

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 149. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 62). 1953

В. П. Ренгартен. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. В. И. Славин. Титон-валанжинские аммониты Карпат. Ю. М. Пущаровский. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 149. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 62). 1953

В. П. Ренгартен. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. В. И. Славин. Титон-валанжинские аммониты Карпат. Ю. М. Пущаровский. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Главный редактор
член-корреспондент АН СССР Н. С. ШАТСКИЙ

Ответственный редактор
В. В. МЕННЕР

В. П. РЕНГАРТЕН

К СТРАТИГРАФИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ
ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Исследование геологического строения Малого Кавказа за последние годы развивается чрезвычайно быстрыми темпами. Семнадцать лет назад, в 1936 г., когда нам впервые удалось сделать несколько экскурсий в северных предгорьях Малого Кавказа с целью изучения стратиграфии меловых отложений, в геологической литературе по этому вопросу можно было найти лишь самые общие указания. Расчленение мощной толщи меловых отложений даже в выпедших в то время регионально-геологических работах К. Н. Паффенгольца (1934) оставалось еще очень суммарным — выделялись только сеноман, турон и сенон. В первых работах мною была доказана возможность выделения с довольно прочным палеонтологическим обоснованием до 10 стратиграфических подразделений (Ренгартен, 1940, 1941₁, 1941₂, 1946, 1949). В последующие годы многие исследователи Малого Кавказа, разрабатывая различные вопросы геологии, занимались и меловыми отложениями. Назовем здесь работы Р. Н. Абдуллаева, Ш. А. Азизбекова, М. М. Алиева, А. А. Ализаде, А. Т. Асланяна, Л. Н. Леонтьева, К. Н. Паффенгольца, В. И. Славина, А. Н. Соловкина, В. В. Тихомирова, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли и др. Большинство этих исследователей предложенную мною стратиграфическую схему приняли за основу, но, конечно, собирались новые палеонтологические материалы, сообщались новые наблюдения, освещались особенности отложений в отдельных районах, высказывались новые точки зрения. Особенно много нового и ценного в познание меловых отложений Малого Кавказа внесли работы В. Е. Хаина и В. В. Тихомирова (1948, 1949; Хаин, 1947; Тихомиров и Хаин, 1949). Большая часть палеонтологических коллекций, собранных названными геологами, поступила в наше распоряжение для обработки¹.

Итак, за последние годы накопились обильные материалы, с разных сторон характеризующие меловые отложения Малого Кавказа. Это говорило о необходимости новой ревизии стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа.

С другой стороны, разработка проблемы нефтеносности Куринской депрессии привела к необходимости выявления скрытых тектонических

¹ Определения гастропод выполнены В. Ф. Пчелинцевым, часть пелеципод обработана Н. Н. Бобковой, ревизия нижнемеловых пелеципод сделана Т. А. Мордвилко.

структур по видимым формам мелового субстрата на южном обрамлении депрессии и распознавания в глубоких буровых скважинах достаточного числа опорных горизонтов среди меловых отложений. Наконец, не исключается также возможность нахождения нефти и в самой меловой серии пород.

Все сказанное послужило обоснованием для дальнейшей разработки стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа.

В 1949 г. в течение двух месяцев полевых работ мы, совместно с аспиранткой Л. В. Захаровой, исследовали выходы меловых отложений на северном склоне Малого Кавказа на протяжении около 200 км между реками Дебеда-чай и Инча-чай. Детальные послойные разрезы составлены в 22 пунктах этой полосы. Изученные нами разрезы и данные, собранные другими исследователями в этих же районах, дают возможность выделить и достаточно полно охарактеризовать 11 стратиграфических единиц как по литологическим признакам, так и по фауне. Кроме изучения макрофауны была поставлена задача выяснить возможность обоснования стратиграфии верхнемеловых отложений Малого Кавказа на основе изучения фораминифер. Разработкой соответствующей темы занималась аспирантка Л. В. Захарова (1952).

Первое и очень ценное исследование по распределению фаций верхнемеловых отложений Малого Кавказа и по восстановлению (этап за этапом) изменений палеогеографических условий в этой области сделал недавно В. В. Тихомиров (1950). Новые материалы заставляют внести в эти представления и реконструкции лишь некоторые изменения и дополнения. В настоящее время уже можно наметить ряд закономерностей в ходе изменений состава, фаций и мощностей меловых отложений и подойти к прогнозам, относящимся к их нахождению на глубине в области Куринской депрессии.

В 1951 г. вышла в свет статья К. Н. Паффенгольца, посвященная стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Так как трактовка К. Н. Паффенгольца резко расходится с тем, что в вопросах стратиграфии принимается громадным большинством исследователей Малого Кавказа, то мною уже помещены в печати (1951) некоторые замечания к этой статье. В основном, расхождения касаются территории, лежащей к юго-востоку от рассматриваемой здесь северной зоны Малого Кавказа, и будут разобраны в другой работе, подготовляемой мною к печати. Некоторые положения К. Н. Паффенгольца, относящиеся к предмету настоящей статьи, рассматриваются ниже в соответствующих местах текста.

Объем статьи не позволяет приводить фактический материал, характеризующий разрезы меловых отложений, по каждому из изученных районов. Нет возможности также давать здесь полные списки фауны с указаниями на ее послойное распределение. Обзор придется сделать по основным стратиграфическим единицам (ярусам и их отделам) с приведением наиболее характерной фауны, обосновывающей возраст. Далее рассматриваются литологические особенности и изменения фаций и мощностей каждого горизонта в разных районах и высказываются соображения о физико-географических условиях накопления осадков. Просмотр под микроскопом значительной части шлифов проведен при участии Н. В. Ренгартен.

АРТАМИНСКАЯ СВИТА

До последнего времени наименее освещенным оставался вопрос об отношении в Малом Кавказе нижнемеловых отложений к юрским. Самыми древними отложениями мела считались глины и песчаники копалоносной свиты, известные в районе сел. Верхний Агджакед (Шаумяновский

район Азербайджанской ССР) и относившиеся к нижнему апту на основании сделанных немногих определений пелеципод. Подобные же отложения были отмечены еще в районе сел. Котигёх (Коткенд) в Ноемберянском районе Армянской ССР. Считалось, что копалоносная свита лежит трансгрессивно на юре, и нижним ярусам мела — валанжинскому, готеривскому и барремскому — соответствует перерыв.

