозии, характеризующими последовательное формирование рельефа отступающей к югу рекой, направления близкого к широтному. Обрывки террас расположены в районе сс. Ваке, Зардиант-кари, Кодис-цкаро, Карапила. Они выдержанными ступенями протягиваются вдоль северного склона Тирифонской долины на восток, окаймляя Мухранскую долину с севера.

На юге Игоетский район ограждается высоким гребнем, являющимся продолжением южного краевого хребта Тирифонской долины. Протягиваясь на восток, он оконтуривает с юга Мухранскую долину. Морфология этого гребня позволяет связать его с древней эрозионной террасой.

Из террас Игоетского поднятия особое внимание обращает на себя своим положением и морфологией III надпойменная терраса Шавитке. Начинается она у междолинного перегиба в северной окраине с. Игоети и протягивается по северному склону Мухранской долины примерно на 4 км к С-В. К этой террасе с юга примыкает своеобразная плоскодонная ложбина, впадающая справа в р. Ксани. Она имеет длину около 6 км и ширину более 1 км. Уклон ее дна в средней и нижней частях 0,03. Он резко меняется к верховьям, достигая у Игоетского поднятия 0,05. Эта плоскодонная депрессия расположена по оси Мухранской котловины.

Не менее интересны и другие террасы Тирифоно-Салтвисской долины, например ступени II и III надпойменных террас на северном ее склоне в ущелье Большой Лиахви, синхроничные террасе вдоль Восточной Проне, а также террасе Малхазис-цвери.

Обширная Тирифоно-Салтвисская равнина является поверхностью наиболее широко развитой аккумулятивной террасы, соответствующей уровню I надпойменной террасы района. Поверхность эта наклонена вдоль направления течения современных рек, и лишь по южному краю долины в районе с. Бербуки она испытывает обратный уклон, переходя в более высокую II надпойменную террасу.

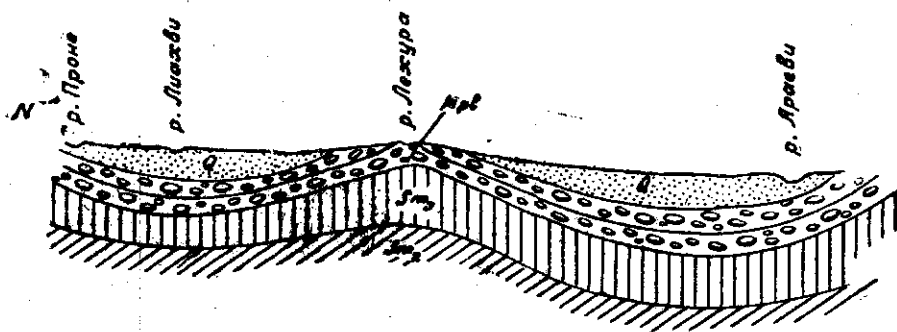
Итак, наиболее существенным в морфологии Тирифоно-Салтвисской котловины является наличие широтно протяженной равнины, ограниченной террасированными склонами. Ступени террас в западной ее части вытянуты поперечно, а в восточной — продольно. Террасы эти не прерываются на Игоетском участке, а продолжают и через него, связывая генетически Тирифонскую и Мухранскую долины.

ГЕОЛОГИЯ ДЕПРЕССИИ

С точки зрения геологического строения, Тирифоно-Салтвисская долина представляет тектоническую мульду, сложенную в основном гартискарской свитой миоплиоцена. Нижняя часть этой структуры скрыта под четвертичными осадками равнины, а крылья обнажаются на склонах северного и южного краевых хребтов.

Основываясь на ряде разрезов миоплиоценовых отложений по бортам Тирифоно-Салтвисской долины, можно заключить, что во всей этой полосе литологический их состав в основном выдержан по простиранию, при резком фациальном изменении отдельных горизонтов и линзовидной форме пластов. Гартискарская свита представлена конгломератами, гальки которых образовались за счет размыва, главным образом, пород эоцена, мела и лейаса. Цементом служит суглинистый и суглинками, количество и мощность пластов которых в верхней части разреза уменьшается. Размер терригенного материала также увеличивается вверх по разрезу.

Подстилающая миоплиоцен нацхорская свита верхнего сармата развита главным образом в северном борту депрессии, где она составляет ядра небольших коротких антиклиналей. Литологически она представляет собой чередование песчаников, суглинков и гравелитов, реже — конгломератов. В восточной части Тирифоно-Салтвисской долины нацхорские слои приподнимаются, вместе с поднятием свода короткой антиклинальной складки и в Игоетском районе залегают неглубоко под выступающими на поверхность низами гартискарской свиты (см. схемат. разрез, рис. 2). Мощность как нацхорской, так и гартискарской свиты, судя по разрезам вдоль северного и южного бортов депрессии, возрастает с запада на восток.



Схематический разрез по оси Тирифоно-Мухранской депрессии.

Рис. 2.

В пределах современной Тирифоно-Салтвисской долины, на основании наших совместных с С. С. Чихелидзе работ, выявляются изменения в горизонтальном направлении в составе миоплиоценовых отложений; если в западной части, по берегам Лиахви, развиты однообразные конгломераты валунного типа, то к востоку разрез делается пестрее за счет переслаивания конгломератов, суглинков и песчаников. Обломочный материал мельчает. Еще восточнее уже наблюдается чередование более мощных пачек суглинков и песчаников с пачками конгломератов и, местами, преобладают первые.

Широко развиты в Тирифоно-Салтвисской долине и по ее бортам четвертичные отложения. Они относятся к аккумулятивному покрову, с одной стороны, террас, обособленных по краевым ее склонам, а с другой — террас, прогнутых на территории равнины.

Аллювиальный покров древних террас обнажен в районе редко. В условиях преимущественного развития здесь миоплиоценовых конгломератов, и при отсутствии обнажений вдоль террасовых уступов, в ряде случаев трудно было установить—является ли поверхность террас аккумулятивной или она представляет собой эрозионный срез коренных пород, выраженных в сходной фации.

В решении этого вопроса помогло изучение конгломератов Тирифонской долины, проведенное нами в 1950 г. Оно показало заметное или значительное различие в составе террасовых и миоплиоценовых конгломератов.

К примеру, на поверхности II Лехурской террасы в составе галек преобладают обломочные известняки сенона, тогда как коренные конгломераты, обнаженные по склонам этой террасы, состоят в большинстве своем из песчаников эоцена.

Аналогичная картина наблюдается для высокой, четко выраженной морфологически, террасы Квернакского хребта. В коренных конгломератах, слагающих ее склоны, среди галек главную роль играют известняково-мергелистые породы (70%), на втором месте находятся эоценовые песчаники (около 25%), остальное количество составляют песчаники среднего миоцена и авгитовые порфириды среднего эоцена. Однако в сложении покрова этой террасы, который представлен в рельефе характерным увалом, принимают участие гальки, среди которых преобладают порфириды, диабазы и альбитофиры (комплекс пород, размывавшихся к западу и северо-западу от описанного района).

В ущелье Б. Лиавхи в конгломератах древних террас часто отмечается присутствие галек андезито-базальта (аналогичного такой же породе из района Эредви), но в миоплиоценовых конгломератах, слагающих коренную подошву этой террасы, галек андезито-базальта не замечено.

Состав древних террасовых конгломератов на рассматриваемой площади изменяется в зависимости от местоположения террасы; той закономерности в распределении компонентов, которая отмечена для гартискарских конгломератов, здесь не наблюдалось, по-видимому в связи с участием в террасовых конгломератах материала, переотложенного из гартискарских слоев. Так в обрыве II надпойменной террасы по левому берегу Куры на территории с. Урбниси 60—70% галек конгломератов состоит из авгитового и роговообманкового порфирита, остальное же — известняк и песчаник (местами здесь за счет питания делювиальными галечниками состав конгломерата обогащался известняково-мергельной галькой). К северо-западу от этого участка на территории сс. Мохиси и Вака в террасовых конгломератах II надпойменной террасы появляется кварцевый диорит-порфирит, а также андезито-базальт.

Своеобразие петрографического состава террасовых конгломератов, отличающее их от коренных миоплиоценовых конгломератов района, наглядно видно на западной окраине Салтвисис-вели, где рекой Восточная Проне и ее правыми притоками размываются II и III надпойменные террасы. В районе сс. Цнелиси и Дирби на склоне оврага обнажены горизонтальные пласты конгломерата, в котором 50% количества всех галек составляют порфириды, 30% приходятся на песчаники сарматского типа, а остальное на известняки и мергели. В миоплиоценовых же конгломератах этой территории 70% составляют песчаники (эоценового типа), 25% мергели и известняки и от 3 до 5% — гальки порфиритов. В ряде оврагов правобережья Проне, склоны которых закрыты делю-

вием, родники, располагаясь на одном гипсометрическом уровне, обозначают линию контакта коренных и террасовых конгломератов.

Эти немногие данные о составе террасовых конгломератов указывают на реальную возможность отделения с помощью метода «подсчета гальки» террасовых отложений от коренных. Основываясь на нем можно также установить посредством специальных исследований области размыва и пути переноса обломочного материала четвертичными реками.

Основной характерной чертой Тирифоно-Мухранской долины является совпадение ее морфологии с тектонической структурой — мульдой, сложенной миоплиоценовыми отложениями, а именно — верхней частью конгломератской свиты. Лишь территория с. Игоети, разделяющая Тирифонскую и Мухранскую долины, слагается нижними частями толщи конгломератов, выступающими на поверхность.

Как уже было сказано, Тирифоно-Салтвисская синклиналь, сложенная гартискарскими осадками, выполнена четвертичными отложениями. Анализ ряда фактов (полученных в результате бурения), показывает, что мощность рыхлого покрова долины увеличивается от периферии к ее оси, как в поперечном, так и продольном профилях. По оси депрессии этот покров, исходя из литолого-гидрогеологических и геоморфологических предпосылок, должен достигать толщины порядка более одной сотни метров. Такое количество осадков могло скопиться лишь в своеобразных условиях развития депрессии. Н. А. Канделаки [5] совершенно прав, допуская, что в западной части Картлийской равнины погребены отложения нескольких циклов эрозии (Этот вопрос будет рассмотрен позже).

Литологический характер четвертичных отложений, заполняющих Тирифонскую мульду, как видно, является унаследованным — в общих чертах наблюдаются соответствующие гартискарским слоям фациальные изменения с запада на восток; в западной части долины — в Салтвисис-вели—господствуют галечники валунного типа, восточнее в средней части долины — отмечается переслаивание галечников, суглинков и песчаников, примерно в равном соотношении, но с более мелким терригенным материалом; в восточной части Тирифонской долины суглинки с галькой преобладают над прослоями мелкого галечника и песчаника.

В целом для осадков характерны линзовидное залегание, косая и неправильная слоистость, которая усиливается в северной и южной окраинах долины.

Литологические особенности четвертичных образований не соответствуют современным очертаниям Тирифоно-Салтвисской долины. Их скорее можно было бы объяснить, учитывая морфологические особенности долины, в связи с деятельностью системы рек. Отложения в западной части долины накопились видимо мощной водной артерией без резких нарушений ее гидрологического режима. В то же время осадки в восточной части долины несут черты частой смены условий в период отложения материала основным водотоком: то приносился обломочный материал за счет интенсивного размыва берегов, сложенных конгломератами, то накопились мелкозернистые фации, роль которых в восточной окраине долины преобладала. Последнее можно объяснить в связи с длительными запрудами реки в этой части территории.

Наряду с указанными основными водотоками в аккумулятивной работе участвовали также и второстепенные ручьи и временные, ливневые потоки, конусы выносов которых распределялись по окраинам долины.

ТЕКТНИКА

Тирифоно-Салтвисская долина представляет собой западную часть Тирифоно-Мухранской депрессии, входящей в геотектоническую зону Грузинской глыбы [3]. Это и определяет в основном черты ее строения. Представление о геосинклинальном характере района, высказанные в частности М. И. Варенцовым [1], не находят подтверждения в фактических данных.

Внешняя часть северного борта долины — предгорье Большого Кавказа, — как известно, слагается изоклинальными складками, опрокинутыми на юг и разорванными рядом надвигов, которые к югу ослабевают и затухают, наряду со смягчением складчатости в этом направлении. Влияние складкообразования Б. Кавказа с севера на юг постепенно

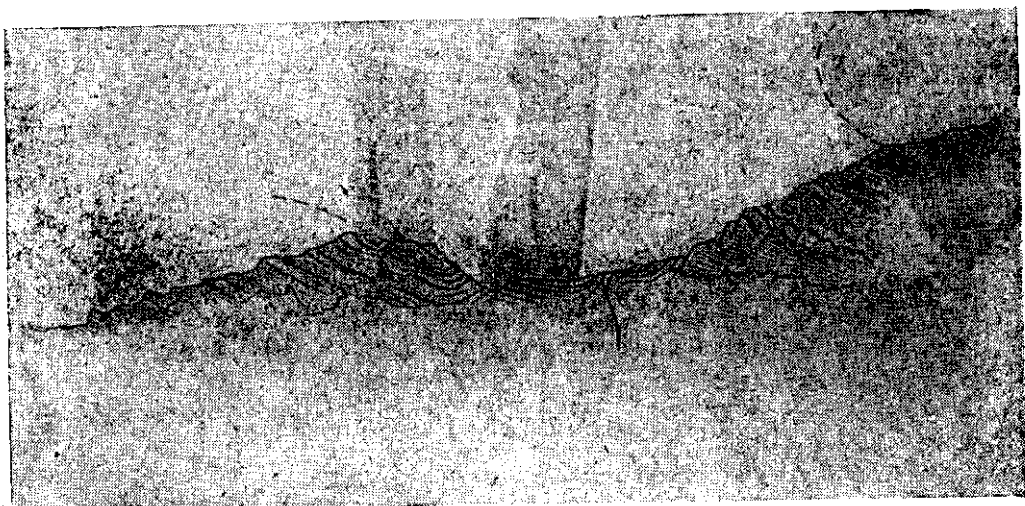


Рис. 3. Схематический разрез миоплисеновых отложений по правому берегу Лехуры

убывает и во внутренней части северного борта депрессии, наряду с линейными складками, наблюдаются небольшие куполовидные структуры покровного характера, возникновение которых обусловлено наличием здесь погруженного жесткого субстрата.

Во внутренней части северного борта депрессии, по северному краю широких синклиналей Тирифонской и Мухранской, тянется полоса широко вытянутых мелких асимметричных складок, наклоненных к югу (см. рис. 3, 4). Еще в 1950 г. нами было отмечено в них увеличение степени сжатия к востоку — к Арагви.

Севернее этой полосы на большое протяжение тянется антиклиналь, в западной части сложенная среднесарматскими отложениями (Громская складка), на востоке — верхнесарматскими слоями (Одзиси-Чопортская складка). Эта антиклиналь надвинута своим южным крылом на полосу выше описанных мелких складок. Севернее же ее, как это видно на рис. 3 и 4, идут моноклинально залегающие слои миоплисена.

Надо полагать, что здесь имеются не менее двух сжатых, опрокинутых к югу складок.

В нескольких словах складки внутренней части северного борта Тирифонской мульды можно охарактеризовать в таком виде: Громская антиклиналь по данным (С. С. Чихелидзе) естественных обнажений имеет крутое южное крыло ($60-80^\circ$) и более пологое северное ($40-50^\circ$).

К югу от Громской антиклинали проходит Икортская синклиналь, севернее крыло которой разорвано и смято надвигом. Ее продолжением служит синклинальная складка, расположенная на территории с. Абреви. Южнее, в окрестностях с. Зардиаант-кари, в миоплиоценовых конгломератах намечается небольшая антиклиналь, быстро погружающаяся у Цхвилос-цихе к востоку.

К югу от Громской складки находится широкая Тирифонская синклиналь, играющая важную роль в строении Тирифонской долины. Ось этой синклинали, по всей вероятности, на западе проходит в полосе сс. Цителубани и Дзевера, т. е. располагается примерно в средней части современной котловины. На востоке же она проходит через с. Квемочала и северную окрестность с. Ламискана.

Северное крыло Тирифонской синклинали осложнено небольшими складками второго порядка.

Параллельно Тирифонской (Квемочальской) складке на юге расположена аналогичная ей Игоетская синклиналь, отделенная от первой короткой Окамской антиклиналью, весьма суженной на территории с. Игоети, как это видно на схематичном изображении берега р. Лехуры, данном на рис. 3.

Игоетская синклиналь, расширяясь к востоку, переходит в крупную Мухранскую синклиналь, расположенную в пределах Мухранской долины.

Тирифонская синклиналь, как и Мухранская, характеризуется пологим падением южного крыла (обычно $20-25^\circ$) и крутым падением северного крыла ($45-60^\circ$ и более), т. е. обе они отличаются морфологическими чертами, свойственными структурам северного борта Тирифоно-Мухранской депрессии. Западная часть Тирифонской синклинали (также как и восточная оконечность Мухранской синклинали, поднима-

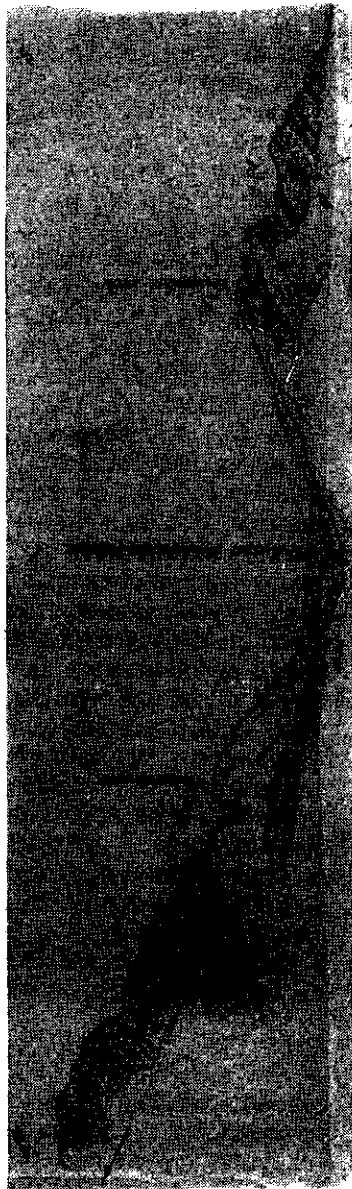


Рис. 4. Схематический разрез мио-плиоцена по р. Ксану

лющаяся к востоку), характеризуется весьма пологим воздыманием оси складки к западу (бассейн р. Проне), в то же время, восточная оконечность Тирифонской синклинали показывает относительно крутое воздымание ее оси в сторону Игоетского поднятия.

Как уже было сказано, Тирифонская и Мухранская синклинали разделяются на территории Игоетского поднятия короткой Окамской антиклиналью. Эта — весьма узкая в окрестностях с. Игоети — складка расширяется к востоку, где она прослежена севернее с. Оками; южное ее крыло вскрыто оросительной канавой на южном склоне горы Шавитке. К западу складка погружается под четвертичный покров долины и замыкается. Не исключена возможность, что на ее продолжении к западу, в южном крыле Тирифонской синклинали, находится другая небольшая короткая антиклинальная складка. Данные бурения дают основание для такого предположения.

Окамская антиклиналь обладает спокойным падением крыльев в окрестностях с. Оками, с углами наклона их в 35—40°. Однако на ее западном продолжении, севернее Игоети, в оросительной канаве замечена интенсивная дислоцированность слоев гартискарской свиты (поставленные «на голову» пласты с загнутыми к северу верхушками).

На самой высокой части междолинного Игоетского поднятия, вблизи развалины Цители-сакдари, в расчистке вскрыты весьма полого падающие (до 10°) в северо-восточные румбы слои суглинков и конгломератов гартискарской свиты. Здесь, по-видимому, с перегибом в рельефе совпадает и перегиб сводовой части складки, погружающейся к западу и востоку. В обнажении у западного ее погружения была отмечена поперечная волнистость этой складки.

Вопрос о миоплиоценовых отложениях, скрытых под четвертичными образованиями равнины, потребует привлечения косвенных соображений, о которых речь будет идти ниже.

Обобщая приведенные данные о тектоническом строении района, мы приходим к выводу, что складчатость описываемой части депрессии выражается как в вытянутых линейных складках, так и коротких складках брахиструктурного типа. Если первые подчинены общекавказской складчатости, то вторые являются уже проявлением покровных структур, развитых на погруженном жестком субстрате.

Принадлежность к Грузинской глыбе не определяет «статичности» этой зоны. Она принимает участие в складкообразовательных процессах и эти процессы не закончились для раскрытых структур района даже в четвертичное время, вызывая их дальнейшее сжатие (А. И. Джанелидзе). На результатах такого позднейшего оформления складчатости района мы и остановимся.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Своеобразие морфологии террас Тирифоно-Мухранской депрессии выражает результат молодых тектонических движений. Поверхности террас, особенно террас поперечных рек, по оси депрессии подвергаются изгибам. Эти поверхности служат своеобразными природными инструментами, регистрирующими направление и интенсивность молодых тектонических процессов.

Прежде всего следует описать весьма существенные для расшифровки природы Тирифонской долины явления, касающиеся морфологии и взаимоотношения террас по северному и южному ее склонам, а также на восточном окончании равнины. Наиболее важными с этой точки зре-

ния являются наблюдения, проведенные в 1953 г. в ущелье Б. Лиахви, на которых необходимо остановиться подробно.

На левом берегу Б. Лиахви, севернее Сталинири, выделяются три надпойменные террасы. Они представлены останцами галечного покрова, покрывающими расположенные на разном уровне ступени коренного склона. Судя по величине их превышения над уровнем поймы, они относятся к I, II и III надпойменным террасам Тирифоно-Мухранской депрессии. Площадка I надпойменной террасы отчетливо выражена, и уступ ее, как обычно для этой террасы, хорошо развит. Однако южнее, у выхода к равнине, он размыт. Останец II надпойменной террасы прослеживается по склону долины Лиахви на расстоянии около 1,0 км к северу от Сталинири. Останец III надпойменной террасы отмечается лишь вдоль уступа платообразной возвышенности, круто обрывающейся к Тирифоно-Салтвисской равнине, вблизи северной оконечности останца II надпойменной террасы. Обнажен он на расстоянии 40—50 м (см. схемат. рис. 5).

Коренной террасированный склон слагают отложения гартискарской толщи миоплиоцена, представленные чередующимися конгломератами и песчанистыми суглинками, с преобладанием первых. Мощность слоев от 3 до 10 м. Конгломераты в основном мелкогалечные, местами со включениями галек среднего размера. Отличаются они сортированностью и состоят из галек песчаника, реже мергеля и известняка, прочно сцементированных псаммитовым, а участками, суглинистым цементом. Конгломераты падают на юг под крутым углом.

В отличие от коренных конгломератов, террасовые галечники высокоих террас плохо отсортированы, они состоят нередко из валунов, беспорядочно расположенных в пласте. Цемент количественно преобладает и представлен средние- и крупнозернистым песчанистым материалом с плохо окатанными зернами. Древнеаллювиальные конгломераты отличаются от коренных конгломератов также и по составу гальки. Наряду с преобладанием галек песчаников и карбонатных пород, в террасовых конгломератах представлены, обычно в виде валунов, свежие андезитобазальты.

Указанное различие террасового и коренного конгломератов относится ко всем трем террасам. По характеру и составу аллювиального покрова последние сходны между собой, отличаясь лишь различной степенью цементированности, которая увеличивается от нижней террасы к верхней.

Взаимоотношение террас в этом районе таково.

Ступень I надпойменной террасы к северу от Сталинири возвышается над поймой на 4—4,5 м, высота коренной подошвы над поймой 1 м. Уклон коренного дна 1:200 (погружение его под отложения Лиахви при выходе последней на равнину было отмечено также и С. С. Чихелидзе).

Уступ II надпойменной террасы возвышается над I террасой на 41—42 м. Толщина ее аллювиального покрова — 3,6 м.

III надпойменная терраса превышает поверхность II террасы на 145—150 м. Мощность террасового конгломерата—2,7 м.

Хорошо сохранившийся покров II надпойменной террасы представлен в нижней части более уплотненным слоем конгломерата, по-видимому за счет отложения грунтовыми водами солей. Верхняя часть менее уплотнена. Общая мощность изменяется от 3,6 м в северной части его выхода до 4,5 м—в южной части, у выхода реки на равнину. Здесь конгломераты террасы перекрыты слоем суглинков мощностью 2 м.

Площадки всех трех террас наклонены к югу: I надпойменная с пологим уклоном 0,005; II—более круто — 0,025 в северной части, уклон усиливается к югу до 0,030, а у выхода в равнину — до 0,034.

В двух-трех сотнях метров южнее выхода ущелья Лиахви в Тирифоно-Салтвисскую долину, II надпойменная терраса, постепенно сближающаяся с поверхностью I надпойменной террасы, сливается с ней на южной окраине Сталинири.

III надпойменная терраса имеет наибольший уклон — 0,1. Небольшая протяженность террасы не позволяет считать эту величину точной, но несомненно, что кривая эрозии этого цикла круче кривой упомянутой II надпойменной террасы.

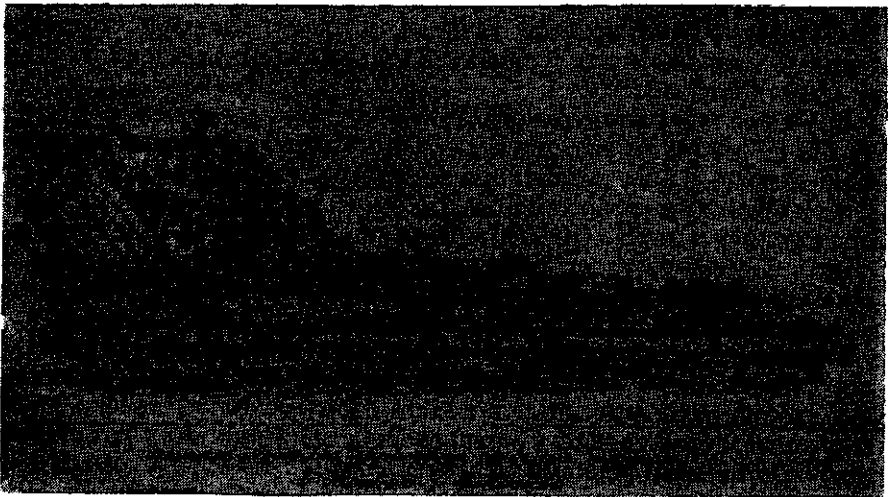


Рис. 5. Схематическая зарисовка слияния террас в долине р. Б. Лиахви. (Римскими цифрами обозначены номера ступеней древних террас по склону долины).

Описанное явление указывает на ослабевающую со временем тенденцию к воздыманию северного борта Тирифоно-Салтвисской котловины. Это поднятие постепенно затухало в сторону последней, где местный базис эрозии сохранял высокое положение. У выхода ущелья Лиахви в широкую долину, на месте слияния подошвы II надпойменной террасы с поверхностью аккумулятивного покрова I надпойменной террасы, относительное поднятие равно нулю. Отсюда к югу II терраса (коренная) погружается под наносы I террасы, как было уже отмечено выше, и изгиб ее поверхности, установленный по материалам бурения, указывает, что рядом с районом вышеописанного поднятия лежит зона погружения. Здесь уже представлена аккумулятивная терраса, погребенная под мощными четвертичными осадками разных циклов эрозии.

Высокий останец террасы на склоне ущелья Лиахви составлял когда-то одно целое с коренным днищем Салтвисской равнины, прикрытым в настоящее время аккумулятивным покровом. Они должны были различаться между собой лишь абсолютными отметками своего положения: первый, будучи расположен выше по течению реки, имел некоторое превышение над вторым. Разница усугублялась тенденцией к прогибанию дна в пределах равнины. В результате прогибания в зоне Ти-

Нельзя не обратить внимания и на следующий факт: ручей Бершоула в нижнем своем течении отличается весьма замедленным, спокойным движением водной струи, однако в устьевой своей части она неожиданно получает большую скорость. Такое различие между поведением Куры и Бершоулы в полосе поднятия можно объяснить лишь с точки зрения характера наложения речной эрозии на участок вертикальных движений. По Бершоуле возможно участок больших скоростей потока лежит по южную сторону поднятия.

Но не является ли это случайным совпадением фактов?

Обратимся к явлениям другого порядка. К югу от Малхазис-цвери по левому берегу Куры обнажается I надпойменная терраса. Коренная часть ее представлена породами среднего и верхнего миоцена, аккумулятивный же покров — галечниками, мощность которых между с. Бебниси и оврагом Зап. Деготи на протяжении более 2 км имеет разные значения. Коренная подошва аллювиальных галечников с северо-запада на юго-восток постепенно снижается, погружаясь под аллювий поймы р. Куры, а затем поднимается к юго-востоку. С. С. Чихелидзе объясняет это явление дугообразным прорезанием р. Курой наклонной к югу поверхности коренной подошвы указанной террасы. Уклон этой подошвы в полосе шириною в 1 км по ряду данных, в том числе и бурения, равен 0,008.

Однако нам кажется, что эта величина превышает возможный эрозионный уклон террасы к реке, а также уклон дна в продольном профиле вышеупомянутой древней поперечной долины. Несомненно, что в этом проявилось влияние молодого поднятия Малхазис-цвери.

Наконец, можно привлечь также наблюдения над разрывами террас вдоль упомянутого разреза по р. Куре.

У восточной окраины с. Бебниси отмечено нарушение, пересекающее как коренные породы террасы, представленные песчаниками среднего миоцена, так и аллювиальный покров. Разрыв проходит по напластованию песчаников при их падении под углом в 60° на северо-восток ($10-20^\circ$).

Восточный блок, как показано на рисунке (рис. 6), опущен на 1,2 м. В лежащем боку взброса галечник плотно прижат к коренным породам, и отдельные гальки вдавливаются в песчаник по неровной поверхности нарушения.

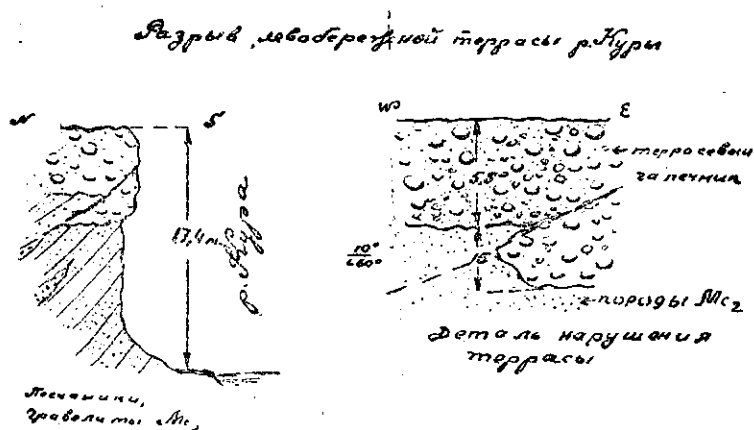
Другой разрыв, пересекающий овраг Большого Деготи, непосредственно не наблюдается, но с ним связано более крупное (порядка 5 м) смещение террасы. На правом берегу этого урочища, вблизи впадения последнего в Куру, в нижней части склона вскрыты голубые песчанистые глины среднего сармата. Они срезаются на высоте 7 м над поймой горизонтальными слоями галечников с прослоями суглинков (мощность 11 м). Однако на левом берегу оврага Б. Деготи коренные породы приподняты над поймой и подошва аллювиальных галечников мощностью около 3 м находится на высоте 12 м над поймой (в условиях небольшой ширины оврага).

По-видимому и эти разрывы связаны с позднейшими вертикальными подвижками в полосе Малхазис-цвери.

Ряд фактов, говорящих в пользу молодых тектонических движений, наблюдается как было уже сказано, на восточной окраине Тирифонской долины, где развиты террасы по берегам поперечной долины реки Лехуры.

II надпойменная правобережная терраса Лехуры, протягивающаяся вдоль этой реки на несколько километров (см. схему — рис. 1), ис-

пытывает изгиб в поперечном направлении: от устья ручья Тортлы на расстоянии 1800 м ее поверхность наклонена к северу — против течения реки. Первые шестьсот метров она имеет уклон $0,015^1$, следующие полкилометра — $0,005$, затем идет выравненная площадка, за которой севернее следует подъем поверхности террасы уже к северу. Уклон более крутой — до $0,02$ (см. рис. 7). В этой же полосе северного крыла изгиба лежит останец террасы в окрестностях с. Карапилы. Поверхность ее наклонена на юго-восток, что ясно заметно издали. Глубина прогиба,



считая от южной оконечности террасы, около 16 м. Южное крыло прогиба лехурской террасы, как иллюстрирует приводимая выше схема (рис. 1), лежит в южном крыле Тирифонской синклинали; ось же изгиба сливается с осью указанной синклинали.

Следуя на восток, в южном крыле прогиба Тирифонской синклинали, мы отмечаем более слабый наклон к северу поверхности I надпойменной террасы между сс. Самтависи и Игоети (уклон $0,004$). Далее на восток в этой же полосе наблюдается аналогичный изгибу Лехурской II надпойменной террасы изгиб поверхности синхроничной террасы под селом Ламискана, вдоль правого берега Ксани. Уклон ее в южном крыле изгиба вначале $0,015$, затем также отмечается выполаживание до $0,010$ — $0,008$ и, после горизонтальной площадки, — наклон уже к югу. Мы видим, что южная часть и этого изгиба поверхности террасы лежит в южном крыле Квемочальской (Тирифонской) синклинали.

В этом же районе отмечается¹ и изгиб поверхности III надпойменной террасы на левом берегу Орчбанис-хеви, между селами Орчосани и Земокури в южном крыле небольшой синклинали складки южнее с. Земокури. Уклон здесь круче — от $0,02$ до $0,05$.

Возникает вопрос — не являются ли видимые изгибы террас следствием поверхностного смыва или овражной эрозии?

Полевые наблюдения показывают, что роль горизонтального смыва временными потоками поверхностей равнин и террас очень мала в современных климатических условиях. Лишь при благоприятном рельефе, в частности в ареале действия оврага или по краям террасы, возможно образование нешироких откосов смыва и неровных поверхностей.

¹ Вес замеры производились полунструментально.

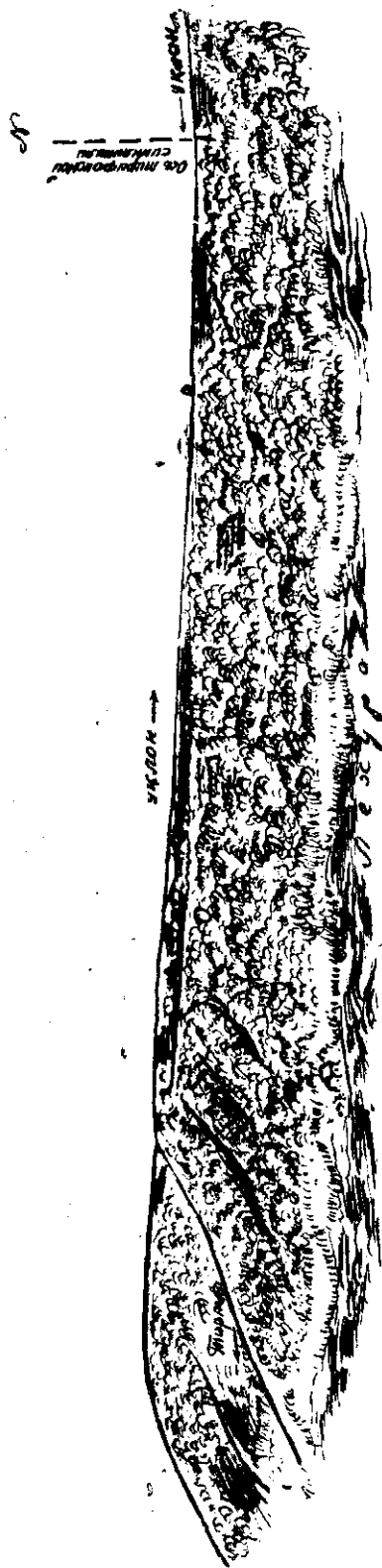


Рис. 7. Южное крыло изгиба поверхности II надпойменной террасы р. Лехури (между сс. Игоети и Самтависи).

которые не имеют никакого сходства с плавно и равномерно изогнутыми поверхностями описанных террас. Тем более трудно связать с поверхностным смывом образование обратных нормальному уклону террасы площадок.

Лишь боковая эрозия рек и овражных потоков способна значительно изменять рельеф террас. Но такая деятельность сводится больше к вертикальному обрезанию и обособлению их в рельефе. Это приводит к образованию высеченных с боков, нередко крупных, останцев древних террас, эрозионный срез которых, или поверхность аккумулятивно-го покрова, уцелели от размыва до настоящего времени.

Описанные здесь террасы нигде не расчленяются глубокой овражной сетью. Несколько незначительных, недавно развившихся, балок врезаются по краям в террасы, но следов их деятельности даже в ближайшей к их врезу части террасового плато не наблюдалось. Более того, балки эти не меняют однообразного падения поверхности, которую они прорезают.

Но наряду с депрессионным изгибом поверхности описанных террас, нами была описана в этом же районе своеобразная поверхность обширной террасы Шавитке (III надпойменная). Она также изогнута, вдоль широтной оси, но антиклинально и с более крутым уклоном поверхности: вблизи к оси уклон равен 0,02 и усиливается до 0,05 и более в крыльях. Вспомним, что терраса Шавитке обрывается к плоскодонной ложбине, эрозионный профиль которой круче обычного (0,03—0,05), причем крутизна его резко возрастает на Игоетском поднятии, где начинается эта ложбина.

На противоположной же стороне Игоетского поднятия — по западной его окраине — мы имеем возможность более точного построения подошвы коренных пород под четвертичными осадками. Вдоль оси долины с востока на запад подошва круто наклонена к западу и на территории между изгибом ручья Тортлы и с. Чители-убани уклон ее равен 0,02; т. е. здесь этот уклон соответствует уклону современного дна описанной выше широкой ложбины, лежащей на оси Мухранской синклинали. Мы видим, что уклон древней эрозионной поверхности в западной части Мухранской долины, с одной стороны, и уклон коренного ложа аллювия в восточной части Тирифонской котловины на участке Игоетского поднятия, с другой, нельзя увязать с эрозионной выработкой профиля при статическом положении коренного дна реки, ввиду большой его крутизны. Следует подчеркнуть, что величина такого уклона почти одного порядка для ряда приведенных здесь случаев.

Как видно на приведенной ранее схеме (рис. 1), вдоль террасы Шавитке протягивается ось Окамской антиклинали, южное крыло которой обнажается по южному склону террасы. Не исключено, что описанный выше изгиб поверхности террасы вызван дальнейшим развитием — «усилением» этой складки в четвертичное время.

Конечно, морфология террас менее надежна, чем данные об изгибах коренного ложа, которые удалось добыть в долине Лиахвы, а еще раньше, по Арагве [6], однако пополнение соответствующих данных не допускают природные условия обнаженности. Тем не менее в целом ряде фактов можно отыскать нить взаимосвязей, которой я пытаюсь воспользоваться, чтобы представить развитие долины в недавнем прошлом.

Как было показано ранее, для строения района характерна покровная складчатость с ее широкими и плоскими синклиналиями и узкими

антиклиналями. Причиной вертикальных подвижек, как указывалось, могло служить сжатие раскрытых складок. Четвертичная тектоника района обусловила погружение вдоль осей Тирифонской и Мухранской синклиналей, что, в свою очередь, создавало специфическую обстановку для выработки реками соответствующей морфологии долин. Но вертикальные подвижки не исчерпали себя и в позднейшее время; накладываясь с постепенно ослабевающей интенсивностью на прежние формы рельефа, они не только могли привести к его небольшим изменениям (типа изгибов поверхностей террас), но и способны были стать причиной значительных преобразований рельефа.

Мухранская и Тирифонская синклинали не продолжают друг друга непосредственно, хотя морфологически котловины и расположены на одной линии. Оси этих структур, будучи параллельными, у замыкания этих складок на участке с Игоети смещены друг относительно друга (см. рис. 1). Быть может это обстоятельство легло в основу своеобразного характера Игоетского поднятия: разделяющая обе указанные синклинали короткая Окамская антиклиналь весьма сужена в месте соприкосновения последних, будучи как бы сдавлена ими. Несомненно, такое положение между двумя развивающимися по обе стороны складками должно было отразиться на ее морфологии. В окрестностях с. Игоети, там где Окамская антиклиналь испытывала наибольшее сжатие соседних мульд, могла проявиться тенденция к наибольшему воздыманию. И действительно, на самом высоком участке этого района конгломераты гартискарской свиты имеют близкое к горизонтальному залегание. Окамская складка погружается по простиранию как к западу, так и к востоку, обнаруживая по краям Игоетского поднятия поперечную волнистость. По-видимому, на западе, на продолжении Окамской антиклинали, проявляется аналогичная небольшая антиклинальная складка. В подвижки, которым подверглись складки на территории Игоети, не могли быть не вовлечены также остальные части района: на востоке вертикальные движения отразились в морфологии поверхности террасы Шавитке, на западе они выразились в поднятии небольшой антиклинали, лежащей на продолжении Окамской складки в южном крыле Тирифонской синклинали (полоса Бербуки-Малхазис-цвери).