В Шамшадинском районе Армянской ССР, в окрестностях г. Берд, вдоль левобережья р. Тауз-чай был прослежен последовательный восходящий разрез от верхней юры до подошвы трансгрессивного сеномана. Как и в других местах Малого Кавказа, верхнюю юру представляют здесь четыре фациально различные свиты:

- 1) туфогенные песчаники — аналог келловей;
- 2) массивные известняки с брахиоподами, представляющие оксфорд и лузитан — бердская свита В. Е. Хаина (1947), условно отнесенная им к титону и слагающая клюзу по р. Тауз-чай у г. Берд;
- 3) обломочно-вулканогенная свита, соответствующая, вероятно, кимериджу и нижнему титону. В других районах она включает залежи гипса;
- 4) свита коралловых известняков, чередующихся с туфогенными песчаниками, — верхний титон.

В последней свите, выступающей западнее г. Берд, мне удалось встретить фауну, состоящую из множества кораллов и редких пелеципод, среди которых два вида — *Pecten* и крупные *Trichites* — достаточно близки к титонским формам, но могут также встречаться в низах неосома.

Под названием артаминская свита¹ я выделяю толщу пород, мощностью около 350 м, совершенно согласно покрывающую верхнетитонскую пачку коралловых известняков. Эта свита в нижних своих горизонтах состоит из туфо-песчаников такого же характера, как и переслаивающиеся с коралловыми известняками. Тонкие прослоечки известняка встречаются также среди туфо-песчаников артаминской свиты, но для нее характерны еще прослой более чистых порфиритовых туфов, а большая, верхняя часть, состоит уже из чисто вулканогенных материалов — туфо-брекчий, туфов и потоков порфиринов.

Отсутствие перерыва седиментационных процессов между титоном и артаминской свитой доказывается еще тем, что коралловые известняки не представляют собой непрерывных пластов, а скорее — линзы (числом до 5), выклинивающиеся и замещающиеся по простиранию отдельными сростками кораллов среди туфо-песчаников. Там, где все пять пачек или линз известняка исчезают, титонская свита (4-я в вышеприведенном разрезе) ничем не отличается от артаминской. Последняя с некоторым угловым несогласием покрывается трансгрессивной свитой сеномана. На левобережье р. Артама на горе Манлар можно видеть, как пологие складки артаминской свиты срезаются базальными слоями сеномана.

Батрологическое положение артаминской свиты между палеонтологически охарактеризованными отложениями титона и сеномана позволяет признать ее эквивалентом какой-то части нижнего мела.

В трактовке разреза в районе г. Берд в литературе существуют разногласия. Находка И. Н. Ситковским небольшой фауны, о которой упоминает В. Е. Хаин (1947) и которая получила лишь неточные и противоречивые определения, приурочивалась обыкновенно к известнякам «Бердских ворот» (клюзы), но в этом ли горизонте в действительности была найдена эта фауна — остается неизвестным. В связи с этим и возраст известняков

¹ Название заимствовано от реки Артам, левого притока р. Тауз-чай, впадающего в последнюю между г. Берд и сел. Таузкенд.

Берда определялся то как титонский, то как сеноманский, а в последней своей статье К. Н. Паффенгольц (1951), категорически отрицая возможность отнести эту карбонатную толщу к титону (и вообще к верхней юре), настаивает на ее нижнемеловом возрасте. Как видно из приведенного выше разреза, даже для карбонатной свиты (4), лежащей стратиграфически значительно выше известняков Берда, приходится по фауне признать возраст либо титона, либо самых низов мела (мне не известны представители рода *Trichites* в отложениях моложе нижнего готерива).

В 20 км к юго-западу в районе г. Иджевана в долине р. Акстафа-чай мы наблюдали ряд складок простирания ВСВ, в строении которых принимают участие верхнеюрские (титонские?) известняки, а выше, на крыльях, располагается мощная толща туфо-песчаников и грубых туфо-брекчий из кусков порфиритов и их туфов. В северных структурах эта свита — аналог артаминской — перекрывается несогласно верхним мелом и достигает мощности 150—250 м. В южной антиклинали, выше сел. Верхний Агдан, верхнеюрские известняки, слагающие скалу Кюмбет, также покрываются обломочно-вулканогенными породами. Однако между ними и верхнемеловыми туфо-песчаниками здесь сохранилась пачка слоистых песчанистых известняков, в которых по сборам К. Н. Паффенгольца в 1940 г. мною была определена фауна, указывающая скорее всего на верхний апт или нижний альб. Характер налегания альба на артаминскую свиту оставался невыясненным. Верхний же мел залегает на слоистых известняках альба с угловым несогласием. В следующем разделе приводятся новые данные, характеризующие эту свиту как нижний альб.

В окрестностях сел. Котигёх (Ноемберянский р-н) по левобережью левого притока р. Джогас-чай также прослеживается обломочно-вулканогенная артаминская свита, налегающая (с конгломератом в основании) на сильно разложившиеся порфириты средней юры. Над этой свитой, имеющей здесь мощность 80 м, залегают глины с прослоями песчаников. В глинах найдены только растительные остатки, плохие пелециподы и морские ежи. Н. Н. Бобкова в 1937 г. собрала включения конала и отпечатки *Baculites* sp., *Pectunculus* sp., *Lucina* sp., *Tellina* sp., *Corbula elegantula* d'Orb., *Veniella* sp., *Perna* sp. ex gr. *P. ricordeaui* d'Orb., *Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Dreissensia* cf. *lanceolata* Sow. etc. Эта фауна весьма близка к собранной в копалоносной свите Верхнего Агджакенда и указывает на верхи баррема или низы апта. Таким образом, пределы возраста нижележащей артаминской свиты еще более суживаются — от валанжина до нижнего апта.

Развитие мощной вулканогенно-обломочной свиты приурочено к меридиональному прогибу, охватывающему бассейны рек Акстафа и Тауз-чай. На протяжении 85 км между р. Асрик-чай и р. Кюрак-чай артаминская свита или не отлагалась или была размыта перед трансгрессией сеномана. Этот участок соответствует Шамхорскому антиклинорию, испытывшему воздымания уже в верхнеюрское и нижнемеловое время. Сеноман здесь большую частью ложится непосредственно на среднюю юру.

Возможно, что с верхами артаминской свиты мы встречаемся на коротком протяжении в районе сел. Верхний Агджакенд. Здесь в широтном направлении проходит антиклиналь, сложенная титоном — гипсами в ядре и чередующимися доломитами, глинами и доломитовыми брекчиями на крыльях. Мощность верхней пачки титона 80 м. В северном крыле антиклинали вдоль балки Цимхадзор (приток р. Кара-чай) проходит сброс широтного направления, и к доломитам титона прислонены отложения копалоносной подсвиты, которые можно рассматривать как верхи артаминской свиты. Основная, вулканогенная часть этой свиты здесь опущена по сбросу и на поверхность не выходит.