Все сказанное позволяет рассматривать обособление двух, морфологически связанных, котловин Тирифонской и Мухранской, как событие недавнего прошлого, быть может проявившееся во время формирования I надпойменной террасы.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ О РАЗВИТИИ РАЙОНА

В нескольких штрихах постараюсь нарисовать картину развития рельефа Тирифоно-Салтвисской равнины в четвертичное время на основании изложенного в настоящей статье материала.

Морфология Тирифоно-Салтвисской равнины вырабатывалась системой рек. В ее западной части основную деятельность развивала меридионально протекавшая предшественница современной Лиахви. Следы былой ее работы сохранились как на северной, так и южной окраинах депрессии. Палеолиахви соединялась с Палеокурой значительно севернее современного русла последней. Иными словами Палеокура четвертичного времени заходила на территорию Налиахвари и здесь, изгибаясь, вливалась в окрестностях Гори в современную долину, как это отмечает и Ш. Цховребашвили [8].

Поднятие в полосе Малхазис-цвери заставляло отступать Куру к югу и вместе с ней оттягивалось устье ее притока—Лиахви. Возможно с отступанием на юг и оставлением старого русла связано увеличение мощности террасовых отложений в разрезе левого берега Куры (между с. Бебниси и уроч. З. Деготи). Но барьер проходил поперек пути Лиахви, что затрудняло ее продвижение и возможно вызывало образование временных запруд. Более активный приток Куры к востоку от Лиахви, углублявший свое верховье, врезываясь в тот же, поднимавшийся к северу от него, барьер, мог перехватить Лиахву и изменить место слияния ее с Курой. Это должно было произойти после формирования II надпойменной террасы.

Иначе развивалась восточная часть Тирифонской долины, которая была непосредственно связана с Мухранской котловиной. Вытянутость террас в юго-восточном направлении и постепенное убывание в том же направлении их высот, заставляет думать, что эта часть равнины выработана рекой, начинавшейся западнее Лехуры, быть может Палеомеджудой. Она текла на юго-восток, параллельно Куре, собирая в себя левые ее притоки—Лехуру, Ксани, Нареквави,—и соединяясь на востоке с Арагвой.

Относительно суженные древние террасы на территории с. Игоети указывают на издавна присущую ей тенденцию поднятия: рекой проплевалась здесь узкая долина. После отложения II надпойменной террасы характер речной деятельности существенно изменился, вероятно в определенный момент усиления степени поднятия Игоетской перемычки. Здесь река,—либо не сумев справиться с преградой, переместила свое русло, либо она была перехвачена одним из молодых притоков Лиахви или Куры, развивавшим в своем верховье эрозионную деятельность, усиленную на участке Игоетского поднятия.

Ясно только, что развитие поперечных рек, меридионально пересекающих Тирифонскую равнину, связано с наиболее поздним временем формирования террас, вероятно после образования II надпойменной террасы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варенцов М. И., Геологическое строение западной части Куринской депрессии, Издательство АН СССР, 1950.
2. Гамкредидзе П. Д., Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины, Труды Геологического института, геол. сер., т. VII (XII), 1953.
3. Джанелидзе А. И., Проблема Грузинской глыбы, Сообщения Академии Наук СССР, т. III, № 1 и 2, 1942.
4. Джанелидзе А. И., Территория Грузии в системе Альпийского орогенеза, Труды Геологического института, геол. сер. т. VII (XII), 1953.
5. Канделаки Н. А., О генезисе Сталинирских мергелей, Сообщения Академии наук СССР, т. III, № 6, 1942.
6. Когошвили Л. В., К вопросу о молодых тектонических движениях в связи с происхождением Мухранской долины, Сообщения Академии наук СССР, т. XII, № 5, 1954.
7. Когошвили Л. В., Опыт изучения конгломератов в Тирифоно-Мухранской депрессии, Сообщения Академии наук СССР, т. XVII, № 3, 1956.
8. Цховребашвили Ш., Геоморфологические наблюдения в окрестностях г. Гори. Труды Тбилисского Гос. Университета им. Сталина, № 52, 1954.

С. С. ЧИХЕЛИДЗЕ

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ТБИЛИССКИХ ТЕРМ

В статье рассматривается вопрос формирования старых Тбилисских терм на основе анализа их химической природы и гидрохимических, геолого-исторических и гидродинамических условий окружающего их региона.

Автор отрицая ювенильное происхождение указанных терм, приходит к выводу о формировании их в меловых известняках, причем областью питания считает район обнажения последних в бассейне рр. Алгети и Храми.

На путях естественной разгрузки термальная вода, поднимающаяся с глубины около 1500 м, находится в сложном динамическом и физико-химическом взаимоотношении с подземными водами иного состава надмеловых толщ.

I. ОБЩАЯ ЧАСТЬ

История исследований

Прежде чем приступить к рассмотрению основного вопроса настоящей статьи, необходимо будет охарактеризовать в самых общих чертах гидрогеологические условия и современное состояние рассматриваемого объекта. Это тем более необходимо, что после 1911 г. в литературе почти не имеется опубликованных данных по гидрогеологии Тбилисских терм, тогда как в результате систематических буровых работ с 1931 г. по сегодняшний день в жизни источников произошли большие изменения. Значительная часть их иссякла, зато функционируют буровые скважины, заметно увеличившие общие ресурсы термальной воды.¹

Тбилисские горячие серные воды известны с древних времен. Предание им приписывает решающую роль в основании города. Во всяком случае название Тбилиси (по старому Тпилиси) несомненно обус-

¹ Начиная с 1934 г., почти до 1952 г., автору приходилось быть в тесном контакте с работами на Тбилисских термах, вначале как руководителю гидрогеологического сектора Института Курортологии, а после как непосредственному участнику по сводке накопленных материалов (1943 г.), консультанту по проектированию новых буровых и их проведению (1944—1947 гг., 1951 г.) и т. п.

В результате близкого знакомства с фактическими данными по этим водам появилась возможность рассмотрения вопроса их формирования, включенного Институтом в план тематических работ 1951—52 г.

Работа, составленная в 1952 г., перед сдачей в издательство (X-1955 г.) подверглась некоторому сокращению и переработке с использованием, по мере возможности, новых данных, с оставлением, однако, без изменения основных ее выводов.

ловлено именно этими водами: тбили на грузинском языке означает теплый.

В сочинениях старых географов и путешественников, посещавших Тбилиси, всегда находим в том или ином объеме описание серных источников, пользующихся большой популярностью среди населения города. Красочно описал их в свое время грузинский географ Вахушти (XVIII в.). Но первое научное исследование Тбилисских минеральных источников, выразившееся в химическом анализе воды, относится уже к 1829 г. (доктор Паррот).

В 1866—1868 гг. Тбилисские термы изучал академик Абиш, в работе которого [1] впервые было дано детальное гидрогеологическое описание всех имевшихся тогда выходов термальных вод с обозначением отдельных источников буквами латинского алфавита, выражавшими обычно инициалы владельца.

Трактовка общегеологического строения района термальных источников и условий их происхождения, данная Абишом, в настоящее время не выдерживает критики, но все же работа его не теряет интереса в виду содержания ценных фактических данных по дебиту источников, их составу, условиям выхода воды и т. п. Общий дебит минеральной воды был определен им около 1500 000 л/сутки.

Абиш тогда же указал на высокую ценность Тбилисских термальных вод, отметив наличие всех природных возможностей для их лечебного использования.

В 1907 г. выносится правительственное постановление о признании за Тбилисскими термами общественного значения. В связи с этим, для установления округа охраны источников бывш. Кавк. Горным управлением было решено произвести общее обследование района источников, выполненное в 1911 г. Конюшевским и Кругом [2].

В работе Конюшевского сравнительно уточнены геологические условия района источников и физико-химические свойства последних. Вместе с тем даны ценные сведения о ресурсах и режиме источников в тот период. Автором высказаны интересные соображения о генезисе Тбилисских терм и о возможности выявления новых ресурсов воды. Суммарный дебит всех источников по замерам Конюшевского выражался тогда цифрой около 1 400 000 л/сутки.

Вопрос о создании в Тбилиси бальнеологического курорта получил реальное разрешение после установления в Грузии Советской власти.

В 1931 г. Тифсовет постановил создать на базе Тбилисских термальных вод бальнеологический курорт, в связи с чем бывшему Зак. Геолого-разведочному тресту было поручено производство детальных гидрогеологических работ для выявления дополнительных ресурсов и изучения физико-химических свойств, а также режима минеральной воды.

В результате их двумя скважинами, проведенными к востоку от центрального участка термальных источников (скв. № 1 и № 2), общие ресурсы минеральной воды были увеличены приблизительно на 40%.

Вскоре на базе этих буровых было выстроено крупное бальнеологическое здание, пущенное в эксплуатацию в 1936 г.

В период 1934—1944 гг. исследовательские работы ограничивались режимными наблюдениями и некоторыми опытными работами. Был проведен также каптаж буровой № 1. Проводились работы с некоторыми перерывами, вначале Институтом Курортологии Главкурупра Грузии, затем Грузинским Геологическим Управлением, а после (до 1942 г.) — непосредственно бальнеологическим курортом Здравствела Тбилисо-

вета. С 1942 г. работы ведутся опять Институтом Курортологии. Организована постоянная наблюдательная станция.

За 1945—47 гг. по поручению Тбилсовета был проведен Институтом Курортологии второй этап буровых работ (Ф. Мелива и Н. Тарасшвили; консультант С. Чихелидзе). Целью их являлся захват воды на глубине и сосредоточение в нескольких пунктах всех ресурсов минеральной воды, все еще раздробленных на многочисленные отдельные выходы.

Было пробурено пять скважин глубиной от 100 до 250 м, из них 4 на центральном участке, а 1 (№ 6) к востоку, приблизительно в 250—300 метрах от буровой № 2.

Значительная часть старых источников после этих буровых работ полностью иссякла. Остальные же сократили свой дебит в той или иной степени. К 1953 г. их удельная роль в общем суммарном дебите терм составляла не более 10%.

В 1952 г. трест «Кавказуглегеология» (возглавляемый И. В. Бакрадзе) приступил в пределах города к глубокому бурению с целью выявления горячих вод для их промышленного использования. Одна из первых скважин (запроектированная при участии автора) проведена недалеко от главного участка термальных вод. Ввиду отрицательного уровня воды в ней, вывод осуществлен штольной, заданной со стороны Дабаханского ущелья. Из других глубоких скважин, по сообщению главного геолога работ Ш. Р. Чубинидзе, воду с температурой в пределах 40—50°, по составу аналогичную с старыми термами, дали буровые на набережной между мостами им. Маркса и Сталина.

Глубокое бурение после его завершения и обработки материалов, очевидно, даст возможность значительно уточнить наши представления о гидрогеологии и гидрогеохимии палеогеновых толщ, слагающих район города Тбилиси, и вместе с тем внести большую ясность в вопрос формирования Тбилисских терм.

Геологическое строение района терм

В результате работ ряда исследователей геология района Тбилиси в настоящее время изучена достаточно детально.

Выходы термальной воды приурочены к туфогенной свите, возраст которой установлен И. В. Качарава как среднеэоценовый [3].

Состав данной толщи изменчив. Состоит она из туфогенных мелко- и грубозернистых песчаников, серых зеленоватых окварцованных сланцев (аргиллитов), темных битуминозных сланцев и своеобразных грубообломочных туфобрекчий, получивших от Абиха название «конгломераты запутанного напластования»². Последние занимают верхнюю часть толщи. Рельефно представлены они в районе источников, занимая здесь Таборскую (Сейдабадскую) возвышенность, Нарикала (участок с развалинами древней крепости), левый обрывистый берег Куры под Метехским замком и т. д. Значительная часть Телетского хребта также сложена этими грубообломоч-

² Своеобразная природа этих пород возбуждает большой интерес. И. В. Качарава объяснил их образование подводными оползнями, П. Д. Гамкрелидзе же связывает их с вулканическим процессом. Освещению генезиса указанных пород с их детальным описанием посвящена недавно опубликованная в трудах Геологического института АН СССР (т. VIII (XIII), 1955г.) статья А. И. Джанелидзе, Н. И. Схиртладзе и М. М. Рубинштейна. Авторы приписывают происхождение этих пород цунаму.

ными туфогенными брекчиями. Хорошие разрезы указанной толщи, помимо р. Куры, дают речки Легвтахеви (Дабахана) и Крцанисисхеви.

Нижняя часть среднеэоценовой толщи носит название «дабаханская свита». Общая мощность формации равна около 300—400 м.

Породы древнее дабаханской свиты обнажены лишь к западу от с. Табахмела. Представлены они зеленовато-серыми мергелями и чередующимися с ними плотными известковистыми песчаниками (нижнеэоценовый флиш).

Кверху туфогенная свита согласно сменяется мощной песчано-глинистой толщей (мамадавитской свитой—по И. В. Качарава), представленной чередованием гипсоносных сланцев, тонкослоистых песчаников и сравнительно толстослоистых, иногда туфогенных, песчаников.

Указанная толща занимает значительную часть района Тбилиси. Ею сложены возвышенности Мтацминда, Коджори — Удзо, Цхнети, Сабуртало—Дигоми и т. д. По возрасту она относится к верхнему эоцену. Верхняя часть толщи возможно охватывает и часть олигоцена.

Таким же постепенным переходом за мамадавитской свитой следуют майкопские сланцеватые глины с залегающими среди них мелко- и среднезернистыми песчаниками.

На майкопскую свиту в районе Мцхета—Норио несогласно налегают песчаники и конгломераты с прослоями глин, принадлежащие к среднему миоцену.

Послетретичные отложения представлены речными, озерными и делювиальными наносами, имеющими иногда значительную мощность. Широко развиты древние террасы Куры, играющие в морфологии левобережья реки основную роль. Озерные отложения и мощные делювиальные наносы известны в долине р. Вере.

Вулканические породы в районе Тбилиси встречаются лишь в виде более или менее крупных глыбовых включений и останцев древних покровов в туфогенной свите. Обнажены они в окрестностях Согандуги, Шавнабада и Короглис-цихе. По составу принадлежат к андезитам и андезито-дацитам [4].

Тектоника района Тбилисских терм характеризуется широтными складками покровного типа с небольшими нарушениями сбросового и взбросового характера. Выделяются антиклинали: телетская, таборская (сейдабадская), лисская и синклинали — крцанисская и сабурталинская [3, 5].

Выходы минеральной воды расположены на северном крыле таборской антиклинали. Складка эта, как и соседняя телетская антиклиналь, характеризуется широким сводом и наклонной, погружающейся на восток, осью. Она хорошо фиксируется в рельефе местности в виде высокой возвышенности, нависающей справа над долиной Куры.

В районе источников направление падения слоев меняется от СВ 10° до СВ 50° с углом падения в пределах от 10°—15° до 30°—35°. На крыльях складки обнаруживаются мелкие разрывы.

Породы разбиты вертикальными трещинами, главнейшие из которых укладываются в две системы. Простираение первой примерно совпадает с направлением падения слоистости, направление же второй системы, приближаясь к широтному, почти перпендикулярно к первой. Наблюдаются также трещины, пересекающие диагонально указанные системы.

Трещины, в особенности крупные, обычно заполнены кальцитом (редко в сопровождении в небольшом количестве цеолитов). Жилы эти

представляют продукт прежней деятельности термальных вод. Выделение минеральных веществ в источниках наблюдается иногда и теперь. Весьма показательной в этом отношении является одна из буровых, — № 5, вода которой за год отлагала в верхней части обсадных труб слой кальцита мощностью до 1 см.

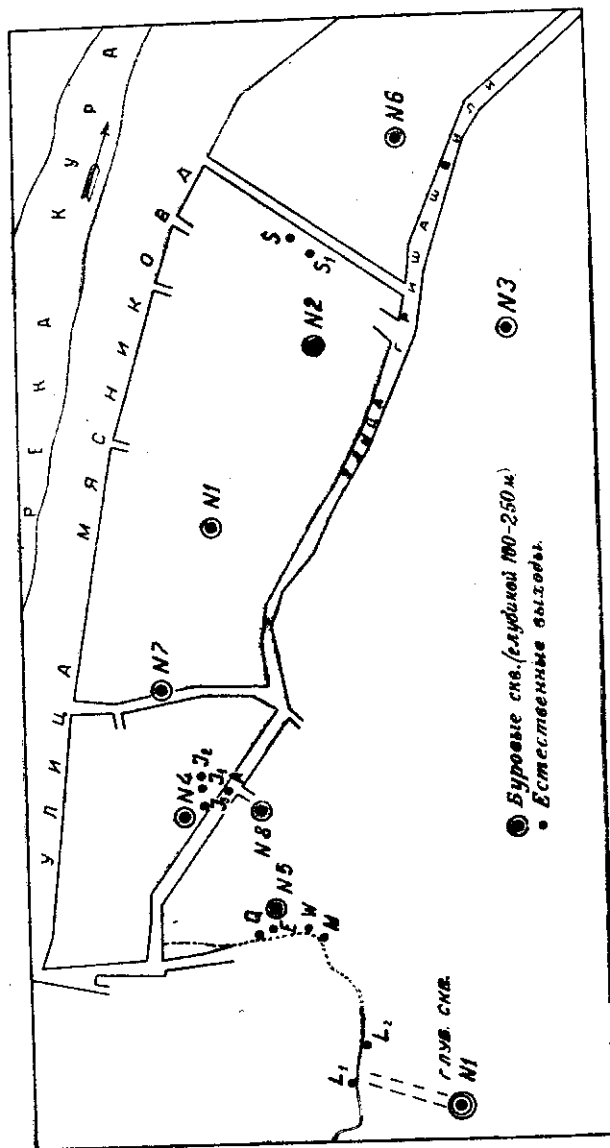


Рис. 1. Схематический план участка старых Тбилисских терм.

Мощность жильных образований изменяется в широких пределах от миллиметра до одного метра, иногда и больше. Одна такая крупная жила имеется на левом берегу Куры в отвесной скале выше бани «Гогило». Здесь под действием современных поверхностных вод часть жильного заполнения выщелочена, в результате чего образовалась широкая зияющая трещина.

Выходы термальных вод

Естественные выходы Тбилисских терм были сосредоточены в основном на определенной ограниченной площади правобережья и русла р. Легвтахеви. Назовем ее центральным участком минеральных вод («термальный пояс» по Абиху). В плане участок этот имеет вид приблизительно эллипса, длинная ось которого вытянута в направлении СВ—ЮЗ.

В тектоническом отношении центральный участок, как указывалось выше, приходится на приосевую часть северного крыла таборской антиклинали.

До начала буровых работ здесь насчитывалось около 40 отдельных источников, каптированных бассейнами, штольнями, колодцами и т. п. Все наиболее высокотемпературные источники приурочены именно к данному участку.

Вне центрального участка было известно только 7 источников; из них 2 на левой стороне Куры (Гогило и быв. Читаховский), а остальные—на правой. После буровых работ все эти источники, за исключением Гогило и ист. S, почти полностью иссякли.

Точно также, на центральном участке под влиянием буровых скважин часть источников полностью пересохла, а остальные понизили дебит в той или иной степени.

Источники все приурочены к трещинам в коренных породах.

В настоящее время на участке терм имеется 8 действующих буровых скважин и около 10 старых источников³. Из них 2 скважины (№ 2 и № 6) и 2 источника находятся несколько в стороне от центрального участка, а остальные на центральном (рис. 1).

Абсолютная высота истечения воды колеблется в пределах 390—410 м над уровнем моря.

Буровая № 1 находится на территории бальнеологического здания, около юго-восточного его угла. Проведена в 1932 г. В 1937 г. Институтом Курортологии скважина была переоборудована в эксплуатационную (инж. С. Ю. Метревели). Каптирована толстостенными трубами, зацементированными на глубину около 21 м.

Скважина наклонная. Глубина ее 116 м. Конечный диаметр 65 мм.

Вода в основном получена на интервале 24—43 м.

Температура воды в первые годы равнялась 39,5°C, а затем независимо от режима дебита она постепенно упала до 35°.

Буровая № 2 проведена вслед за скважиной № 1 в 1932—33 гг.; находится к востоку в 150 м от нее. Глубина 104 м. Тоже наклонная. Начальный диаметр 101 мм, а конечный—65 мм.

Водоносные трещины пересечены на интервале глубины от 35 м до 75 м. Температура воды 43°.

Буровая № 4 заложена в центральном участке на северной стороне улицы Гришашвили напротив бани № 10. Проведена в 1945 г. Глубина скважины около 114 м. Она наклонная. Вода получена на глубине 39—55 м. Температура воды в настоящее время около 43°.

³ Главнейшие данные о них сведены в таблицу 1.

⁴ Интересно отметить, что специально проведенная в 1954 г. Грузинской экспедицией треста «Союзкаптажминвод» рядом со скважиной (всего в 5,2 м к западу от нее) вертикальная каптажная скважина, несмотря на глубину 300 м, оказалась почти сухой. По-видимому, в данном случае вертикальность скважины и отклонение от водоносного интервала старой буровой сыграли решающую роль.

Таблица 1

Наименование источника	Глубина скважины м	Наклон скважины	Интервал получения воды	Высота над уровнем моря м		Темпер. С°	Общая минерализация мг/л	Дебит тысяч л/сутки
				истечения	первонач. напора			
Буровая скваж. № 1	116	Ю 182°, < 62°	24—43	401	424	35,5	430—460	110
" № 2	104	" 180° " < 75°	35—75	410	"	42,8	400—430	140
" № 4	114	" " < 75°	39—55	404	420	43,6	330—350	80
" № 5	100	" " < 75°	17—25	399,5	"	42—41*	400—450*	прекр. 15/XI 1953 г.
" № 6	251	вертикаль.	40—140	402	"	29	440—420	170
" № 7	153	ЮВ 120, < 75°	58—76	404	"	37,5	540—570	130
" № 8	132	вертикаль.	41—82	410	"	45,8	290—310	500
" № 1	1245	"	350—1090	410	426	47	270—300	1100
Глубокая	—	"	—	404	—	44	340—390	70
Источник А	—	"	—	395	—	35	350—440	25
" В	—	"	—	402	—	41	320—340	30
" W	—	"	—	400	—	38—40	320	20
" E+Q	—	"	—	393	—	41—39	400	10
" J ₃	—	"	—	394 и 395	—	35—33	500	10
" J ₁ +J ₂	—	"	—	397 и 403	—	26—28	1000	20
" S+S ₁	—	"	—	—	—	—	—	—

* По данным до прекращения самозлива.

Буровая № 5 проведена в 1945—46 г. Находится напротив бани № 8 на правом берегу р. Легвтахеви. Скважина наклонная. Глубина ее 100 м. Вода получена на интервале 17—25 м. Дебит вначале достигал 1 500 000 л/сутки, но впоследствии сильно сократился. Температура воды снизилась с 45° до 42°. Претерпел изменения и химический состав. Скважина эта оказала в свое время сильное влияние на предыдущие буровые и источники. Характерно интенсивное выделение кальцита на стенках обсадных труб⁵.

Буровая № 6 находится к востоку от скважины № 2, в 250 метрах от нее. Проведена в 1946—47 г. Скважина вертикальная. Глубина ее 251 м. При бурении приток воды начался с глубины 40 м и достиг максимальной величины, такого же порядка как в бур. № 1, на глубине 140 м. Впоследствии дебит также сильно упал, составляя в 1955 г. не более 10% первоначального расхода. Характерно, что изменение температуры за этот же период произошло в обратную сторону: с 25° она постепенно повысилась до 29°. Большие изменения претерпела и степень минерализации воды. Вообще же по химическому составу буровая эта в первое время заметно отличалась от других (см. ниже).

Буровая № 7 находится в 100 метрах к юго-западу от бальнеологического здания. Имеет глубину 153 м. Скважина наклонная. Вода получена на интервале 58—76 м. Температура воды вначале была 41°, а потом снизилась до 37,5°.

Буровая № 8, проведенная в 1947 г. последней, находится на сравнительно высоком месте, во дворе бани № 10. Она вертикальная. Имеет глубину 132 м. Водоносные трещины вскрыты на интервале 41—82 м. Дебит оказался исключительно устойчивым, — он не только не понизился против первоначального, а наоборот, — даже заметно увеличился. Температура воды около 46°.

Впоследствии в 1954 г. скважина была заменена новой, проведенной с каптажной целью, буровой скважиной глубиной 100 м. Физико-химические показатели и дебит остались без изменения.

Буровая скважина, проведенная в 1952 г. трестом «Кавказуглегеология», находится к ЮЗ от скв. № 8 в 300 м от нее. По данным руководителя работ Ш. Р. Чубинидзе глубина скважины 1245 м. Отметка устья 439 м. Скважина ниже 505 м пробурена в нижнеэоценовом флише.

Основными водоносными интервалами считаются глубины 350 — 370, 700—750 и 1090 м.

Уровень напора равен 426 м (над уровнем моря). Для получения самоизлива, как указывалось, в 1954 г. к скважине была подведена со стороны р. Легвтахеви штольня. Вода пущена на отметке 410 м. По составу и температуре она почти аналогична воде буровой № 8⁶.

Из существующих источников наиболее крупным является источник А — с температурой 44°, находящийся между буровыми № 4 и № 8. Затем следуют источники М, W, E, Q, I₃, I₁, I₂ и др.

⁵ В последнее время, отчасти из-за закрытия просвета труб кальцитом, а отчасти вследствие влияния других буровых, бур. № 5 не функционирует.

⁶ Пуск воды из данной буровой резко повысил общий суммарный расход Тбилисских терм. Однако, как и следовало ожидать, он вызвал нарушение динамического равновесия месторождения. Началось изменение в той или иной степени дебита других выходов. Вместе с тем, стал понижаться отчасти и дебит новой. К концу 1955 г. стабильность расхода все еще нельзя считать установленной. На долю глубокой скважины приходится в данное время около 50% всех ресурсов воды, равных приблизительно 2 400 000 л в сутки.

Следует отметить, что все буровые имеют между собою более или менее тесную динамическую связь, ярко проявляющуюся во взаимном влиянии их расходов в процессе производства буровых работ.

Перечисленные буровые скважины дают около 90% всех ресурсов лечебной воды, выявленных к настоящему времени в пределах участка собственно старых источников. На долю все еще функционирующей части источников приходится не более 8—10%.

Из общих ресурсов воды приблизительно 65% приходится на выходы с температурой в пределах 40°—48°, 20% — на воды с температурой 35°—40°, а остальные 15% падают на сравнительно низкотемпературные (т. ниже 35°) выходы.

Максимальную температуру (43°—47°) имеют скважины № 2, № 4, № 8, глубокая № 1 и источник А. Наименьшая температура (26—29°) наблюдается в буровой № 6 и источнике Гогило. В остальных выходах температура колеблется главным образом в пределах 36°—42°.

Глубокими буровыми скважинами, по-видимому, удастся поднять температуру воды и выше 47°.

Химический состав Тбилисских терм

К настоящему времени в результате систематических наблюдений и анализов за многие годы накопился большой материал по режиму, в частности по химическому составу Тбилисских терм. Детальное рассмотрение его не входит в нашу задачу. Оно представляет собою самостоятельную тему. Ограничимся лишь общими данными, необходимыми в аспекте стоящего перед нами вопроса.

Химический состав Тбилисских терм показывает сложную картину. С одной стороны наблюдаются вариации в содержании основных компонентов по отдельным выходам, с другой же — замечаются в одних и тех же выходах изменения состава во времени. В последнем случае, видимо, некоторую роль играют нарушения режима, обусловленные буровыми работами.

Наибольшее разнообразие, как по степени общей минерализации, так и по соотношению компонентов солевого состава, показывают низкотемпературные представители. В некоторых из них, по-видимому, имеет место подмешивание поверхностных вод.

Достаточно показательны в этом отношении приводимые ниже сводные таблицы 1933, 1947 и 1951 гг. (табл. 2, 3, и 4). Для правильного суждения о сравнительном составе вод берем по возможности результаты анализов одновременных проб.

В таблицах показан ионный состав в миллиграммах и мг-эквивалентах на литр воды. Проценты эквивалентов не приводятся, так как сульфид-ион (HS') не всегда определен, вследствие чего процентные соотношения ионов не будут вполне показательными для освещения сравнительного состава и его режима.

Вода источника, фигурирующего в таблицах под № 14, является водой явно неглубокой циркуляции. Источник этот находится в близком соседстве с минеральными источниками. Включаем его в таблицу для сравнения состава термальных вод с пресными.

Для лучшего понимания химизма Тбилисских терм и наглядности разницы в составе отдельных выходов, а также их изменений во времени, пересчитываем вышеприведенные анализы для главнейших объ-

ектов в солевую форму по миллиграмм-эквивалентам⁷. Результаты сведены в таблицу 5. Цифры для компонентов солевого состава в ней выражают: первая — сумму мг-эквивалентов ионов, составляющих данную соль, а вторая — ее процент от общей суммы мг-эквивалентов.

Анализы ясно показывают, что, как отмечалось, во-первых состав источников, даже близко расположенных и одинаковых по температуре, всегда различается в некоторой степени друг от друга и, во-вторых — состав этот претерпевает заметные изменения во времени. При этом колеблется, как общая концентрация солей, так и соотношение отдельных компонентов солевого состава.

Рассмотрим каково различие между отдельными источниками и насколько оно выдержано.

По анализам последних месяцев 1933 г. (т. 2), произведенным по заданию разведочной партии Р. Д. Купцисом, все высокотемпературные источники с t 39° и выше, в том числе и уже имевшиеся тогда буровые № 1 и № 2, составляли одну группу, для которой были характерны: общая минерализация в пределах 280—360 мг (7—9 мг-эквив.), содержание хлор-иона 54—69 мг, сульфата в пределах 10—42 мг и карбоната ($\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$) — от 67 до 110 мг; колебание щелочей наблюдалось в пределах 65—100 мг, магний не превышал 1 мг, а ионы кальция присутствовали в количестве 4—11 мг. Общее количество сульфидной серы (вся титруемая сера) обычно равнялось 8—15 мг, лишь в некоторых источниках замечалось оно несколько ниже (ист. Q).

Источники S и S' с температурой около 37° показывали более высокую минерализацию. Повышение минерализации в них наблюдалось за счет хлоридов и карбонатов. Источник Гогило, температура которого тогда была 32°, показывал минерализацию еще более высокую, — почти в 2 раза большую, чем первые. При этом и в данном случае имело место увеличение содержания лишь хлоридов и карбонатов, в особенности первых.

Весьма характерным для вод всех источников и буровых является

отношение $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}}$. В 1933 г. оно во всех водах было больше 1. Так

что, несмотря на различия в степени минерализации и отчасти в соотношении основных компонентов, общей чертой всех вод в 1933 г. являлось наличие в них соды. Во всех случаях сульфат-ион, при его сравнительно небольшой роли, связывался только с натрием. Щелочные земли фигурировали лишь исключительно в виде углекислых соединений.

Только источник № 14 представлял тогда исключение. При $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}} < 1$ и, следовательно, отсутствии соды, значительная роль в его составе принадлежала сернокислым солям кальция и натрия.

По данным наблюдений и анализов за период 1934—1944 гг.⁸ такой характер терм в общих чертах выдерживался стойко до буровых работ второй стадии, хотя за этот период состав воды отдельных объектов и претерпевал довольно значительные колебания.

После буровых работ 1945—1947 гг. в составе вод старых буровых скважин и оставшихся источников произошли более или менее заметные изменения. Они выразились в общем повышении роли сульфатных соединений. Вместе с тем повысилась и общая минерализация.

⁷ Комбинируем эквиваленты ионов по принципу Фрезениуса.

⁸ Для краткости, этих данных не приводим.

Таблица 2, 1933 г. (Р. Д. Купшис)

Название источника	Общая минерал.		Cl'		SO ₄ ''		HCO ₃ '		CO ₃ ''		Na+K		Mg''		Ca''		SiO ₂	Al ₂ O ₃	S (общая типр.) мг/л	Na' / Cl'+SO ₄ ''	
	мг/л	Σмг-экв. мг/л	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	мг/л	мг/л			
																					мг/л экв.
Бур. скв. № 1	39	8,8	58	1,65	15	0,3	96	1,6	17	0,6	94	4,1	1	0,1	4	0,2	40	4	15	2,1	
" № 2	42	8,2	69	1,9	10	0,2	81	1,3	13	0,4	86	3,7	1	0,1	4	0,2	45	2	11,5	1,8	
Источник А	46	358	9,3	1,6	42	0,9	91	1,5	13	0,4	99	4,3	0,5	0,04	5	0,3	40	1	10	1,7	
" В	46	305	8,3	1,6	11	0,2	90	1,5	15	0,5	89	3,9	0,4	—	5	0,3	21	5	9	2,2	
" С	46	375	9,5	1,5	43	0,9	91	1,5	17	0,6	92	4	1	0,1	12	0,6	51	3	8	1,7	
" Д	45	355	8,7	1,6	34	0,7	98	1,6	5	0,2	94	4,1	1	0,07	4	0,2	46	1	10	1,8	
" Е	44	280	6,8	1,5	11	0,2	83	1,4	5	0,2	65	2,8	0,4	—	11	0,55	44	2	8	1,7	
" Q	41	295	7,3	1,6	42	0,9	64	1,05	3	0,1	73	3,2	1	0,08	9	0,4	43	1	12	1,3	
" Д	40	331	8,6	1,6	9	0,2	98	1,6	10	0,3	95	4,1	0,4	—	4	0,2	38	1	8	2,3	
" N	42	308	7,5	1,5	31	0,6	74	1,2	3	0,1	80	3,5	0,4	—	4	0,2	47	1	4	1,7	
" J ₂	41	357	8,8	1,6	41	0,8	110	1,8	3	0,1	88	3,8	1	0,1	9	0,45	43	1	13	1,6	
" S	37	434	11,1	2,4	29	0,6	138	2,3	—	—	116	5,1	0,7	0,06	9	0,45	43	3	14	1,7	
" S ₁	37	415	10,5	2,4	57	1,2	116	1,9	—	—	109	4,7	0,9	0,08	9	0,4	41	4	15	1,6	
" K+K ₁	36	519	13,3	2	132	2,7	104	1,7	—	—	114	5	0,9	0,3	26	1,3	41	21	6	1,1	
" Гоголо	32	820	23,3	7,3	10	0,2	218	3,6	—	—	214	9,3	1,7	0,15	38	1,9	38	3	46	1,2	
" "	25	1056	29	9,6	509	10,6	211	3,5	—	—	66	2,9	2,3	1,9	196	9,8	23	3	—	0,3	
" J ₂	20	657	17,1	4,8	157	3,3	275	4,5	—	—	53	2,3	2	0,2	121	6,1	19	1	—	0,6	
" № 14																				следы	

Таблица 3, 1947

Название источника	Общая минерализ.		SI'		SO ₄ "		HCO ₃ '		CO ₃ "		HS'		Na+K		Mg"		Ca"		H ₂ SiO ₄ мг/л	H ₂ O ₂ мг/л	pH	H ₂ S своб. мг/л	№ № Cl+SO ₄ "
	мг/л	мг/экв	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2					
Бур. скв. № 1	37	328	57	1,6	42	0,9	56	0,9	24	0,8	17	0,5	91	4	5	0,4	8	0,4	23	3	8,7	0,7	1,6
" № 2	43	421	99	2,8	51	1,1	57	0,9	24	0,8	16	0,5	125	5,4	5	0,4	6	0,3	33	сл.	8,8	0,6	1,4
" № 4	44	365	53	1,5	67	1,4	67	1,1	30	1	13	0,4	105	4,6	5	0,4	8	0,4	43	сл.	8,9	0,4	1,6
" № 5	45	366	54	1,6	53	1,1	68	1,1	30	1	12	0,4	97	4,2	3	0,5	10	0,5	35	"	8,95	0,4	1,6
" № 6	27	743	149	4,2	155	3,2	119	1,95	—	—	24	0,8	154	6,7	8	0,7	58	2,9	45	21	7,3	12	0,9
" № 7	41	444	56	1,6	95	2	99	1,6	2	0,1	11	0,4	91	4	3	0,2	30	1,5	46	5	8,2	0,8	1,1
" № 8	46	366	60	1,7	44	0,9	67	1,1	21	0,3	11	0,3	87	3,8	1,3	0,1	10	0,5	43	21	8,3	0,8	1,5
Источник А	45	345	60	1,7	44	0,9	34	0,55	36	1,2	14	0,5	87	3,8	3	0,2	8	0,4	54	5	8,9	0,4	1,5
" Гогло	27	1104	277	7,8	308	6,4	100	1,6	—	—	34	1,1	118	4,9	44	3,8	170	8,5	39	3	7,45	11	0,3
" Д	43	375	64	1,8	62	1,3	85	1,4	—	—	—	—	76	3,3	3	0,2	20	1,0	41	14	—	10	1,1
" W	40	323	56	1,6	35	0,8	85	1,4	не опред.	—	—	—	77	3,3	1	0,1	6	0,3	42	8	—	10	1,4
" M	44	376	57	1,6	53	1,1	98	1,6	12	0,4	—	—	83	3,6	7	0,6	10	0,5	40	8	—	12	1,3
" E+O	39	374	57	1,6	51	1,1	85	1,4	24	0,8	—	—	85	3,7	6	0,5	14	0,7	42	5	—	9	1,4
" S+Si	27	905	142	4,0	360	7,5	85	1,4	—	—	—	—	126	5,5	11	0,9	130	6,5	38	10	—	6	0,5
" № 14	19	782	42	1,2	312	6,7	195	3,2	—	—	—	—	12	0,5	34	2,9	154	7,7	32	—	—	2	0,1

Аналитик Н. А. Китуашвили

Таблица 4, 1951

Название источника	Темп. в °С	Общая минерализация		Cl'	SO ₄ '		HCO ₃ '		CO ₃ '		Na'+K'		Mg'		Ca'		SiO ₂	R ₂ O ₃	S (вся типр.)	Na· Cl'+SO ₄ '
		мг/л	Σ мг-эквив.		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2				
Бур. скв. № 1	36	370	10,3	85	2,4	36	0,75	73	1,2	24	0,8	109	4,7	1	0,1	6	0,3	21	1,5	
" № 2	43	340	11	113	3,2	14	0,3	61	1,0	30	1	117	5,1	1	0,1	6	0,3	16	1,5	
" № 4	43	280	7,5	39	1,1	31	0,6	48	0,8	36	1,2	46	2	1	0,1	32	1,6	14	1,2	
" № 5	42	380	11	46	1,3	105	2,2	61	1	30	1	71	3,1	3	0,3	42	2,1	12	0,9	
" № 6	28	920	25,8	202	5,7	206	4,3	176	2,9	—	—	179	7,8	3	0,8	96	4,8	46	0,8	
" № 7	38	500	14	49	1,1	167	3,4	146	2,4	—	—	75	3,2	9	0,8	58	2,9	11	0,7	
" № 8	46	270	7,4	49	1,3	4	0,1	54	0,9	42	1,4	77	3,3	1	0,1	6	0,3	13	2,4	
Источник А	45	300	8	56	1,6	15	0,3	42	0,7	42	1,4	75	3,3	1	0,1	10	0,5	13	1,7	
Источник В	41	290	8	53	1,5	10	0,2	54	0,9	42	1,4	79	3,4	1	0,1	10	0,5	12	2,0	
" " J ₂ + Q	40	390	10,4	70	2	74	1,5	54	0,9	24	0,8	93	4	1	0,1	20	1,0	3	1,1	
" " J ₁ + J ₂	38	390	9,2	53	1,5	28	0,6	54	0,9	48	1,6	90	3,9	1	0,1	12	0,6	8	1,9	
" " S + S ₁	36,5	700	19,2	70	2	274	5,7	115	1,9	—	—	131	5,7	3	0,2	73	3,6	2	0,7	
" " Гоглио	26	1200	35,3	170	4,8	540	11,2	97	1,6	—	—	124	5,3	24	2	204	10,2	1	0,3	
" " № 14	23	2070	60	276	7,8	814	17	317	5,2	—	—	345	15	46	3,9	222	11,1	41	0,6	
" " № 14	19	800	23,2	39	1,1	342	7,1	207	3,4	—	—	27	1,1	25	2,1	166	8,3	—	0,1	