НИЖНИЙ АЛЬБ

Нижнеальбские или, как раньше предполагалось, верхнеаптские отложения были нами встречены в 1936 г. в окрестностях сел. Верхний Агджакенд. Они представлены пачкой песчаников, мощностью до 18 м, и покрывают здесь копалоносную подевиту. В базальном конгломерате нижнего альба найдена обильная фауна. Приведем список этой фауны, пополненный нашими новыми сборами и определениями Т. А. Мордвилко: *Ancyloceras* (?) sp., *Neohibolites* sp. ind., *Arca carteroni* d'Orb. var., *Cucullaea* ex aff. *passyana* d'Orb., *C.* ex aff. *cenomanensis* d'Orb., *Pectunculus* sp. ex gr. *P. subauriculatus* Forbes, *Trigonia daedalea* Park., *Astarte gurgitis* Pict. et Roux, *Protocardia sphaeroidea* Forbes, *Panopaea gurgitis* Brongn., *Lima* (*Plagiostoma*) *cottaldi* d'Orb., *L.* (*Plagiostoma*) *azerbaidjanensis* Renng. sp. n. (ex gr. *Pl. subrigida* Roem.), *Pecten* cf. *daubrei* Coq., *Prohinnites favrinus* Pict. et Roux, *Alectryonia* cf. *macroptera* Sow., *Exogyra caucasica* Mordv. sp. n., *Ex. lata* Leym. и др. Здесь, кроме нескольких, широко распространенных в нижнем мелу форм, присутствуют виды, не появляющиеся раньше нижнего альба — *Trigonia subdaedalea* Park., *Prohinnites favrinus* Pict. et Roux и *Exogyra caucasica* Mordv., а другие могут быть сближены скорее с верхнемеловыми видами, чем с нижнемеловыми. Повидимому, как это теперь доказывает Т. А. Мордвилко, правильное отнести начало соответствующей трансгрессии не к верхнему апту, как принималось мною раньше (1940, 1941), а к нижнему альбу.

В балке Цимхадзор нижнеальбские отложения начинаются грубым конгломератом с окатанными гальками порфиринов, в средних слоях выражены среднезернистыми, несколько железистыми песчаниками, а вверху снова становятся более грубыми, обнаруживают косую слоистость и даже линзы конгломерата. Можно сделать заключение, что пачка, мощностью 18 м, представляет собой отложения кратковременной морской трансгрессии, которые быстро сменились дельтовыми или даже речными отложениями.

С новой верхнеальбской трансгрессии начинается следующий седиментационный цикл.

К западу от Верхнего Агджакенда на огромном протяжении северной зоны Малого Кавказа нижнеальбских отложений не встречено и только в Акстафинском поперечном прогибе, в районе сел. Верхний Агдан К. Н. Паффенгольц (1951) еще в 1940 г. нашел фауну, очень сходную с агджакендской и отнесенную по моему предварительному определению к верхнему апту, а именно, здесь были указаны: *Plagiostoma subrigida* Roem. var., *Pecten* (*Camptonectes*) *matheroni* d'Orb., *Neithea morrissi* Pict. et Renèv. и *Exogyra caucasica* Mordv. sp. n. (in litt.). А. Т. Асланян (1946) оттуда же приводит *Trigonia nodosa* Sow. (определение А. Л. Цагарели).

В 1949 г. по моим наблюдениям (уточненным в 1950 г.) к юго-западу от сел. Верхний Агдан между вулканогенно-обломочными породами артаминской свиты и верхним мелом выделяется пачка пород, мощностью около 20 м, состоящая из почковатых песчаных известняков, туфогенных песчаников и слоистых мергелистых известняков. Здесь мною, а также А. А. Атабекяном собрана фауна, соответствующая сборам К. Н. Паффенгольца и А. Т. Асланяна, но позволяющая более уверенно отнести ее к нижнему альбу.

Мои сборы, по определению Т. А. Мордвилко, содержат *Acanthoplites* (?) sp. ind., *Pectunculus* sp., *Protocardia* sp., *Inoceramus* cf. *anglicus* Park., *In. salomoni* d'Orb. var. *agdanensis* Mordv. var. n. (in coll.), *Lima* (*Plagiostoma*) sp. n. (ex gr. *L. subrigida* Roem.), *Neithea* sp., *Alectryonia* sp., *Exogyra* sp. Среди сборов А. А. Атабекяна особенно важны: *Kossmatella agassizi* d'Orb., *Trigonia daedalea* Park. и *Trigonia coquandi* d'Orb.

Если даже не опираться на аммониты, сохранность которых слишком плохая, многочисленные тригонии (в сборах А. А. Атабекяна) достаточно хорошо отличаются от неокомских и аптских представителей группы *Tr. nodosa* Sow. и с полным основанием могут быть отнесены к появляющейся не раньше альба *Tr. daedalea* Park. С альбскими же и притом скорее всего со среднеальбскими формами должны быть сближены и *Tr. coquandi* d'Orb. и оба вида иноцерамов. Таким образом, для рассматриваемой карбонатной пачки пород в окрестностях Верхнего Агдана мы так же, как и для конгломерата Верхнего Агджакенда, должны признать нижеальбский возраст (вместо ранее принятого верхнего апта), причем здесь, возможно, частично есть и средний альб.

В статье К. Н. Паффенгольца (1951) указания на стратиграфическое положение нижнемеловой фауны, найденной им в окрестностях Верхнего Агдана, не ясны. Так, приведя (на стр. 61) данные, характеризующие «карбонатную толщу» г. Берда, он далее говорит, что «в породах основания толщи в западной ее части, к юго-западу от сел. Верхний Агдан» была встречена фауна, отнесенная, по определениям В. П. Ренгартена, к верхнему апту. По нашим наблюдениям эта фауна, которую мы теперь считаем нижеальбской, приурочена к известняково-мергельной пачке, залегающей по крайней мере на 200 м выше толстослоистых окремненных известняков скалы Кюмбет, слагающих ядро антиклинали и могущих быть аналогом верхнеюрских известняков Берда.

Следует еще отметить, что в северном крыле Иджеванской антиклинали отсутствуют отложения нижнего и верхнего альба и сеноман с базальным конгломератом в основании налагает непосредственно на туфо-песчаники и туфо-конгломераты артаминской свиты.