Аналитики: И. Т. Коридзе и Н. Ф. Надрашвили

Таблица 5

Название источников	год	NaCl		Na ₂ SO ₄		NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃		MgSO ₄		CaSO ₄		Mg(HCO ₃) ₂		Ca(HCO ₃) ₂		Na ₂ S		МТ-экв. л
		I МТ/экв.	2 % экв.	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2	
Бур. скв. № 1	1933	3,3	37,6	0,6	12,8	3,7	35,6	—	—	—	—	0,2	0,4	0,6	7	8,8		
" "	1947	3,2	33,6	1,7	18,3	1,9	19,5	—	—	—	—	0,8	0,8	1,1	12	9,5		
" "	1951	4,8	40,6	1,5	14,4	3,2	31	—	—	—	—	0,2	0,6	—	—	10,3		
" "	1954	5,2	42,7	2,2	18,2	0,7	9,6	—	—	—	—	0,8	1,2	1,5	12,3	11,9		
Бур. скв. № 2	1933	3,8	47	0,4	5	2,8	33,2	—	—	—	—	0,2	0,4	0,5	6	5,8		
" "	1947	5,6	45,5	2,1	17,2	2	16,2	—	—	—	—	0,9	0,6	1,1	4,9	8,2		
" "	1951	6,4	52	0,6	5,6	3,2	34,8	—	—	—	—	0,2	0,6	—	5,4	9,1		
" "	1954	5,8	49,7	1,2	11	1,7	13,8	—	—	—	—	0,5	1,4	1	12	11		
Бур. скв. № 4	1947	3	27,8	2,8	25,6	3,4	23,4	—	—	—	—	0,8	0,8	0,8	7,4	11,7		
" "	1951	2,2	29,2	1,2	17,2	0,6	7,2	—	—	—	—	0,2	3,2	—	46,2	10,8		
" "	1954	3,6	34	2,3	21,4	1,7	16,3	—	—	—	—	0,6	1,4	1	13,2	7,5		
Бур. скв. № 5	1947	3,2	30,7	1,1	21,3	2,3	21,9	—	—	—	—	0,9	1,0	0,8	9,6	10,4		
" "	1951	2,6	23,6	3,6	32,6	—	—	0,6	5,5	0,2	1,9	—	4,0	—	36,2	11		
" "	1953	3,0	22,8	4,2	32,1	—	—	1,1	8,3	1,6	12,1	—	3,2	—	24,6	13,1		
Бур. скв. № 6	1947	8,4	40,8	3,2	15,4	—	—	1,4	6,6	1,8	9,2	—	4	—	18,9	20,6		
" "	1951	11,4	44	4,2	16,4	—	—	0,6	2,2	3,8	14,6	—	5,8	—	22,6	25,8		
" "	1954	3,6	30,8	3,4	29,1	0,7	5,8	—	—	—	—	0,7	2,4	0,9	20,5	11,7		
Бур. скв. № 7	1947	3,1	28,4	3,9	31,7	—	—	—	—	—	—	0,4	3,0	0,9	27,2	11,4		
" "	1951	2,2	15,9	4,2	31,3	—	—	—	—	—	—	0,4	4,8	—	34	14		
" "	1954	2,6	14,3	8,4	45,7	—	—	—	—	—	—	—	4,6	0,6	25,1	18,2		
Бур. скв. № 8	1947	3,4	38,5	1,8	20,9	1,7	25,8	—	—	—	—	0,2	1	0,7	11,3	8,8		
" "	1951	2,6	36,6	0,2	2,6	3,8	50,2	—	—	—	—	0,2	0,6	—	7,8	7,9		
" "	1954	2,5	32,2	1	12,5	2,4	31,2	—	—	—	—	0,3	0,7	0,7	10,6	7,7		
Источник А	1933	3,2	34,4	1,8	19,1	3,2	34,6	—	—	—	—	0,1	0,6	0,4	5,8	9,3		
" "	1947	3,4	38,7	1	11,3	2,3	25,8	—	—	—	—	0,4	0,8	0,9	9	8,8		
" "	1951	3,2	40	0,6	7,8	2,8	36,2	—	—	—	—	0,3	1,8	0,9	12,5	8		
" "	1954	3,6	35,9	1,5	15	2	20,3	—	—	—	—	1,2	1,2	—	8	10		
Глубокая бур. № 1	1954	3,4	42,4	0,4	5,2	3,5	43,9	—	—	—	—	0,3	0,4	—	5	8		

Среди буровых в сравнительно большей степени это повышение стало заметно в воде скважины № 1. Следует отметить, что температура воды этой последней в это время уже не превышала 37°. В еще большей степени выразились аналогичные изменения в источниках I₁, I₂, S, S₁ и Гогило. В последних резко изменился и самый тип воды: исчезла сода и появились в заметном количестве сульфаты щелочных земель. Характерно, что за это время температура воды этих источников также значительно понизилась.

Как известно, после указанных работ число буровых скважин увеличилось на 5. Состав вод новых скважин оказался разным. Буровые № 4, № 5 и № 8, как по концентрации, так и по характеру солевого состава, стали в один ряд с № 1 и № 2, а скважины № 6 и 7, как бессодовые, оказались другого типа, такого же как источники S, S₁, I₁ и др.

Следует указать, что вначале количество сульфатов в новых водах первой группы также было сравнительно повышенным, как это наблюдалось в это время в старых скважинах, но затем оно, за исключением воды буровой скважины № 5, несколько уменьшилось.

Таким образом, функционирующие после отмеченных буровых работ скважины и старые источники по химическому составу разбились на два типа. В одну группу объединяются буровые скважины №№ 1, 2, 4, 5, 8 и глубокая № 1 и источники А, М, W, Е, Q и I₃ т. е. в основном высокотемпературные (за исключением старой скважины № 1) воды. Вторую группу составляют буровая № 6, № 7, источники S, S₁, I₁, I₂ и некоторые другие мелкие выходы⁹.

Для первого типа наиболее характерно полное отсутствие сульфатов магния и кальция. Отношение $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}}$ в них почти всегда больше 1. Как бы не увеличивалось общее количество сульфатных соединений, это происходит исключительно в виде увеличения содержания сернокислых солей натрия. Щелочные земли в водах этой группы присутствуют всегда только лишь в виде углекислых соединений. При этом количество их обычно весьма небольшое — около 1 мг-эквивалента; лишь в исключительных случаях оно становится заметно больше единицы, — около 2. Относительная же их роль (в сумме) колеблется от 10% до 20%.

Общая минерализация вод данной группы колеблется в пределах 0,27—0,40 г/л. По гидрохимической классификации они должны быть отнесены к сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-натриевому типу. Главным компонентом солевого состава является хлористый натрий, количество которого колеблется в среднем в пределах 30—45%. Второе и третье место делят между собою сернокислый натрий и углекислый натрий. Количественная роль каждого из них меняется в пределах 15—25%. В большинстве случаев эти соединения участвуют в составе вод почти в равных количествах.

⁹ Первым представителем этого типа является источник Гогило. Но в последнее время, в особенности после 1950 г., он с одной стороны сильно уменьшил свой дебит и, с другой — так резко изменил физико-химический состав, став почти в одном ряду с водами неглубокой циркуляции мамадавской свиты, что его не следует уже причислять к числу термальных. Отметим, что по такому же пути развивается в последнее время режим источников S и S₁.

Общей титруемой серы в водах рассматриваемой группы содержится 10—20 мг/л. Как показали последние исследования Д. И. Эристави и Н. А. Китвашили, рН этих вод колеблется в пределах 8,2—8,9. Так что воды являются сильно щелочными.

Из общетитруемой серы около 12—17 мг приходится на гидросульфид (HS'), что в эквивалент-процентах составляет 7—11%, а остальное количество падает на тиосульфат ($\text{S}_2\text{O}_3''$), сульфит (SO_3'') и сероводород (H_2S). Содержание последнего не превышает 0,5—0,8 мг/л. Гидросульфид и другие сернистые ионы должно быть связаны с щелочами, в силу чего в числе компонентов солевого состава показываем и Na_2S . Количество его равно 8—12%.

Вторая группа, наряду с сравнительно низкой температурой, отличается более высокой минерализацией. Типичным представителем этой группы является буровая № 6. По анализу 1947 г. минерализация воды этой скважины равнялась 0,74 г/л, а по данным других лет превышала иногда даже 1 г/л¹⁰.

Характерно для данной группы полное отсутствие соды и появление в составе щелочноземельных сульфатов, что в первой группе, как отмечалось, никогда не наблюдается. Отличительной чертой ее является также повышенное количество свободного сероводорода. рН вод этой группы несколько ниже (7,3—7,4).

Буровая № 7 вместе с некоторыми старыми источниками вначале, как указывалось, являлась как бы промежуточным между выделенными типами. По показателю температуры и общей минерализации она была близка к первой группе, но по отсутствию в солевом составе соды, высокой роли сульфатов и повышенному количеству бикарбонатов щелочных земель она определенно примыкает ко второй группе. По последним данным, как отмечено, буровые № 6 и 7 очень близки друг к другу.

Следует остановиться на своеобразном характере режима буровой скважины № 5 и отчасти № 1. По характеру отношения $\frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^+ + \text{SO}_4''}$ они, в особенности № 5, являются неустойчивыми: по данному признаку, т. е. наличию или отсутствию соды, временами примыкают ко второй группе. При этом характерно, что буровая № 5 при своей неизменно низкой минерализации, сперва принадлежала к первой группе, а затем постепенно включилась во вторую.

Буровая № 5 характеризуется энергичным выделением кальцита. Менее чем за год обсадная труба до глубины около 20 м обрастала сантиметровым слоем кальцита, кристаллы которых, по данным Г. В. Гвахария, по форме принадлежат к редкому типу—плоским ромбоэдрам.

Приходилось прибегать к систематическому прочищению труб от осадка.

Причина явления очевидна из анализов последних лет. При наиболее высоком рН (8,95), вода этой скважины среди вод первой группы

¹⁰ По данным 1953 г. общая минерализация упала до 0,54 г/л, а общая титруемая сера до 23 мг/л при рН = 7,9. Но соотношение компонентов мало изменилось. Общий тип воды остался без изменения. При этом, как указывалось, температура воды несколько повислась (до 29°). Отметим еще раз, что все это произошло параллельно с сильным уменьшением дебита скважины.

более всех богата ионами кальция. Вследствие сильной ограниченности в воде CO_2 , карбонатное равновесие в этой воде наиболее неустойчиво и в верхнем отрезке пути оно легко нарушается¹¹.

II. ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ТБИЛИССКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

О происхождении Тбилисских терм существует два взгляда. По мнению некоторых (И. Качарава, Е. Пахомов) эти воды образуются в результате глубокого проникновения в погруженной части среднеэоценовых пород атмосферных вод. При чем одни полагают, что область питания находится к востоку от Тбилиси (Пахомов), а другие считают, что ее надо искать к западу от источников.

По другому взгляду, исходящему еще от Абиха, Тбилисские термы являются глубинными, ювенильными. Однако Абих неправильно трактовал условия образования источников, допуская ряд принципиальных ошибок относительно проявления молодого вулканизма в окрестностях Тбилиси.

Следует отметить, что приведенные точки зрения высказаны авторами лишь в порядке общих соображений. Они не аргументированы анализом фактических данных по гидрогеологии этих вод.

Конюшевский, придерживаясь идеи ювенильного генезиса, высказал несколько веских замечаний против вадозного образования Тбилисских терм. Сводятся они к следующему: 1) при вадозном происхождении этих терм минерализация их должна была быть если не выше, то по крайней мере не ниже минерализации вод явно атмосферного происхождения (района Тбилиси), наблюдается же обратное; 2) район Тбилисских минеральных источников богат жильными образованиями гидротермального характера; такие же минеральные выделения свойственны в некоторых выходах и современным термальным водам, ими часто инкрустированы трещины, из которых вытекают горячие воды Тбилиси; вполне естественно связать эти воды с последней стадией гидротермальной деятельности, бывшей ранее значительно интенсивней.

Химический состав подземных вод неглубокой циркуляции р-на Тбилиси

Для того, чтобы обоснованно судить об условиях образования Тбилисских терм, необходимо прежде всего выяснить геохимическое взаимоотношение их с другими подземными водами района. В данном случае, мы исходим из следующего положения: в случае атмосферного (вадозного) происхождения этих терм, должна существовать определенная закономерная связь их состава с составом явно вадозных, т. е. подземных вод неглубокой циркуляции. Вместе с тем возможная область питания терм будет определяться в общих чертах наиболее надежно именно этим путем. С своей стороны такой подход даст возможность осветить и другие моменты, связанные с стоящим пред нами основным вопросом. В частности, удастся решить вопрос о генетическом взаимоотношении выделенных выше основных типов Тбилисских терм.

При такой постановке вопроса ясно, что требуется в первую очередь знание состава не только самых терм и его режима, но и обычных подземных вод района, хотя бы в общих чертах.

В 1947—1950 гг. автором изучались подземные воды р-на Тбилиси

¹¹ По сообщению зав. гидрогеологической станцией Н. С. Котрикадзе, в 1953 г. образование осадка особенно усилилось.

в пределах довольно большой территории. Обследование ставило себе целью выявление характера и условий формирования подземных вод в отдельных геологических формациях, слагающих окрестности Тбилиси. Опробованию подвергались типичные родники. Вместе с тем составлялись детальные разрезы толщ, изучалась геоморфология и т. д.

Нет надобности в данном случае подробно останавливаться на результатах этой работы. Достаточно отметить, что район подземными водами вообще не богат. Родники довольно редки; расход их обычно порядка 0,0п л/с, редко больше 0,1 л. Лишь в исключительных случаях превышает 0,5 даже 1 л/с¹². Температура вод или приблизительно равна среднегодовой или же несколько разнится от нее, но отнюдь не из-за более глубокой циркуляции, а, по-видимому, скорее всего вследствие обратной причины. Формирование родниковых вод происходит в элювиально-делювиальном покрове, изменчивой, но в общем незначительной мощности и в зоне выветривания коренных пород, не превышающей по глубине нескольких десятков метров.

Рассмотрим прежде всего химизм родниковых вод, приуроченных к туфогенной толще — свите с «конгломератами запутанного напластования» имеющей наибольшее распространение непосредственно в районе термальных вод.

Общая минерализация вод — в зависимости от местных условий — колеблется в пределах от 360 до 1260 мг/л (9—36 мг-экв.).

Родники, вытекающие непосредственно из коренных пород и имеющие водосбор с незначительным элювиально-делювиальным покровом, показывают минерализацию в пределах 360—600 мг/л (табл. 6). Первые 8 среди родников, фигурирующих в таблице, являются наиболее типичными, приуроченными к самым брекчиям неправильного напластования. Благодаря весьма пологим складкам с широким сводом, эта пачка рельефно представлена в водосборном бассейне р. Легвтахеви и в особенности Крданисисхеви. Телетский хребет весь сложен из нее. Указанные родники, как показало детальное полевое обследование, питаются водой почти исключительно из этой пачки. Наиболее мощными являются родники: а) в Крданисисхеви — в 1—1,5 км ниже с. Шиндиси, б) источник водоснабжения этого же села, и с) родник у Орбелиановской церкви к С от с. Кумиси.

Родник у фермы с. Гоубани выходит почти на границе туфогенной свиты и обнажающимся под ней флишем. Он с таким же правом может быть отнесен и к водам, связанным с нижнеэоценовой толщей. Три последних родника приурочены к слоям дабаханской свиты; залегающим под брекчиями и представленным чередованием темных огипсованных сланцев с мелкослоистыми песчаниками, аргиллитами и др. Эти источники, в особенности последний, выходящий гипсометрически на сравнительно низкой отметке и являющийся по дебиту самым крупным, имеют наиболее высокую минерализацию, — от 830 до 1260 мг/л.

Хлориды в этих водах присутствуют в небольшом количестве. За исключением одного, кстати непроверенного, случая, они представлены всегда соединениями щелочей.

Сульфаты в водах пониженной минерализации имеются в количестве 30—100 мг (0,7—2 мг-экв.), причем среди них в маломинерализованных водах на первом месте стоят соединения щелочей, сульфаты же щелочно-земельных металлов иногда даже полностью отсутствуют. С

¹² По расходам, замеренным в летние месяцы.

Таблица 6

№ № ПП	Местонахождение родника	Год отбора проб	Общая минер.		Cl ⁻	SO ₄ ^{''}	HCO ₃ [']	Na + K	Mg ^{..}	Ca ^{..}	SiO ₂ , R ₂ O ₃ мг/л	NH ₄ ⁺ , SO ₄ ^{''}
			мг/л	мг-экв.								
1***	Михета. У монаст. уст. ботор.	1949	363	9,1	10	45	204	3,35	1,1	18	39	1,5
2***	Ручей на ЮВ склоне Табори	"	347	8,9	7	61	183	3	0,5	13	57	2,9
3***	На пр. бер. Крцанисхеви	"	375	9,4	5	48	220	3,6	0,9	11	59	2,9
4*	(в среднем теч.)	1947	405	10	12	32	246	4	1,2	9	64	3,2
5*	с. Шиндиси. Источник водосн.	"	398	10,3	23	100	148	2,4	0,3	6	87	4,3
6*	Пр. берег Легвахеви	"	427	10,8	7	38	222	3,61	1,65	4	68	3,4
7*	В средн. теч. Крцанисхеви	"	528	13,5	13	89	1,85	4,5	0,6	7	66	3,3
8**	с. Кумиси, у Орбелиан. церкви	"	604	15	7	41	394	6,5	0,4	11	124	6,2
9**	В истоках р. Колжорисхеви	"	704	18,1	10	122	381	6,25	0,9	17	134	6,7
10*	с. Гоубани. На границе с ниж-	"	831	22,4	13	364	197	3,2	2	18	153	7,65
11***	не эоцен. флишем	"	970	27,9	8	559	11,6	2,1	1,7	33	191	9,6
12**	В средней части Легвахеви, к югу от Ботан. сада. Из аргиллатов	1949	1256	35,7	10	722	155	2,6	0,3	19	320	16
	Ботанический сад	1947										
	Около водопада											

Аналитики: * О. Ф. Размадзе; ** В. Г. Улуханов; *** О. Ф. Размадзе и Ф. Аревалдзе.
 1 Содержит также SO₃^{''} в количестве 24 мг/л (0,8 мг/экв).

повышением минерализации воды роли меняются: значительную роль в солевом составе играют уже сернокислые соли магния и кальция.

Главная доля солевого состава в водах первой группы всегда приходится на гидрокарбонатные соединения (в основном кальция), а в водах повышенной минерализации это место занимает уже сульфат кальция.

Гидрокарбонат натрия обнаруживается — и то в небольшом количестве — только в трех родниках. Наибольшее его количество, 10—12% мг-экв. (0,7 мг. экв.) имеется в орбелиановском и крцанисисхевском источниках.

Рассмотрим теперь состав вод, циркулирующих в залегающей над дабаханской толщей мамадавитской свите, относящейся к верхнему эоцену. Она, как указывалось, является гипсоносной. Представлена чередованием песчаников и разных сланцев мелководной фации.

Расположив воды по возрастанию степени минерализации (т. 7), видим, что последняя колеблется в весьма широких пределах — от 0,4 г до 9 г на литр. И в данном случае глубина проникновения вод в коренных породах ограничивается примерно зоной выветривания, достигающей глубины порядка нескольких десятков метров.

Детальное рассмотрение таблицы и гидрогеологических условий завело бы нас слишком далеко. Ограничимся общими выводами.

1. Сравнительно слабоминерализованные воды характерны для гипсометрически высоких участков правобережья Куры. В особенности выделяется р-н Коджори, как самая высокая местность, характеризующийся наименее минерализованными водами. Здесь в родниковых водах если и наблюдается иногда высокая минерализация, то это всецело обусловлено мощным чехлом делювия (родн. 39).

2. Левобережье Куры и сравнительно молодые эрозионные участки правобережья, как нижняя часть ущ. Варазисхеви, ущ. Вере, Цхнети-хеви и др., характеризуются повышением минерализации родниковых вод. Наибольшую концентрацию имеем в родниках р-на бывших соленых озер («Тбилисское море»), уже независимо от гипсометрического положения родников, и в террасовых водах Дидубе (из коренного основания надзаладевской террасы), имеющих к тому же и наибольший дебит.

3. В слабоминерализованных водах главным солевым компонентом является всегда гидрокарбонат кальция. С повышением минерализации постепенно рельефным становится участие сульфатов и при минерализации свыше 900 мг/л сернокислые соединения являются уже доминирующими. При этом в гидрокарбонатно-сульфатных водах сульфат кальция превалирует над сернокислым натрием, а в сульфатных, наоборот, — первое место занимает именно этот последний, второе же, — если не всегда, то по крайней мере в большинстве случаев, — сульфат магния.

При минерализации больше 3 г/л повышается также и роль хлористого натрия. В наиболее концентрированных водах, выходящих около ст. Дидубе, участие хлоридов щелочей доходит до 3—4 мг. экв., при содержании сернокислых солей 110—120 мг-экв. (в том числе Na_2SO_4 70—80, MgSO_4 22 и CaSO_4 18 мг-экв.) и гидрокарбоната кальция — 4 мг-экв. Важно отметить, что в этом месте отдельные выходы, по существу единого подземного потока, показывают разную степень минерализации.

4. Карбонаты щелочей обнаруживаются только в двух источниках: в роднике с. Теловани (к северу от Дигоми) и в ключе около Белого духана на Манглиском шоссе. Сравнительно больше соды в воде пер-

вого родника, приуроченного к аркозовым песчаникам, по-видимому, олигоцену.

5. Отчетливо наблюдается изменение степени минерализации вод в зависимости от продолжительности выветривания водоносных пачек. В сравнительно молодых эрозионных углублениях, где породы еще сохранили неизменным свой первоначальный характерный цвет, родниковые воды значительно более минерализованы, в 3—5 раз больше, чем на продолжении тех же пачек на высоких, сравнительно древних эрозионных склонах и скульптурных плато. Наиболее ясно это явление наблюдается на правом берегу Куры.

Более высокая степень минерализации родников левобережья и ее выдержанный характер, независимый от гипсометрических условий родников, объясняется с одной стороны почти повсеместным развитием мощных загипсованных наносов и, с другой — более высокой засоленностью на этой территории пород, принадлежащих к более высокому стратиграфическому горизонту.

6. Из рассматриваемой толщи в нескольких местах вытекают сероводородные холодные воды, для иллюстрации состава которых приведем анализы нескольких выходов (табл. 7, родники №№ 42—45). Состав их почти ничем особенным не отличается от других соседних несероводородных родников. Обращает только на себя внимание Цицамурский источник, вытекающий недалеко от Джварского монастыря у подножья горы; он характеризуется высоким содержанием хлористого натрия — до 17 мг-экв. и вместе с тем большим показателем сульфидной (общетитруемой) серы.

Своеобразный оазис представляют собою на левобережье Куры воды в конгломератах на плато Кашвети. По заключению А. И. Джанелидзе [5] эти конгломераты являются миоплиоценовыми — продолжением аналогичных цивской и сабадурской толщ, а не речными, древнетеррасовыми, как раньше предполагали. Воды, вытекающие обычно на границе конгломератов и более древних толщ, часто в виде мощных родников, имеющих крупное практическое значение, являются слабоминерализованными (Σ г от 12 до 17 мг-экв.) гидрокарбонатно-кальциевыми.

Более древние, чем дабаханская свита, отложения обнажаются к западу от с. Табахмела, создавая здесь пониженный рельеф к северу от линии с. Гоубани—с. Асурети. Выступают они затем в районе Мцхета в ядре антиклинали. Удалось выявить в этих местах несколько характерных для данной толщи родников, анализы вод которых показывают, что все они относятся к сульфатно-гидрокарбонатному типу с минерализацией около 500—700 мг/л (табл. 8). Преобладающим солевым компонентом является гидрокарбонат кальция. Второе место занимает обычно сульфат натрия (реже то или иное соединение магния). Из пяти источников только в одном обнаруживается сода и то не более 0,7 мг-экв.

В таблице приводится также анализ теплой минеральной сероводородной воды, обнаруженной нами впервые в ущ. Цихедиди в 3—4 км к югу от ж. д. станции Дзегви. Состав этой воды дает совершенно иную картину: минерализация воды всего 0,22 г/л (5 мг-экв.). На первом месте выступает гидрокарбонат натрия — около 2,6 мг-экв., затем идет сульфат натрия. В небольшом количестве — около 0,4—0,5 мг-экв. — имеются хлориды щелочей и бикарбонаты щелочных земель. Своим химическим составом эта вода стоит особняком среди рассматриваемых.

№№ п/п	Местонахождение родника	Год опроб.	Общая ми- нерал.		Cl'		SO ₄ '	
			мг/л	Σ мг- экв.	I	2	I	2
1	Окрестн. Коджори; около шоссе	1947	415	10	9	0,25	12	0,25
2	с. Окрокана; к С от сел.	"	422	11,4	10	0,3	66	1,4
3	Между Коджори и "Белым Дух".	"	507	12,4	10	0,3	46	0,96
4	С. Земо Лиси	"	471	12,5	27 ¹	0,7	82	1,7
5	С. Ахалдаба	"	515	12,9	6	0,2	80	1,7
6	С. Тхинвали	"	499	13	7	0,2	89	1,85
7	Р-н Коджори; у "Белого Ду- хана"	"	510	13	7	0,2	21	0,4
8	Коджори; на окраине с.	"	515	13,5	9	0,25	125	2,6
9	На склоне Мтацминда	1949	504	13,5	7	0,2	181	3,8
10	Коджори. Главный родник	1947	555	14,1	11	0,3	111	2,3
11	С. Карсани	"	568	14,4	11	0,3	63	1,3
12	С. Цавкиси	"	563	14,5	7	0,2	99	2,1
13	К С от Сабуртало Татрисцха- ро	"	584	14,8	7	0,2	144	3,0
14	Сел. Кикети	"	577	14,9	6	0,2	126	2,6
15	Дер. Мухацкаро	"	599	15,1	10	0,3	43	0,9
16	Сел. Табахмела	"	570	15,3	47 ¹	1,3	49	1,1
17	С. Теловани	"	666	16,5	14	0,4	46	1
18	С. Мухатгверди (р.—н Мцхета)	"	732	19,1	11	0,3	185	3,9
19	Мтацминда. Пантеон	1949	814	22,7	96	2,7	195	4,1
20	Окрестн. с. Ахалдаба	"	931	25,6	7	0,2	378	7,9
21	Манглиси. Фильтрат речки	1950	1100	27,8	11	0,3	453	9,4
22	Цхнегис-хеви. На правом бер.	1947	1041	29,1	5	0,15	462	9,6
23	Крданиси; у старой церкви	"	1051	29,6	27	0,8	461	9,6
24	Бетания, у древн. монаст.	"	1101	30,7	13	0,4	509	10,6
25	В истоках Коджорис-хеви из делювия.	"	1331	37	48 ¹	1,35	574	12
26	В.—Груз. дорога; к Ю от ди- гом. моста	"	1339	38,7	14	0,4	696	14,5
27	Сабуртало; около кирпич. зав.	1947	1497	42,8	18	0,5	756	15,7
28	Багеби; рядом с серн. ист.	1947	1603	46,1	7	0,2	921	19,2
29	Варазисхеви; в средн. теч.	"	1860	54,2	13	0,4	1146	23,9
30	Окрестн. "Тбилисского моря"	"	2707	78,9	19	0,55	1728	36
31	Навтлуги; в истоках р. Дампала	"	2730	80,9	16	0,45	1788	37,2
32	В дол. р. Вере, к С от Цхнеги	"	2971	87	16	0,45	1880	39,2
33	Около с. Патара Лило	"	2885	85	39	1,1	1780	37,1
34	Колодец у бывш. сол. озёр	"	3345	99	89	2,5	2064	43
35	Окрестн. Навтлуги	"	3445	102	32	0,9	2255	46,9
36	Около ст. Дидубе	"	4061	114	96	2,7	2466	51,4
37	В истоке ручья Грма-геле	"	4969	151	118	3,3	3269	68,1
38	С. Патара Лило. Овраг	"	5504	162	213	6,0	3396	70,7
39	Около ст. Дидубе	"	5774	171	92	2,6	3757	78,2
40	" " " недалеко от пред.	"	7750	227	142	4,0	5088	106
41	" " " "	"	8856	257	110	3,1	5827	121
42 ²	Багеби; "сернистый ист."	"	1386	40,2	13	0,4	813	16,9
43 ²	Навтлуги; к Ю от Патара Лило	"	3238	95,5	30	0,85	2099	43,7
44 ²	Серн. около ЗАГЕС-а, в русле	1950	1180	34,2	51	1,4	741	15,4
45 ²	Цацмури. Около мон. Джвари	"	5220	139	586	16,5	1167	24,3

Аналитики: * В. Г. Улуканов; ** О. Ф. Размадзе; *** А. И. Варшамова.

¹ Повышенное количество Cl', по-видимому, результат загрязнения воды.

² Выходы холодных серных вод.

Таблица 7

HCO ₃ '		CO ₃ "		Na+K'		Mg''		Ca''		SiO ₂	R ₂ O ₂
I	2	I	2	I	2	I	2	I	2		
274	4,5	—	—	10	0,4	2	0,2	91	4,5	14	5**
221	3,6	12	0,4	19	0,8	13	1,1	76	3,8	11	4*
302	4,9	—	—	7	0,3	11	0,9	99	5	26	5*
209	3,4	12	0,4	6	0,25	20	1,65	87	4,35	20	8*
281	4,6	—	—	5	0,2	15	1,25	100	5,0	27	1**
246	4,0	12	0,4	5	0,2	27	2,3	80	4,0	22	11*
357	5,9	—	—	23	1,0	22	1,8	74	3,7	10	6*
238	3,9	—	—	4	0,17	14	1,2	108	5,4	14	3**
171	2,8	—	—	25	1,1	14	1,2	89	4,5	12	5
268	4,4	—	—	5	0,2	16	1,3	110	5,5	26	7**
342	5,6	—	—	3	0,14	23	1,9	104	5,2	20	3**
305	5,0	—	—	2	0,1	19	1,6	112	5,6	13	6**
256	4,2	—	—	13	0,6	20	1,6	114	5,7	22	7**
284	4,65	—	—	22	1,0	16	1,3	104	5,2	16	**
388	6,4	—	—	13	0,55	18	1,5	110	5,5	12	6*
320	5,25	—	—	20	0,85	17	1,4	108	5,4	7	2*
421	6,9	—	—	75	3,3	4	0,3	94	4,7	11	1**
329	5,4	—	—	35	1,5	28	2,3	115	5,7	23	5**
281	4,6	—	—	51	2,2	20	1,65	149	7,5	12	10
289	4,7	—	—	16	0,7	28	2,3	196	9,8	12	4*
256	4,2	—	—	7	0,3	26	2,2	229	11,4	16	12
290	4,75	—	—	16	0,7	43	3,5	206	10,3	14	5**
246	4,0	12	0,4	54	2,3	25	2,1	208	10,4	16	2*
268	4,4	—	—	69	3	37	3,0	187	9,35	14	4**
317	5,2	—	—	24	1,1	1	0,06	348	17,4	18	1**
271	4,45	—	—	47	2,1	71	5,8	229	11,45	7	3**
314	5,15	—	—	43	1,9	54	4,5	301	15	9	2**
226	3,7	—	—	52	2,3	53	4,4	328	16,4	10	6*
185	3,1	—	—	67	2,9	52	4,3	394	19,7	2	2*
177	2,9	—	—	223	9,7	88	7,25	450	22,5	20	2**
168	2,75	—	—	63	2,75	117	9,6	561	28,1	28	8**
232	3,8	—	—	60	2,6	122	10,0	617	30,8	34	7**
265	4,35	—	—	162	7,0	131	10,8	494	24,7	12	2**
244	4,0	—	—	185	8,05	157	12,9	570	28,5	36	сл.**
198	3,2	—	—	280	12,2	173	14,2	494	24,7	10	2**
192	3,15	—	—	828	36	—	—	422	21,1	20	4**
246	4,0	—	—	488	21,2	376	30,9	461	23,3	11	1**
256	4,2	—	—	908	39,5	207	17,0	488	24,4	34	2**
290	4,75	—	—	846	36,8	329	27,1	434	21,7	24	2**
207	3,4	—	—	1603	69,7	269	22,1	430	21,5	10	сл.**
244	4,0	—	—	1923	83,6	271	22,3	450	22,7	26	4**
171	2,8	—	—	54	2,3	48	3,95	277	13,8	8	2*
195	3,2	—	—	302	13,1	155	12,7	438	21,9	17	2*
12	0,6	—	—	314	13,7	22	1,8	32	1,6	50	10
1738	28,5	—	—	938	40,8	256	21	150	7,5	78	4***

вод. Характерно повышенное количество SiO₂, — около 30 мг/л. Общую сульфидную серу содержит около 20 мг/л. Состав этой воды весьма сходен с составом Тбилисских термальных вод «чистой линии» (б. № 8 и глубокая № 1).

Таблица 8

№ по порядку	Местонахождение родника	Дата отбора проб	Общая минерализация		Cl'		SO ₄ "		HCO ₃ '		Na+K		Mg'		Ca''		SiO ₂ мг/л	R ₂ O ₃ мг/л	Na' Cl'+SO ₄ "
			мг/л	Σ мг-экв.	мг/л	экв.	мг/л	экв.	мг/л	экв.	мг/л	экв.	мг/л	экв.	мг/л	экв.			
			1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2			
1*	Мцхета, ущ. Армазисхеви	1947	497	13	10	0,3	97	2	203	3,4	30	1,3	5	0,4	95	4,8	18	8	0,5
2**	Дзегви.	"	533	13,5	10	0,3	124	2,6	238	3,9	41	1,8	10	0,8	84	4,2	25	2	0,6
3**	Мцхета.	"	575	14,8	10	0,3	113	2,3	292	4,8	32	1,4	16	1,3	94	4,7	17	2	0,5
4*	Родник в ущ. Миргазисхеви	"	718	18,4	13	0,4	74	1,5	443	7,3	52	2,3	25	2,1	97	4,8	12	1	1,2
5**	В окрестностях с. Гоубани	"	704	18,1	10	0,3	122	2,3	381	6,2	22	0,9	17	1,4	134	6,7	17	1	0,3
6*	В р-не с. Гоубани, на гран. с средним эоценом.	"	221	4,8	10	0,3	20	0,4	105	1,7	46	2	2	0,2	4	0,2	30	4	2,9
7*	Дзегви. Цихелидисхеви. Мин. ист. Цихелид. Сернистый. Т. 25° S 20 мг.	1950	249	5,8	20	0,6	25	0,5	110	1,8	46	2	5	0,4	10	0,5	28	4	2

* Аналитик О. Ф. Размадзе

** В. Г. Улукханов

Возможная область питания Тбилисских терм

Сопоставим теперь состав Тбилисских терм с составом рассмотренных подземных вод явно атмосферного происхождения, формирующихся в коренных породах, слагающих район терм. Для сравнения возьмем сперва первую группу, т. е. источники «чистой линии». При первом же сравнении становится очевидным, что в область формирования терм не могут войти площади, занятые верхним эоценом — олигоценом, быть может за исключением гипсометрически высоких мест, где, кроме того, подстилающий данную толщу средний эоцен залегает совсем неглубоко, как это имеет место в районе Коджори—Кикети. В частности, полностью исключается возможность питания терм левобережной стороной Куры.

В самом деле, в противном случае пришлось бы допустить трудно осуществимые в естественных условиях вещи: или просочившаяся вода продвигается вглубь через кору выветривания и ниже со скоростью значительно превышающей скорость той части воды, которая выклинивается наружу и вследствие этого минерализуется незначительно, или же с глубиной в процессе взаимодействия с свежими породами вдоль стенок трещин степень минерализации воды падает. Ни то, ни другое не реально.

Какую концепцию не взяли бы в основу наших представлений по вопросу формирования химизма глубоких подземных вод, одно ясно: степень минерализации воды по мере продвижения ее вглубь должна возрастать, даже и в том случае, если по пути местами создаются условия десульфатизации.

Учитывая это, гидрогеохимический подход к стоящей пред нами задаче дает определенный критерий для суждения о предельных поверхностных контурах возможной области питания Тбилисских терм в ближайшем к ним районе. Эта область может охватывать Телетский хребет, окрестности сс. Окрокана, Цавкиси, Табахмела, Шиндиси, Коджори, Кикети, часть бассейна р. Асуретисцхали (в верхней части) и водораздельную возвышенность вдоль манглисского шоссе. Площадь питания приблизительно можно оценить в 300—400 км².

Взяв среднее от годовых атмосферных осадков по метеостанциям Тбилиси, Коджори и др., получается, что для обеспечения расхода Тбилисских терм достаточно, чтобы просачивалось вглубь всего не более 1% годовой суммы осадков.

Но следует оговориться, что подобные расчеты — на первый взгляд как будто достаточно убедительные — на самом деле часто совершенно неудовлетворительны. Действительно, определение подземного стока в %-х атмосферных осадков сопряжено с громадными погрешностями. Кроме того, расход терм составляет небольшой процент общего подземного стока района, целиком укладываемый в пределах точности, как теоретического подсчета, так и определения модулей по реальным расходам дренирующих артерий. Так что, иногда малейшее изменение в основных опорных цифрах свободно может привести к различным результатам, в том числе и желательным. Таким образом, данный метод, как слишком неточный и субъективный, не может в таких случаях оказываться надежным средством для разрешения поставленной задачи.

Более убедительным был бы подсчет в том случае, если бы мы имели возможность непосредственно и притом точно определить средний коэффициент подземного просачивания, независимо от модуля подземного питания речек. По разности можно было бы затем определить по-

рядок величины глубокого просачивания. Но, к сожалению, наука не располагает такой возможностью. Наоборот, подземная составляющая общего баланса атмосферных осадков может определяться наиболее убедительно именно лишь по подземному питанию рек.

Сколь бы незначительно не казалась нам часть осадков, необходимая теоретически для обеспечения расходов вод, поднимающихся с сравнительно больших глубин, требуются все же убедительные доказательства путем анализа физических (гидродинамических), геологических и гидрогеохимических условий не только для обоснования количественной стороны явления, но даже и самой возможности процесса.

Начнем с рассмотрения геологических условий. Как уже указывалось в общей части, Тбилисские термы приурочены к дабаханской свите. Участок выходов расположен в приосевой части северного крыла таборской антиклинали.

Мы не располагаем решительно никакими данными, говорящими за пластовый, даже в смысле пластово-трещинном, характере месторождения этих вод. Наоборот, линейный характер расположения главнейших выходов, не совпадающий с простираемием слоев, общая литологическая природа пород и отчасти гипсометрические условия выходов (расположение наиболее высокотемпературных типичных терм на более высоких отметках), а также неоднородность химического состава и температуры указывают на то, что подъем Тбилисских терм происходит именно по трещинам.

Наконец, получение глубокой скважиной № 1 термальной воды с большой глубины из нижнеэоценово-палеоэоценового флиша в количестве около 50% всех ресурсов, по составу наиболее типичной среди вод первой группы, окончательно доказывает трещинный характер месторождения.

Корни его формирования следует искать если не глубже, то во всяком случае не выше 700—800 м, как глубины пересечения (по данным Ш. Р. Чубинидзе), по-видимому, основных водоносных трещин в глубокой скв. № 1. По общему же температурному критерию (ступень 33—35 м) глубина очага должна быть не менее 1200 м.

В этих условиях ясно, что питание и формирование Тбилисских терм не может быть ограничено дабаханской толщей. Последней предоставлена лишь роль проводника (в основном опять таки, по-видимому, по трещинам) в верхнем отрезке пути их подъема к поверхности. Следует оговориться, что в этой части пути, конечно, вполне возможна приуроченность терм к трещинам в определенном наиболее благоприятном пласте или пачке пластов.

На основании этих же условий вышеуказанная территория, которая по гидрогеохимическим данным может являться областью питания Тбилисских терм в окружающем их районе, по существу совершенно не может выполнять эту функцию, как это уже отмечалось А. И. Джанелидзе в одном из его докладов на семинаре Геологического института.

В самом деле, на сравнительно небольшой площади должна тогда существовать с одной стороны широкая зона водопоглащающих трещин, ризвитая до глубины около 1000—1200 м и, с другой — такая же глубокая зона выводящих трещин. Первая должна находиться в ограниченной, сравнительно высокой части территории, как, скажем, полоса Телетский хребет—Коджори—Удзо и далее, что в значительной степени суживает площадь питания. Кроме того, вдоль всего пути воды — от просачивания до выхода на поверхность — скорость ее движения должна быть или очень высокая, исключаяющая повышение минерализации воды

В результате длительного общения ее с породами, или же вся толща пород должна быть почти полностью промыта на всю глубину.

При анализе возможности наличия этих условий в рассматриваемом районе, при его геологическом строении, с учетом необходимости проникновения на большую глубину большой массы воды на слишком ограниченной площади, наталкиваемся на большие затруднения физического и геологического характера, для преодоления которых пришлось бы прибегнуть к большим условностям и искусственным допущениям.

Таким образом, в условиях существующей природной обстановки более реальной будет попытка искать область питания Тбилисских терм вне окрестностей Тбилиси. Она скорее всего должна находиться далеко за пределами района источников.

Химический состав наиболее чистых высокотемпературных представителей Тбилисских терм (глубокая бур. № 1, бур. № 2, источник А и др.), — их небольшая минерализация и роль хлоридов, этих явных реликтов древнего седиментационного бассейна, обычно не выше 45—50%, — указывает на химически мало активную среду их формирования.

Учитывая это обстоятельство, есть полное основание предполагать питание и формирование Тбилисских терм именно в меловых известняках, подстилающих нижнепалеогеновый флиш и обнажающихся в ближайшем соседстве с районом Тбилиси на востоке по Кахетинскому хребту, на юго-западе в бассейне р. Алгети (р-н Тетри-Цкаро) и на северо-западе в Дзегви.

Из этих мест по геологическим условиям наиболее вероятной областью питания Тбилисских терм является Тетрицхароиский район. Здесь на довольно большой площади обнажаются верхнемеловые известняки. Местность среднегористая и по гипсометрическому положению довольно высокая, — в пределах 800—1200 м. Протекающая здесь река Алгети имеет отметку поймы 600—650 м.