ВЕРХНИЙ АЛЬБ

Кроме выходов верхнеальбских отложений, обнаруженных мною в окрестностях сел. Верхний Агджакенд в 1936 г., новых пунктов их распространения осматривать не пришлось. В верховьях балки Цимхадзор прослежена свита пород, мощностью 32 м. Она начинается зеленоватым массивным туфогенным песчаником, как бы срезывающим косослоистые песчаники и конгломераты нижнего альба. В этом выражается трансгрессивность верхнеальбской свиты. Выше следуют более тонкозернистые слоистые туфо-песчаники и наконец мергели с прослоями мергелистого известняка. И в песчаниках и в мергелях содержится фауна верхнего альба: *Neohibolites* sp. ex. gr. *stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus* cf. *concentricus* Park., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Ostrea purpurea* Sinz., *Exogyra conica* Sow. Свита верхнего альба срезывается с некоторым угловым несогласием базальным горизонтом сеномана.

К западу от Верхнего Агджакенда на продолжении той же полосы выходов В. И. Славин наблюдал верхнеальбские отложения по р. Бузулух (приток Кюрак-чая) близ сел. Монашен. Свита имеет здесь бóльшую мощность, чем в балке Цимхадзор, начинается конгломератом, представлена песчаниками, глинистыми сланцами и сверху — мергелями, содержит *Pervinquieria* sp. и пелециподы. В кровле залегает сеноман. Э. Ш. Шихалибейли и Р. Н. Абдуллаев (1942) из верхов этой толщи указывают обильные *Neohibolites*. Далее к западу альб повидимому отсутствует, и только по р. Кушкар-чай Ш. А. Азизбеков (1947) в основании сеномана обнаружил пачку песчаников, мощностью 2—3 м, с *Inoceramus concentricus* Park. (определение М. М. Алиева).

К юго-востоку от Верхнего Агджакенда верхний альб пользуется широким распространением. У сел. Гюлистан (на р. Инча-чай) из-под сеномана выступают песчаные и туфогенные отложения, в которых, по коллекции В. Е. Хайна, мною определен *Inoceramus concentricus* Park. В южном

крыле Гюлистанской мульды между титоном (доломиты и бреччи) и сеноманом (с рудистами), по Л. Н. Леонтьеву, залегает толща (до 220 м мощностью) рыхлых известковистых туфо-песчаников и тонкоплитчатых мергелей, в которых А. Г. Халилов определил *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и *Inoceramus sulcatus* Park. (Хаин и Тихомиров, 1948).

Реконструкции палеогеографических условий в альбское время на Малом Кавказе посвящена специальная работа В. В. Тихомирова (1949). В составленные им схематические карточки можно теперь внести некоторые изменения, именно — в альбское время Акстафинский пролив, повидимому, не существовал, так как вулканогенно-обломочную толщу в районах гг. Берд и Иджеван, сел. Верхний Агдан и Котигёх необходимо относить не к альбу, а к артаминской свите (неоком — нижний апт). Таким образом, Аллавердский и Шамхор-Муровдагский острова в альбское время объединились в один участок суши.

К югу от этого острова верхнеальбские отложения имеют снова широкое развитие, как это следует из работы А. Г. Халилова и Э. Ш. Шихалибейли (1950), для восточной части и из новых наблюдений А. А. Атабекяна к югу от вершины горы Дали-даг в бассейне р. Акстафы.

СЕНОМАНСКИЙ ЯРУС

Сеноманские отложения в северных предгорьях Малого Кавказа распространены очень широко. Это свидетельствует об общей их трансгрессивности. Хотя они заключают богатую фауну, но впервые были отнесены к сеноману лишь Л. К. Конюшевским (1914), который дал список фауны, собранной в окрестностях сел. Верхний Агджакед. Эти определения в настоящее время не представляют интереса. Много позже К. Н. Паффенгольц (1934) стал относить к сеноману (со знаком вопроса) свиту песчано-туфогенных и известковистых пород в окрестностях сел. Кохп (Ноемберянский район), г. Иджеван и в Кировабадском районе. В 1936 г. мне удалось на основании обильной фауны более определенно выделить сеноманские отложения в ряде пунктов вдоль северного склона Малого Кавказа.

Фауна сеноманских отложений представлена главным образом пелециподами, затем брюхоногими. Аммониты встречаются редко. Поэтому дальнейшего подразделения сеноманских отложений до сих пор не удавалось сделать, хотя в разных местах были находимы то нижне-, то верхне-сеноманские виды аммонитов. Во всяком случае нет оснований относить к верхнему сеноману какую-то часть залегающей выше вулканогенной толщи, тем более, что местами эта последняя трансгрессивно переходит и на более древние, чем сеноман, отложения.

Крайними западными из осмотренных нами являются выходы сеномана в районе сел. Кохп (Ноемберянский район). Базальный конгломерат сеноманской свиты налегает здесь то на верхнеюрские известняки, то на среднеюрские порфиристы. При максимальном своем развитии свита сеномана достигает 185 м мощности и складывается в основном из песчаников, в некоторых слоях туфогенных. Усиление карбонатности осадков ведет к развитию песчано-мергелистых пород и в некоторых пачках — к образованию песчаных известняков.

Из собранной в разных слоях фауны назовем *Neolobites* cf. *vibrayeanus* d'Orb., *Pervinqueria* cf. *gracillima* Kossm., *Eriphyla striata* Sow., *Inoceramus cruppsi* Mant., *Exogyra* cf. *canaliculata* Sow. etc.

В разрезах к западу от сел. Кохп сеноманская свита вследствие трансгрессивного срезания нижнетуронской вулканогенной толщей сильно сокращается в мощности.

В 15 км к юго-востоку от Кохпа, в районе сел. Котигёх, сеноманская свита, мощностью 135 м, залегает на вулканогенно-обломочных отложениях артаминской свиты, сохранившей местами верхний горизонт с копалом. По литологическому составу сеноманские отложения здесь несколько отличаются от описанных выше большей примесью вулканических продуктов. Отмечено несколько пачек кристаллических и пепловых туфов. Наоборот, количество слоев известняка уменьшается. В основном, свита представлена туфогенными песчаниками.

Из обильной фауны, собранной мною в 1949 г. и еще раньше (в 1937 г.) Н. Н. Бобковой, назовем *Volutoderma subfenestrata* Pčel. (определение В. Ф. Пчелинцева), **Grammatodon angulatus* Reuss., **Trigonoarca passyana* d'Orb., **Tr. trigona* Seguenza, *Eriphyla lenticularis* Goldf., *Cyrena ceno-*
manensis Rep. var. *armenica* Renng. v. n. (in coll.), *C. connauzensis* Rep. var. *orientalis* Renng. v. n. (in coll.). Виды, отмеченные звездочкой, определены Н. Н. Бобковой.