Известняки в значительном количестве аккумулируют атмосферные воды. С ними связаны крупные родники, в том числе Тетрицхароиские (слово Тетри Цхаро, — белый источник—происходит от имеющегося в черте городка большого родника, связанного с белыми известняками).

Известняки имеют пологое падение. В сторону Тбилиси они погружаются под нижнеэоценовый флиш, перекрывающийся в свою очередь в районе терм (у с. Табахмела) среднеэоценовыми породами. Глубина нахождения известняков в осевой части таборской антиклинали, т. е. на участке терм, видимо, больше 1200 м. Мощность самых известняков (по П. Д. Гамкрелидзе) около 100 м.

Вот именно с этими известняками, как указывалось, и можно связывать формирование Тбилисских терм. Геологический разрез по линии Табори—Агбулахи в достаточной степени поясняет полную возможность этого процесса. Глубина нахождения известняков на участке терм вполне соответствует глубине подъема, подсчитанной по температуре воды.

Но одного этого, конечно, недостаточно. Следует рассмотреть и в данном случае возможность процесса с геологической, гидрогеохимической и динамической точек зрения.

Наличие трещин в известняках не вызывает сомнений. Но весь вопрос в том, как они ведут себя с глубиной, ниже базиса эрозии,—затухают, превращаясь в капиллярные, как это обычно должно быть, или же можно ждать наличия приблизительно таких же ходов, как выше базиса современной эрозии.

Решающее значение приобретает в данном случае палеогеография постмелового времени. И вот, подходя к геологическому строению райо-

на под этим углом зрения, можно отметить следующее: на Телетском хребте, в глыбовых брекчиях («конгломераты запутанного напластования» — по Абиху) не редки глыбы, иногда и достаточно окатанные гальки известняков (отмеченные А. И. Джанелидзе еще в 1926 г.), совершенно сходных с алгетскими. Такие же гальки, только более мелкие, были обнаружены мною в разрезе среднего эоцена по Армазисхеви (район Мцхета), при детальном его изучении в 1949 г.

По заключению И. В. Качарава [3] интересующий нас район представлял сушу и подвергался размыву в течение почти всего палеогена. А. И. Джанелидзе, основываясь на тектонике района и фациальном анализе глыбовых брекчий, указал на обнаженность субстрата с известняками в среднеэоценовое время к югу от Тбилиси [5]. С этими выводами достаточно гармонируют данные П. Д. Гамкрелидзе, полученные им в результате изучения геологии всей Аджаро-Триалетской системы [6].

Правда, образование «конгломератов запутанного напластования» исследователи трактуют различно, все же одно бесспорно: в эпоху, когда осаждались эти породы, существовала суша с обнаженными известняками, подвергавшимися размыву и сносу материала в среднеэоценовое море. Следовательно, резонно допускать для того времени возможность циркуляции подземных вод в толще этих известняков. Можно даже полагать разгрузку этих вод частично недалеко от окрестностей современного Тбилиси. Видимо, и после среднего эоцена указанный район развития мела периодически на то или иное время представлял сушу.

В результате такой геологической истории в известняках должны были развиваться благоприятные условия для аккумуляции и циркуляции подземных вод.

Гидродинамическая сторона предложенного объяснения труднее всего поддается освещению. В противоположность пористым грунтам законы движения воды в трещиноватых породах в природных условиях еще не разработаны. Работы советских исследователей в последнее время дают, правда, некоторый критерий для определения сопротивления движению воды в трещиноватой среде [7], но практическое использование для гидрогеологических целей предложенных формул связывается с такими условностями, в силу неизбежности уравнения с несколькими неизвестными, что значение подсчитанного результата по существу обесценивается.

Гидрогеологически можно считать бесспорным, что в трещиноватых известняках, в особенности при той геологической истории, какую испытала верхнемеловая формация данного района, создаются наиболее благоприятные условия для движения подземных вод, в том числе и напорных.

В толще флиша движение, очевидно, будет значительно стеснено. В нем подъем воды, должно быть, приурочен к тектоническим разрывам как сравнительно благоприятным. Об их гидравлических условиях можем судить по данным неглубоких буровых (№ 1, № 4, № 8) и глубокой № 1, пересекающих, по-видимому, главную водоносную артерию. Уровень напора в первых при глубине скважин в пределах 100—130 м в первый период их функционирования имел отметку около 420 м, а в глубокой, при глубине захвата воды около 600 м, напор не превышает 426 м. Рассматривая эти скважины в статическом состоянии как своего рода пьезометры естественной динамической системы, можем считать потерю на сопротивление в этой системе ориентировочно около нескольких единиц метров на 100 м вертикального пути.

Распространив эти данные на весь путь наших терм во флише, т. е. от поверхности до меловых известняков, получим ориентировочный показатель потерь на сопротивление, при вертикальном подъеме воды под гидростатическим напором, порядка нескольких десятков метров,—по-видимому, не более 10 атмосфер.

Принятая нами область питания отстоит от Тбилиси на 30—40 км. Перемещение воды на это расстояние в аналогичной трещиноватой среде потребовало бы значительных потерь напора, но, как отмечено выше, условия движения воды в известняках, очевидно, являются иными.

Действительно, при той палеогеографической схеме, которая вырисовывается пред нами на основании геологических данных, вполне допустима возможность циркуляции воды в известняках на довольно значительной площади их распространения в течение длительного (в геологическом смысле) времени и, следовательно, разработки в них крупных трещин в роде карстовых ходов, но которым потеря на сопротивление будет, конечно, значительно ниже, чем в случае флишевой толщи или туфогенной свиты.

Таким образом, можно заключить, что гипсометрическое превышение территории, занятой известняками в районе Тетри-Цкаро, над площадью выходов Тбилисских терм, вполне может обеспечить напор, необходимый для создания соответствующей динамической системы¹³.

В районе Тбилисских терм в большом количестве встречаются жилы заполненные кальцитом. Обычно это изменчивая по мощности, как по простиранию, так и по падению, полоса трещин, отдельные составляющие которой то быстро выклиниваются, то ветвятся, иногда же сливаются в одну, образуя простую жилу. Падение жил вертикальное или близкое к нему. Простирание главным образом широтное. Таким образом жилы эти почти вертикально рассекают пачки обнаженных пологопадающих слоев среднего эоцена. Описания некоторых из них можно найти в работе Конюшевского [2].

При детальном изучении района источников в 1949—50 г. мною было зарегистрировано множество таких жил в ущельях р. Легвтахеви, р. Крцанисисхеви и их притоков, а также в др. местах. В некоторых случаях наблюдается в жилах разрыв и смещение разорванных частей, как, например, в каньоне Крцанисисхеви.

Следует еще упомянуть своеобразные гидротермальные изменения пород, наблюдающиеся в ущ. Легвтахеви и приуроченные к определенному литологическому горизонту дабаханской свиты. Природу этих образований изучил в 1933 г. А. Н. Заварицкий. Представляют они результат цеолитизации пород гидротермами [8, 9].

Эти факты являются одним из основных аргументов для тех, кто Тбилисские термы связывает с глубинными (вулканическими) процессами, тем более, что часто в естественных выходах вод рядом с открытыми водовыводящими трещинами или же непосредственно в этих по-

¹³ Вообще вопрос сопротивления движению, когда имеем дело с водами, поступающими с больших глубин, является весьма актуальным. При допущении инфильтрационного происхождения таких вод, следует учитывать совершаемый водой в той или иной степени длинный путь в породах, что, очевидно, связано с большими потерями энергии воды по таким затрудненным для ее движения ходам, как поры и мелкие трещины в породах. К сожалению, не располагаем пока надежным методом определения этих потерь. А это могло быть иногда решающим при выяснении условий формирования этих вод.

следних наблюдаются инкрустации, совершенно правильно приписываемые деятельности самых термальных вод. Постепенное прекращение одних источников и увеличение дебита других, по указанию Конюшевского, часто являлось результатом закрытия или суживания трещин такими инкрустациями [2].

Прекрасный пример действительности такого процесса представляет, как указывалось выше, буровая № 5.

По данным Г. В. Гвахария в жильных образованиях, как и в выделениях бур. № 5, кроме карбоната кальция с примесью спектрально улавливаемого магнезия, обнаруживается в незначительном количестве цеолит в виде ломонтита [9].

Жильные образования кальцита в районе Легвтахеви-Крцанисхевских терм. Это вполне справедливо и не должно вызывать возражения. Гидротермальные изменения некоторых пород дабаханской толщи в виде жилообразных и сфероидальных цеолитизированных участков могут иметь такое же происхождение, но это вовсе не обязательно. Они вполне свободно могут быть и совершенно независимыми от них.

Могут ли вышеуказанные факты служить бесспорным доказательством глубинного — в смысле вулканическом — происхождения Тбилисских терм? Надо полагать, что нет, так как они вполне могут быть обусловлены и при вадозном формировании этих вод.

Историю наших терм мы не можем ограничить только лишь современным этапом развития Земли. Естественно допустить их сравнительно древность, связывая начало их формирования с концом плиоценового времени (если еще не с более ранней эпохой). Следовательно, термы должны быть древнее, чем современный рельеф. Отсюда следует, что в процессе углубления эрозии и развития террас, выходы воды также перемещались, оставляя полуинкрустированные или полностью заполненные старые свои ходы и пробивая себе постепенно дорогу на более низких отметках, следуя общему понижению базиса эрозии.

Серьезным возражением против вулканического происхождения Тбилисских терм являются следующие два обстоятельства:

а) в районе нет абсолютно никаких прямых следов молодой (пост-третичной) вулканической деятельности. Возможно, конечно, что процесс не достиг дневной поверхности, но думается, что в таком случае гидротермальная деятельность, связанная с этим процессом, проявлялась бы в более крупном масштабе и была бы богаче минералообразованиями;

б) жильные образования, наблюдающиеся теперь в ущ. Легвтахеви, при допущении их глубинного гидротермального генезиса, должны были формироваться на несколько сот метров глубже от поверхности, — в тот период времени, когда термы выливались на уровне современного Табахмела—Коджори. В таком случае они должны содержать, хотя бы в виде незначительных проявлений, сульфиды металлов и, кроме того, такой характерный для всех фаз гидротермальных процессов минерал, как кварц. Однако по данным исследователей, изучавших минералогию этих жильных образований, ни кварц ни другие модификации SiO_2 в них не встречаются.

Рассмотрим теперь проблему с позиции гидрохимических данных.

Какой бы взгляд мы ни положили бы в основу нашего представления о генезисе Тбилисских терм, относительно динамических условий их, с точки зрения химизма вод, мы неизменно придем к одному и тому же

выводу: небольшая минерализация вод (имея в виду высокотемпературные представители «чистого ряда»), как уже отмечалось выше, очевидно, указывает во-первых на трещинную циркуляцию их, вытекающую и из геологических данных, и, во-вторых—на большую скорость движения воды.

На глубине путь воды, должно быть, представлен такой же широкой, порядка 10—20 см, трещиной, какую представляли в свое время те кальцитовые жилы, которые обнажаются теперь в районе источников. Только в таком случае может быть осуществимо то быстрое перемещение воды, при котором, несмотря на длинный путь в разнообразных породах, легко дающих при других условиях взаимодействия воды и породы сравнительно высокую минерализацию, вода очень далека от насыщения солями (кроме углекислого кальция).

Колебание состава, о котором подробно говорилось выше, указывает на неустойчивость условий его формирования. Трудно объяснить это явление смещением с поверхностными (неглубокой циркуляции) водами. Характер колебания тогда был бы другим. Кроме того, режим расхода тоже показывал бы колебания, связанные с изменением состава, чего также не наблюдается.

Надо полагать, что верхний отрезок пути оказывает заметное влияние на состав Тбилисских терм. Малейшие изменения в их динамике, вызывающие нарушение продолжительности общения воды с породами, или перемещение путей циркуляции, обуславливают те или иные изменения состава вод.

Вторая группа, отличающаяся от первой более высокой минерализацией, повышенной ролью сульфатов и отсутствием в солевом составе соды, также не может быть получена путем механического смещения вод первого типа с водами неглубокой циркуляции: непонятным было бы тогда высокое содержание хлоридов, а также отчасти повышенное количество соединений серы. Это вполне очевидно и не требует особых пояснений. Просмотр таблиц состава родниковых вод района и их сопоставление с термами вполне убеждает нас в справедливости данного положения.

Но на площади распространения среднего эоцена поверхностные воды путем более глубокого просачивания должно быть обогащаются хлоридами натрия, а также сульфатами, причем происходит и частичное разрушение последних. Эти воды могут потом смешиваться на сравнительно большой глубине с идущими снизу водами первой группы. Дабаханская толща и значительная часть флиша, по-видимому, богаты такими водами. Однако при значительных накопленных запасах, динамические (возобновляющиеся) ресурсы их, видимо, сравнительно ограничены.

Они распространены вокруг центрального участка Тбилисских терм, оказывая на здешние выходы то или иное влияние в зависимости от их динамических условий.

На еще больших глубинах в указанных толщах в условиях все более затрудненного водообмена, естественно, должна значительно повышаться, как в относительном, так и абсолютном отношении, роль неизменно-го реликтового компонента седиментационных вод—иона хлора. Данные глубокого бурения «Кавказуглегеологии» вполне подтверждают данное положение.

Факт повышения содержания сульфатов и общей минерализации в водах большинства буровых и источников после второго периода буро-

рых работ (см. выше), а затем постепенное возобновление старого режима, хорошо согласуется с указанным положением.

Легко объясняется им и режим буровой № 6: вследствие ограниченности ресурсов самостоятельно формирующихся сульфатных вод, дебит скважины сильно сократился, причем, естественно, понизилась и минерализация, приблизившись по составу к водам первой группы, а температура воды, наоборот, несколько возросла.

Намечается и другой путь образования вод второй группы, хотя, бы части их. Весьма возможно, что еще на большой глубине вода растекается по разным трещинам на отдельные струи, которые затем движутся к поверхности самостоятельно, независимо друг от друга, хотя между ними и должна быть тесная связь в смысле определенного динамического равновесия. В зависимости от сечения трещины и других условий, скорость отдельных струй будет различная. В результате же различных скоростей иными будут и температура и состав воды. Влияние пород дабаханской свиты в таком случае будет проявляться все сильнее.

Подобным представлением легко объясняется сочетание низкой температуры с повышенной минерализацией воды, в особенности в выходах на центральном участке.

В этом случае исключение как бы составляет бур. № 1, имеющая в данное время температуру около 36°, а минерализацию — приблизительно аналогичную буровой № 2. Но следует отметить, что буровая № 1 вначале имела именно высокую температуру, последняя постепенно понизилась впоследствии, причем некоторое, правда, не вполне определенное и устойчивое изменение претерпел и химический состав воды.

Также легко объясняется своеобразная тесная связь между буровыми № 2 и № 6, представляющим по физико-химическим показателям совершенно противоположные типы. Получение в большом количестве воды из скважины № 6 вызвало тогда же резкое падение дебита буровой № 2. Эта связь проявляется и теперь: закрытие скважины № 6 вызывает увеличение дебита бур. № 2, но без изменения химизма и температуры воды.

Как видно, между питающей буровую № 2 основной струей и сульфатной водой другого формирования существовало определенное динамическое равновесие. Проведение скважины № 6 нарушило это равновесие и оттянуло к ней около 50% той массы воды, которая раньше разгружалась через буровую № 2.

Чрезвычайно большое значение имеет для вопроса о формировании минеральной воды, в частности Тбилисских терм, газовый состав вод.

К сожалению, в этом отношении Тбилисские термы недостаточно изучены. Имеются лишь эпизодические анализы и то лишь спонтанного газа. Для правильной же картины количества и состава газового компонента необходимо, как это убедительно показал на ряде примеров Бунеев [10] иметь данные и о растворенном газе.

По имеющемуся анализу, произведенному в 1940 г. химиком Улухановым, выделяющийся из воды свободный газ состоит главным образом из азота и метана. Судя по этим данным, по принципу выдвинутому Белоусовым [11], газ этот скорее всего биохимического происхождения. Но по данным других он может быть и глубинного, — метаморфического образования. Так что газовый компонент воды в данном случае не может стать решающим.

По последним данным химика У. Д. Брегвадзе содержание метана в буровых №№ 2, 4, 5, и 8 несколько повышено по сравнению с другими.

В них оно колеблется в пределах 46—54%, причем характерно отсутствие углекислого газа. В буровых же № 6 и № 7 содержание метана не превышает 41—42%, при этом в отличие от первой группы они содержат углекислый газ и относительно большее количество сероводорода.

Основным фактом, из которого следует исходить при рассмотрении вопроса формирования Тбилисских терм, является резкое различие их состава (представителей чистого ряда), как по степени минерализации, так и по солевому комплексу, от окружающих вод, приуроченных к палеогену. Различие наблюдается не только в поверхностном срезе подземных вод, т. е. в зоне неглубокой циркуляции, — оно еще более резко проявляется в глубоких зонах.

Другим важным обстоятельством является сравнительно интенсивная промытость пород на достаточно больших глубинах, причем в горизонтальном срезе замечается уменьшение промытости с удалением от центрального участка терм.

Действительно, по данным Ш. Р. Чубинидзе на соседних с термами участках в среднем и нижнем эоцене, при глубине захвата вод около 1000 м, минерализация их не превышает 3—4,5 г/л. Состав воды $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$.

Даже в гипсоносном верхнем эоцене на глубине порядка нескольких сот метров не наблюдается заметного повышения общей минерализации, хотя и в данном случае роль хлоридов в составе вод сильно увеличена. С приближением к центральному участку терм минерализация вод в глубоких горизонтах палеогена еще более понижена. В составе вод часто доминируют сульфаты.

Все это указывает на направление подземных струй в данном районе снизу вверх, а расположение областей их питания следует искать в окружающих этот район возвышенностях.

В полосе подъема терм слабость минерализации вод с глубиной не меняется. Глубокая буровая № 1, захватывающая воду в нижнем эоцене на глубине около 700—1000 м, дает наименее минерализованную воду при ее $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ составе. Следовательно, промытость по вертикали здесь достигла максимума. А это, очевидно, стало возможным в результате интенсивной и длительной циркуляции поступающей снизу слабоминерализованной воды. Вполне естественно поэтому считать очагом ее формирования известняковую свиту, а областью питания — площадь распространения последней в бассейне р. Алгети.

Первоначальный состав движущейся по известнякам воды должен быть гидрокарбонатно-кальциевым при весьма слабой минерализации¹⁴. В процессе перемещения из области питания к области разгрузки состав воды претерпевает изменения с одной стороны путем обменной реакции Ca раствора на Na поглощенного комплекса пород и, с другой — обогащения ионами хлора из остатков метаморфизованных реликтовых вод. Вместе с тем, как видно, происходит образование сероводорода; он появляется в результате биохимической сульфатредукции сернокислых соединений, отчасти возможно и в результате разрушения сульфидов железа. Сернокислый натрий, должно быть отсутствующий в начальной стадии формирования терм, проявляется за счет сульфатов щелочных земель в результате их обменных реакций или с поглощенным комплексом пород или же с гидрокарбонатом натрия раствора. Под-

¹⁴ По данным нескольких анализов родниковых вод р-на Тетри-Цкаро, вытекающих из известняков, минерализация воды колеблется около 0,2—0,3 г/л.

чиненная роль в термах сернистых соединений указывает на небольшое содержание в первоначальной воде сернокислого кальция.

Реакции обмена и обогащения хлором, требующие соответствующей литологической среды, в основном протекают, по-видимому, в условиях обобщения воды, циркулирующей в известняках, с глинистыми породами кровли известняков, отчасти также и с прослоями глин, представленных в самой известняковой свите.

Подъем терм происходит по глубоким трещинам и притом, как не раз отмечалось выше, по-видимому, с большой скоростью. Ближе к поверхности происходит растекание воды на сравнительно большей площади. Отдельные ветви потока, — возможно уже разветвленного на большей глубине, попадая в различные динамические условия, претерпевают некоторые изменения в температуре и составе, обусловленные разной продолжительностью обобщения воды с породами и влиянием самостоятельно формирующихся в этих последних других подземных вод.

Еще ближе к поверхности — в верхней части дабаханской толщи — некоторые ответвления от основных струй возможно что попадают в условия обобщения с просачивающимися сверху водами неглубокой циркуляции. Весьма возможно притом, что на данном отрезке своего пути термы сосредоточены уже в одном определенном горизонте.

Согласно вышеизложенному формирование Тбилисских терм можно представить в виде следующей схемы (рис. 2), которая вместе с тем представляет грубую попытку интерпретации имеющихся к настоящему времени гидрохимических данных по подземным водам окрестностей Тбилиси.