Вдоль тектонической депрессии Акстафа-чай сеноманские отложения распространяются далеко к югу. Они были изучены в районе Иджевана в северном и южном крыльях крупной антиклинали, косо пересекающей долину р. Акстафа-чай. Мощность относимых к сеноману отложений здесь всего только 52 м, причем 32 м приходится на грубый базальный конгломерат из хорошо окатанных валунов и галек порфиритов, а верхние 20 м представлены туфогенными песчаниками, то рыхлыми, то сцементированными углекислой известью. В некоторых слоях особенно много пироксенов и магнетита, а в цементе наблюдаются цеолиты (анальдим, по определению Н. В. Ренгартен). Вторичные процессы вызывают интенсивную красную окраску таких слоев.

Базальный конгломерат рассматриваемой свиты налегает на размытые вулканогенно-обломочные отложения артаминской свиты. В свою очередь значительная часть предполагаемой сеноманской свиты в окрестностях Иджевана, повидимому, была смыта, и непосредственно на описанные песчаники трансгрессивно ложатся массивные перекристаллизованные известняки с фауной верхнего сантона.

В сеноманских (?) песчаниках Иджевана нами в 1940 и 1949 гг. собрана обильная фауна, из которой назовем *Actaeonella caucasica* Zek. (определение В. Ф. Пчелинцева), *Pectunculus requienianus* d'Orb. var. *agdschakendensis* Bobk. var. n. (in litt.) et var. *altarea* Renng. var. n. (in coll.), *P. cf. sublaevis* Sow., *Praeradiolites sinaiticus* Douv., *Sauvagesia nicaisei* Coq., *S. praesharpei* Toucas, *Dosiniopsis caperata* Sow., *Limea composita* Sow., *Anthozoa* etc.

В более ранних сборах К. Н. Паффенгольца и С. С. Мкртчяна (в 1935 г.) оказались, по определению В. Ф. Пчелинцева, *Actaeonella crassa* Duj., а по моим определениям — еще следующие формы: *Cryptaulia perlonga* Pošta, *Cr. gyroides* Renng. sp. n. (in coll.), *Cr. costulata* Renng. sp. n. (in coll.), *Plagioptychus paradoxus* Math., *Pecten (Syncyclonema) orbicularis* Sow., *Neithea quinquecostata* Sow., *Ostrea canaliculata* Sow., *Exogyra haliotidea* Sow. etc.

Для обоснования возраста особенно важно присутствие *Praeradiolites sinaiticus* Douv., который характеризует нижний сеноман Палестины и Египта. Представители рода *Cryptaulia* также приурочены только к сеноманскому ярусу.

Следует, однако, здесь оговорить, что сделанные мною определения рудистов требуют еще проверки и даже пересмотра на основании новых сборов лучшей сохранности, и, возможно, что возраст отложений в окрестностях г. Иджевана, отнесенных к сеноману, придется датировать как более молодой.

Вдоль юго-восточного борта Акстафинского пролива выходы сеноман-

ских отложений прослеживаются в районе г. Берд и вдоль р. Тауз-чай. Выше уже было отмечено резко трансгрессивное, с угловым несогласием залегание сеномана на вулканогенно-обломочной артаминской свите. На левобережье р. Артама (гора Манлар) и далее у сел. Таузкенд (Товуз) сеноман представлен базальным конгломератом небольшой мощности, затем горизонтом массивных органогенно-обломочных, несколько песчаных известняков (до 30 м), образующих на склонах живописные обрывы. Выше следует чередование пелитоморфных, мергелистых известняков и туфогенных песчаников. Общая мощность сеномана на склонах горы Зенах-Гермаз 140 м. К нижнему туруну мы относим вышележащие вулканические туфы, туфобрекчии и эффузивные порфириты.

Фауной сеноманская свита в бассейне Тауз-чая не богата. Встречены *Gastropoda*, *Cyprina*, *Neithea*, *Pecten*, *Exogyra*. В коллекции В. И. Славина из этого же пункта мною определен крупный экземпляр сеноманской *Durania pervinquieri* Toucas.

На протяжении 45 км от р. Асрик-чай до холмов Еленсу-тапа сеноманские отложения в предгорьях Малого Кавказа с полной достоверностью не доказаны. Однако В. Е. Хаин (1947) описывает по левобережью р. Джагир-чай, у горы Аг-даг, мощную вулканогенно-обломочную толщу (до 600 м), в нижней части которой отмечается пачка (52 м мощностью) известковистых песчаников с прослоями известняков. Это возможный аналог сеноманской свиты. Вышележащая толща с потоками порфиритов, среди которых есть туфо-песчаники с рудистами, повидимому, относится к нижнему туруну. Другой пункт выходов сеномана находится на междуречье Джагир-чая и Шамхор-чая, к югу от г. Шамхора, вблизи горы Уч-гюль. В. Е. Хаин (1947) указывает на развитие между порфиритами юры и сеноманскими известняками свиты известковистых песчаников, туффи-тов и песчаных известняков мощностью до 100 м. По аналогии с другими разрезами эти отложения можно отнести к сеноману.

К югу от холмов Еленсу-тапа, на полпути между гг. Кировабадом и Ленинкендом, разрез сеноманских отложений был нами прослежен по оврагу Молла-Османлу. Здесь развита толща, более 180 м мощностью, песчаников (с туфогенным материалом), внизу более известковистых, с прослоями пелитоморфного известняка, а выше — заключающих пласты и пачки довольно грубых конгломератов. Свита покрывается пачкой грубо-обломочных конгломератов из глыб порфиритов и их туфов. Это, повидимому, остатки перемытых туфогенов нижнего туруна. Среди песчаников сеномана встречен дайк порфирита.

Из остатков фауны в одном из верхних пластов конгломерата мною найден великолепный экземпляр *Plagioptychus paradoxus* Math. В. Е. Хаин (1947), описывая разрез в одном из соседних оврагов, указывает на присутствие среди песчаников пластов вулканических туфов и даже линз лабрадорного порфирита (не дайки ли это?). Кроющая туфо-брекчия (нижнетурунская?) достигает 100 м мощности. Из собранных В. Е. Хаином остатков фауны в сеноманской свите устанавливаются: внизу — *Actaeonella laevis* d'Orb., *Ac. caucasica* Zek. (определения В. Ф. Пчелинцева), *Pectunculus* sp., а в средней части, по моим определениям, — *Caprinula robusta* Renng., *Durania* sp. ind. и *Crassatellites* sp. ex gr. *C. macrodonta* Sow.

Значительно более богатая сеноманская фауна была собрана М. Л. Лачинянцем ближе к Кировабаду, в районе сел. Инджирлы, где прослежена песчаниковая толща мощностью 180 м, залегающая на юрских диоритовых порфиритах и туфах. Из переданной мне для определения коллекции назовем в нижних слоях — *Drepanochilus subcostae* Pčel. (определение В. Ф. Пчелинцева), *Cardium transcaasicum* Bobk. sp. n. (in litt.), *C. agdschakendense* Bobk. sp. n. (in litt.), *Isocardia karabakhensis* Bobk. sp. n.

(in litt.), *Crassatellites minimus* Seguenza, *Lucina downesi* Woods, *Tapes (Baroda) fragilis* d'Orb., *Gervillia rostrata* Sow., *Pecten (Camptonectes) dichotomus* Seguenza, а в верхнем пласте конгломерата — *Haustator karabakhensis* Pčel., *Actaeonella caucasica* Zek. (определения В. Ф. Пчелинцева), *Pectunculus subpulvinatus* d'Arch., *P. requienianus* d'Orb. var. *agdschakendensis* Bobk. var. n. (in litt.), *Cardium productum* Sow. var. *guttifera* Math. etc.

Резко отклоняясь к югу, выходы сеноманских отложений распространяются в междуречье Кушкар-чая и Ганджа-чая до сел. Зурнабада. Мощность их меньше, чем на севере. В ряде пунктов (Сары-тапа, Дерибейли, Тавра-тапа) В. И. Славин составил разрезы и собрал фауну, переданную в мое распоряжение. Из окрестностей сел. Дерибейли происходят (по предварительным определениям) гастроподы (*Actaeonella*), *Cucullaea* sp., *Trigonoarca* sp., *Isocardia* sp., *Plagioptychus paradoxus* Math., *Caprinula robusta* Renng. sp. n., *Durania arnaudi* Choff., *Cardium* sp., *Protocardia hillana* Sow., *Eriphylla lenticularis* Goldf., *Gervillia* sp., *Lima* sp., *Pecten* sp., *Neithea quadricostata* Sow., *Alectryonia diluviana* Linn., *Exogyra* sp., *Dreissensia* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. etc.

На правом склоне долины Ганджа-чая, против сел. Зурнабад, мне удалось записать послойный разрез сеномана. Базальные слои сеноманской свиты залегают трансгрессивно на юрских порфиритах и туфогенах, включающих здесь крупную интрузию гранодиорита. Юрские породы сильно уплотнены и метаморфизованы воздействием гранитоидного тела, тогда как сеноманские отложения никаким метаморфизующим воздействиям не подвергались и в некоторых слоях представлены рыхлыми песчано-глинистыми породами. Нет никакого сомнения, что главное тело Зурнабадской кислой (гранитоидной) интрузии внедрилось до отложения сеномана. Это, конечно, не исключает того, что в других местах (например, на левобережье Ганджа-чая) существуют более поздние основные интрузии, рвущие и сеноман (Азизбеков, 1947). Повидимому, вполне правильны соображения А. Н. Соловкина (1939, 1940) о доальбском возрасте большинства гранитоидных интрузий северной зоны Малого Кавказа, как это им было прочно установлено для Мехманинской интрузии.

Сеноманская свита в окрестностях сел. Зурнабада, мощностью 100 м, представлена слабыми песчаниками, состоящими из продуктов дезагрегации порфиритов и их туфов. Местами, впрочем, примешивается и более свежий туфовый материал. Внизу и сверху свиты выделяются два горизонта, 17—18 м мощностью, более сильно сцементированных карбонатами пород. Некоторые слои здесь представлены даже крупнокристаллическими органогенными известняками. Находки фауны приурочены к этим двум пачкам, особенно к нижней. Здесь преобладают гастроподы — *Actaeonella*, *Nerinea* etc.

Сеноманские отложения прослеживаются далее на восток через водораздел между рр. Ганджа-чай и Кюрак-чай. На левобережье последней, в районе сел. Михайловки и сел. Азата, мною еще в 1936 г. осмотрена свита глинистых и туфогенных песчаников мощностью 52 м. В нижней части свиты находится пачка детритусовых известняков с *Actaeonella caucasica* Zek., а выше, в песчаниках, собраны *Actaeonella* sp., *Trigonoarca* cf. *dicerus* Segu., *Isocardia* sp., *Cardium* sp. n., *Gervillia pectinoides* Reuss., *Inoceramus etheridgei* Woods, *Neithea* cf. *quinquecostata* Sow., *Exogyra haliotide* Sow.

Сеноманская свита налегает на мощную толщу порфиритов и туфобрекчий средней юры и покрывается порфиритами нижнего турона. Широкий сброс, проходящий между Михайловкой и Азатом, вызывает повторение полосы сеномана.

На правобережье р. Кюрак-чай, против сел. Чайкенд, В. И. Славин отмечает в нижней части разреза сеномана, под пачкой известняков очень грубые красные песчаники с фауной и горизонтом биотитового витрокладистического туфа.

В следующей к востоку поперечной долине р. Кара-чай, в районе сел. Верхний Агджакенд сеноманские отложения особенно хорошо изучены. Они отмечались здесь многими геологами, начиная с Л. К. Конюшевского (1914). Мощность свиты резко возрастает, достигая 300 м. В основном, она представлена песчаниками полимиктового состава с преобладанием зерен эффузивных порфиритов, но в некоторых слоях отмечаются зерна и даже галечки серпентинитов. Цемент карбонатный. В нижней части свиты встречен даже пласт песчанистого известняка мощностью до 5 м. Верхняя часть свиты — тонкозернистые песчаники и алевролиты, иногда переходящие в песчанистые мергели.

Особенностью агджакендского разреза сеномана являются два вулканогенных горизонта. Один из них залегает в самом основании свиты, трансгрессивно (с некоторым угловым несогласием) перекрывая отложения альба и апта. В своде Агджакендской антиклинали он ложится непосредственно на верхнюю юру. Этот горизонт представлен плотным туфом кварцевого порфирита мощностью до 15 м. Второй вулканогенный горизонт приходится примерно в середине сеноманской свиты. При общей мощности 60 м он состоит из четырех пачек грубых туфо-брекчий из обломков сильно разложившихся и кальцитизированных порфиритов в туфогенной основной массе. Пачки туфо-брекчий, мощностью соответственно 10, 10, 4 и 2 м, разделяются пачками полимиктовых и туфогенных песчаников с богатой фауной. Во второй вулканогенной пачке встречены очень крупные глыбы порфировидного базальта, являющиеся, по видимому, остатками подводного излияния.