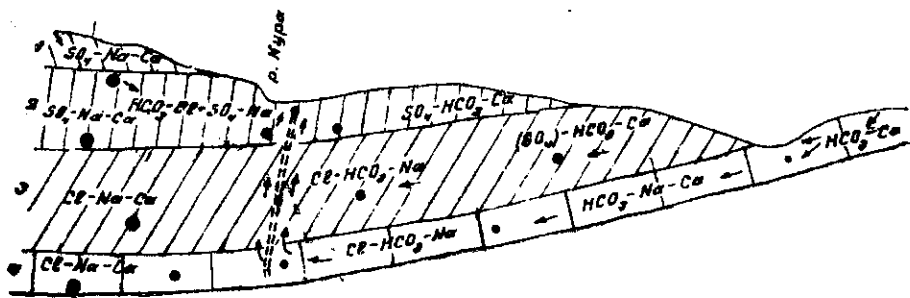


Рис. 2. Схема формирования Тбилисских терм; 1—верхний эоцен, 2—средний эоцен, 3—нижний эоцен, 4—верхний мел, ...—степень минерализации вод.

Таким образом, на основании анализа имеющихся данных по режиму, гидрохимии и геологическим условиям Тбилисских терм и увязки этих данных с региональными гидрогеологическими условиями окружающего района можно заключить, что эти воды атмосферного или, как иногда говорят, — вадозного происхождения. Однако объективность требует отметить, что указанные данные пока все еще недостаточны для вполне однозначного решения вопроса, — они в некоторой степени все же не исключают полностью возможности глубинного (в смысле зарождения в зоне метаморфизма) образования их. Требуется дополнительный материал. Необходимо прежде всего более углубленное изучение физико-химической природы терм. Надо также более полно осветить глубинную гидрогеологию окружающего района.

На основе предложенной схемы формирования Тбилисских терм можно прийти к некоторым выводам практического характера, главные из которых сводятся к следующему:

Носителями термальных вод помимо известняковой свиты могут быть и надмеловые толщи на участках их сравнительно глубокого погружения.

Минерализация таких вод, должно быть окажется разной, однако, она будет всегда более высокой, чем степень минерализации существующих терм центрального участка.

Вряд ли возобновляющиеся ресурсы указанных вод окажутся крупными, тогда как запасы их (общий объем), по-видимому, будут достигать значительных величин. Наиболее перспективным является средний эоцен.

Основываясь на фактических данных по режиму имеющихся буровых и источников, можно сказать, что возобновляющиеся ресурсы центрального участка терм почти полностью выявлены. Еще более глубоки скважинами на данном участке, очевидно, удастся вызвать истечение большей массы воды, но исключительно за счет запасов и, следовательно, на более или менее ограниченное время. С другой стороны скважины, в зависимости от их глубины, могут увеличить расход терм и путем усиления подтока окружающих вод, связанных с эоценовыми толщами. В подобном случае возможно заметное изменение состава воды.

Учитывая динамическое равновесие между термами центрального участка и окружающими водами, бурение в пределах таборской антиклинали с целью вывода термальных вод из среднего эоцена вообще связано с риском нарушения режима терм и поэтому должно решаться после тщательного анализа условий.

В последнее время большое внимание уделяется термальным водам, как источникам тепловой энергии для отопительных и др. целей. Там, где естественных выходов не имеется, или же они по температуре воды и ресурсам не достаточны, взоры исследователей, естественно, обращаются к сравнительно большим глубинам как возможным носителям высокотермальных вод. Работы с указанной целью по инициативе инженер-геолога И. В. Бакрадзе, как указывалось, начаты в Тбилиси в 1952 г. Однако пересечение эоценовых формаций буровыми на глубину 1200—1500 м не оказывается достаточным для разрешения намеченной задачи. Вполне основательно выдвигается руководителями работ предложение врезаться скважиной в меловую толщу на глубину около 3000 м.

Следует отметить, что проведение подобной скважины, по эффекту может быть и самой перспективной, в ближайших окрестностях центрального участка терм может вызвать сильное нарушение режима последних. Целесообразнее провести такую скважину к югу от указанного участка в пределах осевой полосы телетской структуры.

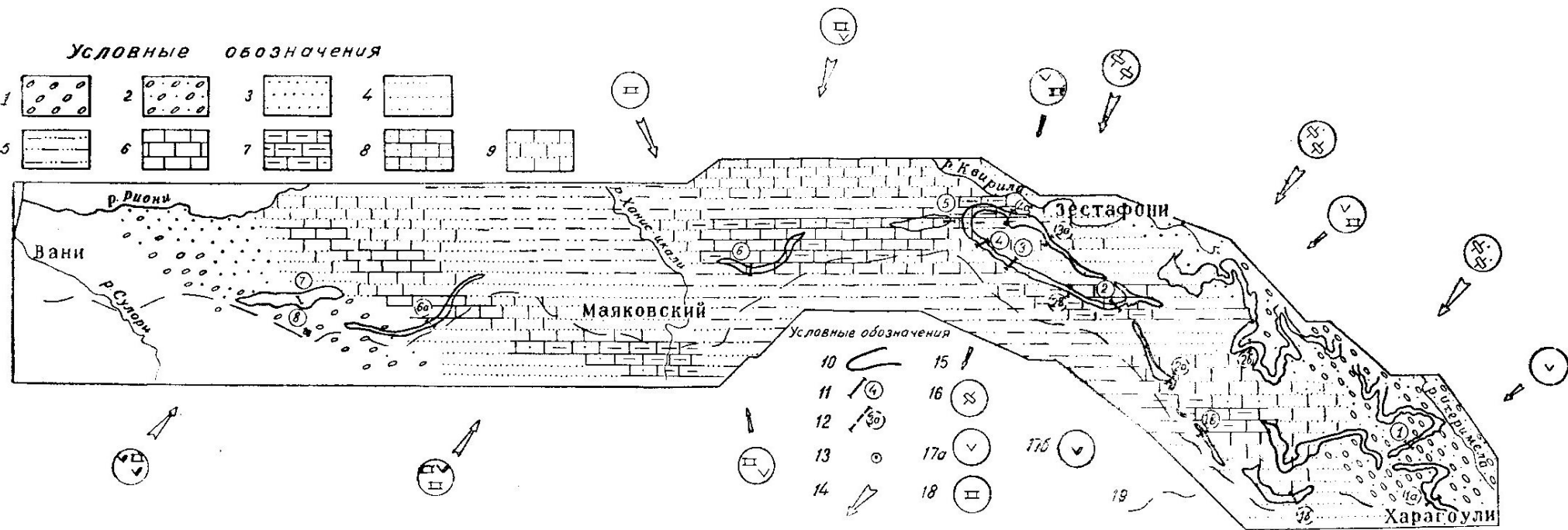
Как в смысле постоянных, возобновляющихся ресурсов, так и накопленных запасов, могущих обеспечить истечение на достаточно долгое время, при высокой температуре воды (свыше 50—55°), верхнемеловая известняковая свита должна являться наиболее перспективной. В составе воды с удалением от участка терм, должно быть, будет повышаться роль хлоридов вместе с увеличением общей минерализации воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аби х Г., Отчет комиссии учрежденной для исследования Тифлиссских минеральных источников, Тифлис, 1870.
2. Конюшевский Л. К., Отчет о геологических исследованиях Тифлиссских термальных источников и их ближайших окрестностей по правую сторону Куры, Мат. для геол. Кавказа, сер. IV, кн. 3, Тифлис, 1915.
3. კაჭარავა ი., ტფილისის მინერალური კვანძები, საქ. გეოლ. ინსტ. შრომები, ტ. II, ბ. 1, 1936.
4. Дзоценидзе Г. С., К петрографии лав окрестностей Тбилиси, Сообщения АН СССР, т. IX, № 3, 1948.
5. ჯანელიძე ა., თბილისის მინერალური და გარე კანუთის გეოლოგიის ზოგი საკითხი თბილ. სახ. უნივერსიტ. შრომები, ტ. XXXIV, 1948.
6. Гамк्रेლიдзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Инст. геол. и мин. АН СССР, моногр. 2, Тбилиси, 1949.
7. Ломизе Г. М., Фильтрация в трещиноватых породах, М.-Л., 1951.
8. Заваридки А. Н., К вопросу о генезисе Тифлиссских терм, Тр. Геол. инст. АН СССР, т. V, 1936.
9. Гвахария Г. В., Цеолиты Грузии, Инст. геол. и мин. АН СССР, монографии, № 3, Тбилиси, 1952.
10. Бунеев А. Н., К изучению газового состава минеральных вод, Сб. гидрохимические материалы, т. XIV, М.-Л., 1948.
11. Белоусов В. В., Очерки геохимии природных газов, Ленинград, 1937.

საბჭოთა—ОГЛАВЛЕНИЕ

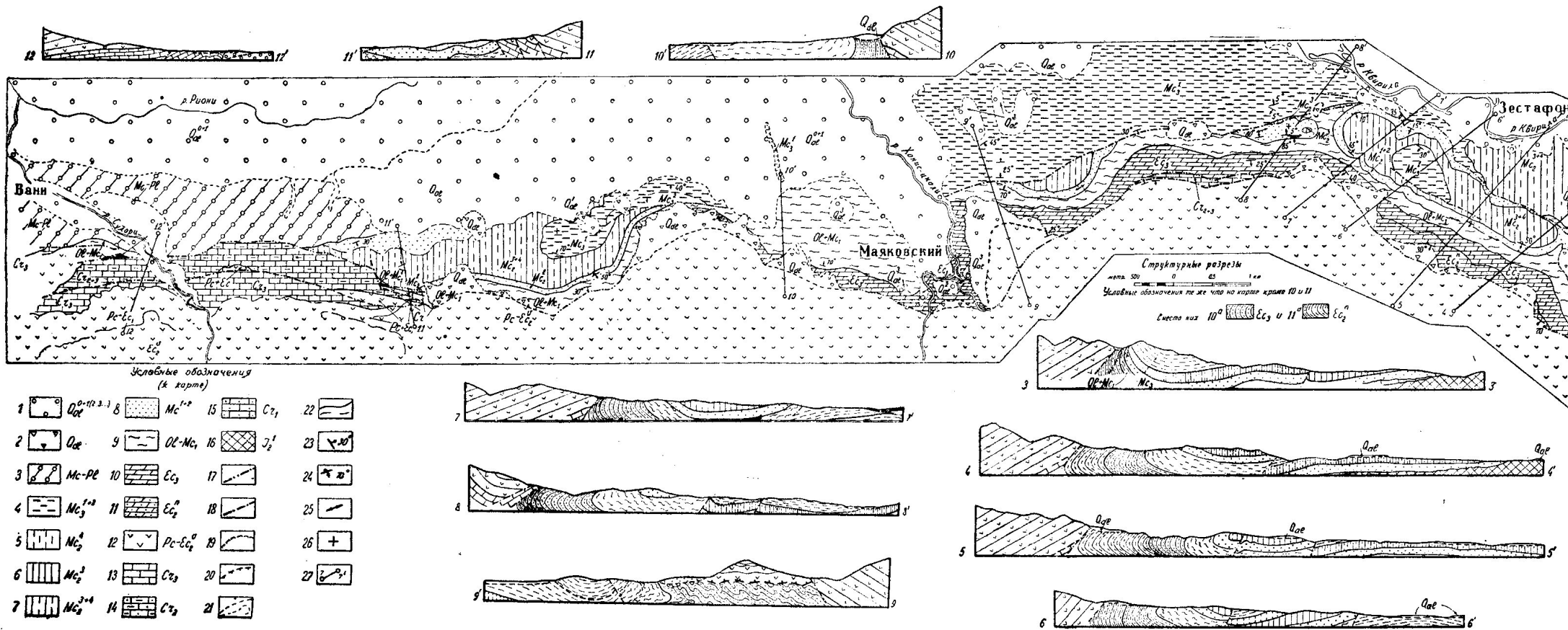
1. Н. С. Бендукидзе. Верхнеюрские кораллы западной части Абхазии и ущелья р. Мзимта	5
2. И. В. Качаравა. Олигоценая фауна района Ахалциха	37
3. ბ. შრეკლიშვილი. დუშეთის რაიონის პალეოგენის სტრატოგრაფია * Н. И. Мревлишвили. Стратиграфия палеогена Душетского района	65
4. А. А. Чиковани. Стратиграфия и фации миоцена северных предгорий Имеретинского хребта	87
5. А. В. Когошвили. Геологическое строение и молодые тектонические движе- ния Тирифонско-Саатвнесской долины	93
6. С. С. Чихелидзе. К вопросу формирования Тбилисских терм	133
	153



Фиг. 10. Схема фаций чокракского горизонта.

1)—Конгломерат; 2)—Крупнозернистые песчаники и пески с галькой; 3)—Разнозернистые песчаники и пески; 4)—Тонкозернистые песчаники; 5)—Песчано-глинистые и алевроитово-глинистые отложения; 6)—Известняки; 7)—Мергели; 8)—Песчаные известняки; 9)—Известковистые песчаники; 10)—Выходы отложений; 11)—Расположение опорных разрезов: 1. у с. Тетрацкаро на левом берегу р. Гокишура; 2. у г. Дзлори на левом берегу р. Аджамура; 3. на левом берегу р. Джобоури, у „Дамцвари эклесна“, 4. на правом берегу р. Ачхета; 5. у церкви Свири, 6. на р. Лухута; 7

и 8 по р. Квинисцали. 12)—Расположение вспомогательных разрезов: 1а. по р. Джиквела 16. у с. Хидари; 1в. по р. Турна; 2а. у с. Кддеги; 2б. у ст. Шорапани. 2вв междуречье Аджамура-Джобоури, 3а. По р. Джобоури; 4а. по р. Ачхета; 5а. по р. Шавела; 6а. по р. Перети; 13)—Места заложения скважин. 14)—Направления сноса материала; главные и 15)—второстепенные. Состав сносимого материала (в кружке при стрелках): 16)—Аркозы; 17а)—Граувакки из юры; 17б)—Грауваки из палеогена; 18)—Обломки известняков. 19)—Региональный разлом.



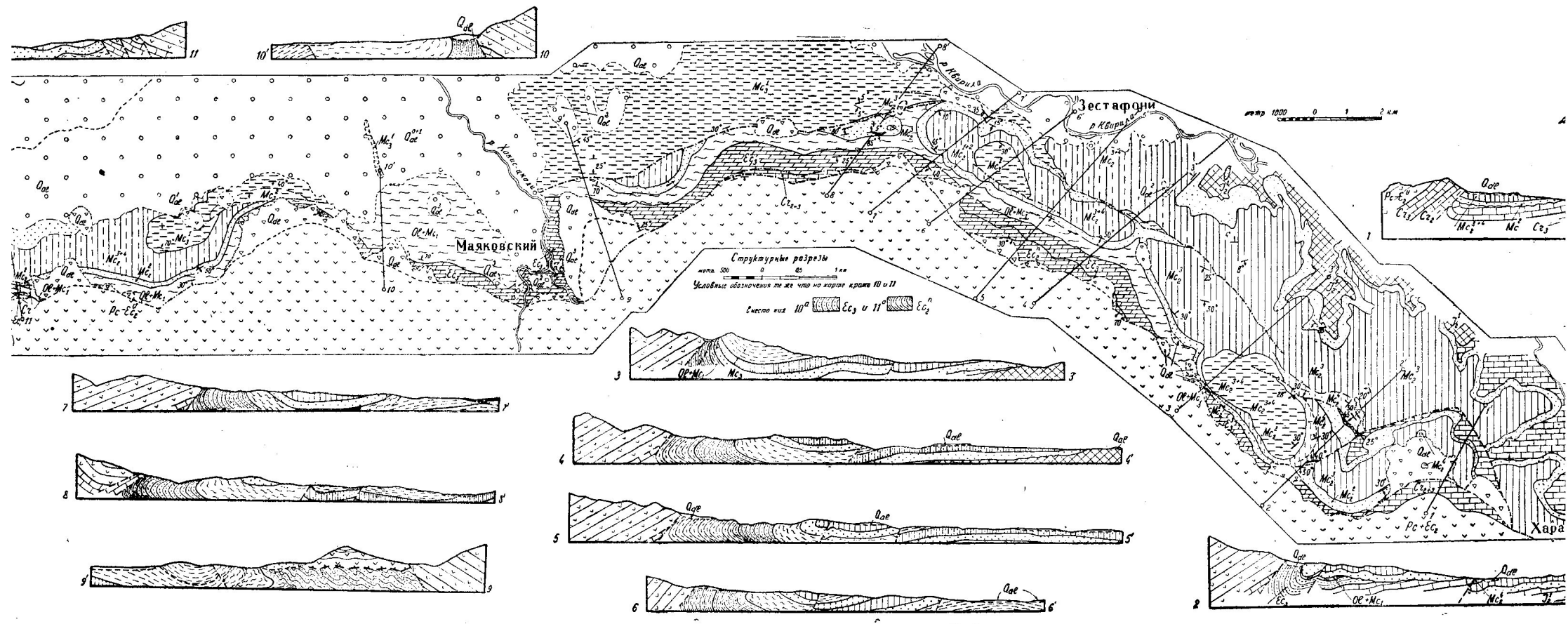
Фиг. 23. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ИМЕРЕТИНСКОГО ХРЕБТА

Условные обозначения

1—Современный аллювий (⁰), и отложения первой (¹), второй (²), и т. д. надпойменных террас. 2—Делювий. 3—Миоценовые молассы—полимиктовые псефиты и псаммиты (реже глины). 4—Средний и нижний сармат—конгломераты песчаники, алевролиты, мергели, глины. 5—Фолладовые слои—известковистые полимиктовые алевролиты, алевролиты, алевролиты. 6.—Караганский горизонт—полимиктовые и грауваковые псаммиты, известковистые полимиктовые алевролиты, глины, оолитовые известняки. 7.—Конка и караган нерасчлененные. 8. Чокракский и тарханский

горизонты—песчаные известняки (редко кристаллические известняки), аркозовые (редко олигомиктовые) псаммиты и серые мергели. 9—Нижний миоцен и олигоцен—майкопская свита. 10 (на карте)—и 10^а (на разрезах)—Верхний эоцен—свита фораминиферных мергелей. 11. (на карте)—и 11^а (на разрезах)—Средний эоцен преимущественно в нормально-осадочной фации—алевролиты, кварцевые алевролиты и покров порфирит-диабазы. 12—Вулканогенно-осадочные: средний эоцен, нижний эоцен и палеоцен—свита грубообломочных туфобрекчий и порфири-

товых покровов; слоистая туфогенная пестроцветная толща. 13—Верхний мел—свита слоистых известняков и слоистых мергелистых известняков. 14—Средний мел—свита розовых известняков с красными кремнями (туррон); свита кварцево-глауконитовых известняков (сеноман); глауконитовые песчаники и вулканогенная толща (альб). 15—Нижний мел—мергели, мергели с глауконитом и мергелистые известняки (апт); известняки ургонской фации (баррем). 16—Средняя юра (байос)—порфирировая свита. 17.—Региональная зона разрывов. 18.—Локальные разрывы. 19.—Фронт



Фиг. 23. СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ИМЕРЕТИНСКОГО ХРЕБТА
Условные обозначения

второй (?), и т. д. ые молассы—полиний и нижний саргиллы, 5—Фолянты, алевроитистые лауваковые псаммиты и тарханский

горизонты—песчанистые известняки (редко кристаллические известняки), аркозовые (редко олигомиктовые) псаммиты и серые мергели. 9—Нижний миоцен и олигоцен—майкопская свита, 10 (на карте)—и 10^a (на разрезах)—Верхний эоцен—свита фораминиферовых мергелей. 11. (на карте)—и 11^a (на разрезах)—Средний эоцен преимущественно в нормально-осадочной фации—алевроитистые мергели, кварцевые алевролиты и покровы порфирит-диабазы. 12—Вулканогенно-осадочные: средний эоцен, нижний эоцен и палеоцен—свита грубообломочных туфобрекчий и порфири-

товых покровов; слоистая туфовая пестроцветная толща. 13—Верхний мел—свита слоистых известняков и слоистых мергелистых известняков. 14—Средний мел—свита розовых известняков с красными кремнями (турон); свита кварцево-глауконитовых известняков (сеноман); глауконитовые песчаники и вулканогенная толща (альб). 15—Нижний мел—мергели, мергели с глауконитом и мергелистые известняки (апт); известняки ургонской фации (баррем). 16—Средняя юра (байос)—порфиритовая свита, 17.—Региональная зона разрывов, 18—Локальные разрывы. 19—Фронт

продвижения раннечетвертичных оползней. 20—Фронт экзотектонического продвижения крупных масс пород (с ненарушенной текстурой). 21—Границы четвертичных отложений, 22—Стратиграфические границы между формациями; достоверные и предполагаемые. 23—Нормальное залегание пластов; азмуг и угол падения. 24—Опрокинутое залегание пластов, 25—Пласты „поставленные на головы“; 26—Субгоризонтальное залегание. 27—Линии и границы структурных разрезов.