Фауна, в основном, собрана в нижних и средних горизонтах сеноманской свиты. В нижнем горизонте оказались *Calycoceras gentoni* Brongn., *Chenopus* sp., *Trochactaeon angustus* Pčel., *Exechocirsus subpustulosus* Pčel. (определения В. Ф. Пчелинцева), *Nucula obtusa* Sow., *Cucullaea* sp., **Pectunculus sublaevis* Sow., **P. requienianus* d'Orb., *Trigonoarca passyana* d'Orb., *T. cf. quadrans* Renng. sp. n. (in litt.), *Astarte* sp., **Isocardia karabakhensis* Bobk. sp. n. (in litt.), *Plagiptychus paradoxus* Math., **Cardium transcaasicum* Bobk. sp. n. (in litt.), *Tellina costulata* Goldf., *T. stoliczkaei* Zitt. var., *Inoceramus bogatschevi* Renng. (in coll.), *Pholadomya* sp., *Pinna decussata* Goldf., *Perna* sp., *Lima cf. aspera* Mant., *Neithea quinquecostata* Sow. var., *Exogyra haliotidea* Sow. Определения пелеципод, отмеченные звездочкой, выполнены Н. Н. Бобковой.

Во втором вулканогенном горизонте собрана еще более богатая фауна — *Pervinquieria* sp. aff. *utaturensis* Stol., *Plesioptygmatis turbinata* Zek., *Pl. caucasica* Pčel., *Pl. parva* Pčel., *Pl. plana* Pčel., *Actaeonella caucasica* Zek., *Trochactaeon matensis* Fittip., *Tr. angustus* Pčel., *Exechocirsus subpustulosus* Pčel., *Ex. angustatus* Pčel.¹, *Grammatodon angulatus* Reuss. var., *Cucullaea glabra* Park. var., *Barbatia galliennei* d'Orb., *Pectunculus euglyphus* Woods, *Trigonoarca quadrans* Renng. sp. n. (in litt.), **Isocardia praeplanidorsata* Bobk. sp. n. (in litt.), *Plagiptychus* sp., *Sauvagesia nicaisei* Coq., *Lucina cf. fallax* Forbes., **Cardium transcaasicum* Bobk. sp. n. (in litt.), **C. agdschakendense* Bobk. sp. n. (in litt.), **Protocardia hillana* Sow., *Cyprimeria discus* Math., *Tapes (Baroda) fragilis* d'Orb. var., *Corbis alapeitiei* Perv., *Inoceramus bogatschevi* Renng. sp. n. (in coll.), *Neithea quinquecostata* Sow. var., *Exogyra haliotidea* Sow. Определения пелеципод, отмеченные звездочкой, выполнены Н. Н. Бобковой.

¹ Определения гастропод выполнены В. Ф. Пчелинцевым.

Фауна этих двух горизонтов сеномана имеет много общего. Все же в первом горизонте *Calycoceras gentoni* Brongn. указывает на нижний сеноман, а во втором — встречаемая *Pervinquieria* sp. сходна с *P. utaturensis* Stol., описанной из сеноманско-туронских отложений Южной Индии (группа Утатур).

Всего лишь в 9 км к юго-востоку от Верхнего Агджакенда, у сел. Гюлистан на р. Инча-чай, мощность сеноманских отложений возрастает по крайней мере вдвое — до 600 м. Вся толща представлена туфо-песчаниками, много прослоев и линз конгломератов. Вообще усиливается грубо-обломочный характер отложений. Отмечено также два горизонта темно-зеленого витрокластического туфа мощностью по 3—5 м. Встречаются также глыбы черных порфировидных базальтов. Повидимому, эти вулканогенные слои соответствуют второму горизонту агджакендского разреза.

Сильная дислоцированность (интенсивная складчатость и разломы) сеноманских отложений по р. Инча-чай и трудная доступность некоторых участков этого ущелья затрудняют составление непрерывного послойного разреза. Самые нижние горизонты свиты, представленные довольно рыхлыми песчаниками с прослоями песчанистого известняка, встречены непосредственно выше сел. Гюлистан в левом берегу р. Инча-чай. Пачки вулканических туфов здесь не оказалось, из-под сеномана непосредственно выступают отложения верхнего альба.

В нижнем горизонте сеноманской свиты, по сборам Л. Н. Леонтьева, мною определены *Gastropoda* (*Nerinea* etc.), *Sauvagesia nicaisei* Coq. и *Durania* sp. В средних горизонтах (выше и ниже зеленого витрофирового туфа) мною собраны *Gastropoda* (*Actaeonella*, *Fusus* etc.), *Trigonoarca* sp., *Eriphylla* sp., *Sauvagesia nicaisei* Coq., *Durania pervinquieri* Toucas, *Psilomya frequens* Zitt., *Pinna cretacea* Schloth., *Inoceramus scrippsi* Mant., *Exogyra* sp.; в верхах свиты — *Gastropoda* (*Nerinea*, *Actaeonella*), *Dosiniopsis caperata* Sow., *Neitheia* sp. etc.

По не вполне ясным обнажениям сеноман на правом берегу Инча-чая покрывается грубыми туфо-брекчиями нижнего турона.

Чтобы покончить с описанием отложений сеномана, упомянем еще о несколько неожиданной находке их выходов высоко в горах Малого Кавказа, в верхней части бассейна р. Дзегам-чай, в окрестностях сел. Ново-Ивановки. Р. Н. Абдуллаев (1947) описал свиту глинистых и известковистых туфо-песчаников в чередовании с туфо-брекчиями и туфо-конгломератами общей мощностью в 100 м. Собранный им фауна, по определению А. Л. Цагарели, представлена *Inoceramus tenuis* Mant., *Exogyra columba* Lam. и *Pycnodonta vesiculosa* Sow.

В 1949 г. нам удалось посетить указанные выходы, причем выяснилось, что в 2 км к востоку от Ново-Ивановки сеноманские отложения протягиваются вдоль правого склона небольшой балочки, спускающейся с севера на юг, с возвышенности Дарва-даг к сел. Чобанкенд. Они залегают на размытой поверхности мощной свиты толстослойных верхнетуронских известняков с *Gastropoda* (*Nerinea* sp.), *Pecten* sp., *Echinides* ind., *Anthozoa* etc. и срезаются трансгрессивно залегающими известняками верхнего сантона с *Praeradiolites* sp., *Sauvagesia meneghini* Pir., *Terebratula* sp., *Anthozoa* ind. В сеноманской песчано-туфогенной свите мне пришлось встретить только отпечатки растений. Можно еще отметить, что в песчаниках этой свиты, кроме преобладающих обломков основной массы эффузивов (типа порфиритов), встречены зерна кристолитических кремнистых пород и гранитных микропегматитов. Крустификационный цемент обрастания представлен хлоритом. Источником этих обломочных материалов, очевидно, были не только толщи юрских эффузивных пород, но и какие-то гранитоидные интрузии, более древние, чем сеноман.

Рассмотрение сеноманских отложений северной зоны Малого Кав-

каза показывает, что, в основном, они представлены терригенными, песчаными и даже грубопесчаными осадками. Мощности их колеблются большей частью от 50 до 185 м, причем уменьшение мощностей и увеличение грубости осадков наблюдается с севера на юг. Это служит указанием на нахождение размывавшейся суши где-то в горной области Малого Кавказа. Нахождение у с. Иджевана и сел. Ново-Ивановки сеноманских отложений, выраженных обломочными породами такого же литологического состава, как и в северной зоне, позволяет наметить и южную границу размывавшейся суши. Это было поднятие, ныне рисующееся в виде Мургутско-Шамхорского антиклинория, сложенного юрскими вулканогенными (порфиристовыми) толщами с рассекающими их гранитоидными и основными интрузиями и выступами более древних метаморфических пород.

Возможно, что между сел. Зурнабадом и Ново-Ивановкой существовал пролив, отделявший более восточное Муровдагское поднятие. Последний антиклинорий сопровождался и с севера и с юга особенно глубокими прогибами (синклиниями), в которых в сеноманское время накопились огромные толщи обломочных отложений: Агджакенд — 300 м, Гюлистан — 600 м, бассейн Тертера — 550 м.

Если большая часть порфиристового обломочного материала, слагающего песчаные отложения сеномана, могла происходить за счет размывания юрских толщ, то в ряде районов необходимо признать добавление в известные моменты и новых вулканических продуктов — вулканических туфов, туфо-брекчий и излияний лав. Такие вулканические проявления сеноманского времени отмечаются для районов Котигёха, Чайкенда, Верхнего Агджакенда и Гюлистана.

НИЖНИЙ ТУРОН

Мощная вулканогенно-обломочная толща, залегающая над сеноманскими отложениями, была отнесена К. Н. Паффенгольцем (1934) к турону, главным образом по общим соображениям регионального характера, так как скудные в то время находки фауны еще не давали ясных указаний на возраст подстилающих и покрывающих отложений. В 1936 г. мне удалось по новым находкам фауны более прочно обосновать сеноманский возраст песчано-мергельных отложений, подстилающих вулканогенную толщу в районе сел. Кокчи Ноемберянского района, и верхнетуронский возраст красных известняков, покрывающих вулканогены в окрестностях сел. Молла-Джалал в Ханларском районе. Это, казалось, определяло нижнетуронский возраст вулканогенной свиты в целом. Поэтому фауна, найденная тогда же в двух песчаных горизонтах, непосредственно связанных с самой вулканогенной свитой, была определена как нижнетуронская (1940 и 1941₁), хотя присутствие гиппуритов несколько тому противоречило.

В настоящее время новые наблюдения и находки фауны, а главное — более точное ее определение заставляют признать, что большая часть вулканогенно-обломочных отложений и в зоне северного склона Малого Кавказа не нижнетуронского возраста, а нижнесенонского.

Как будет указано ниже, верхнетуронские отложения в фации красных известняков с иноцерамами имеют очень ограниченное распространение, и кроме них в районе сел. Молла-Джалал к верхнему турону необходимо отнести конгломераты и песчаники с гиппуритами и другой фауной. Эти базальные слои трансгрессивной свиты, также в основном сложенной вулканогенными материалами, встречаются во многих пунктах и заключают то верхнетуронскую, то даже коньякскую фауну. Таким образом, лишь в немногих пунктах из-под этой широко распространенной трансгрессивной

свиты выступают более древние нижнетуронские вулканогенно-обломочные отложения. В других местах трансгрессивная верхнетуронская — нижнесенонская свита покрывает непосредственно еще более древние отложения вплоть до средней юры.

В северной Армении, в Ноемберянском районе нижнетуронская свита была прослежена на протяжении 10 км от сел. Верхнее Керпили на правобережье р. Дебеда-чай через подножие горы Кызылкая, сел. Калача до сел. Дувех в бассейне р. Инча-су. Мощность всей толщи здесь до 300 м. Нижние грубообломочные слои — конгломераты и туфобрекчии — налегают то на сеноман, то непосредственно на выветрившиеся эффузивные породы средней юры. Выше отмечается подсвита, составленная в основном вулканическими туфами, частично окремненными и кальцитизированными, мощностью до 100 м. Поток черного порфирита начинает следующую подсвиту, состоящую из туфо-брекчий и потоков авгитовых порфиритов с оливином, мощностью до 150 м. Центр излияния этих порфиритов в нижнетуронское время, повидимому, находился на месте горы Кызылкая.

Нижнетуронская вулканогенная толща слагает значительный массив горы Пертах между сел. Калача и Дувех. Здесь в ее составе преобладают вулканические туфы. На южном склоне они покрывают отложения сеномана, а на восточном лежат на сильно выветрившихся порфиритах средней юры.

Далее к юго-востоку возможные центры нижнетуронской вулканической деятельности намечаются в окрестностях сел. Котигёх, где среди пород сеномана наблюдался дайк, переходящий в небольшой интрузивный массив плагиоклазного порфирита. Эта порода вполне сходна с потоками среди вулканогенной толщи нижнего турона.

Среди широко развитых в бассейнах рек Джогас-чай и Акстафы (Аг-стев) эффузивных и вулканогенно-обломочных образований пока не представляется возможным выделить те из них, которые можно было бы отнести к нижнему турону.

В бассейне Тауз-чая возвышается несколько отпрепарированных эрозией ископаемых вулканов (горы Сакал-Кызылкая, Сарыял и др.). В. И. Славин отличает два-три последовательных излияния, из которых самое новое образовано наиболее кислыми лавами, выполняющими кратер. Возможно, что оно моложе турона. Нижние горизонты вулканогенной толщи, налегающие на сеноман, представлены чередующимися слоями туфо-брекчий, туфов и порфиритов с пилотакситовой структурой. На горе Зенах-Гермаз к северу от сел. Таузкенд (Товуз) послойно прослежена толща мощностью до 180 м. В некоторых слоях туфо-песчаников встречены фораминиферы и кораллы (*Cyclolites*).

На участке в 25—30 км между рр. Асрик-чай и Джагир-чай вулканогенная толща нижнего турона заметно сокращается в мощности и обнажена плохо. По данным В. Е. Хаина (1947), на правобережье Джагир-чая, у г. Шамхора и далее до холмов Еленсу-тапа, на протяжении 15—17 км нижний турон почти нацело срезан трансгрессивно залегающими более молодыми членами верхнемелового разреза.

В бассейне р. Ганджа-чай, в районах гг. Кировабада и Ханлара, сел. Мурута, Аджикенда и горы Эльвор вулканогенная толща вновь достигает большой мощности в несколько сот метров. Какая часть этой толщи может быть отнесена к нижнему турону, а какая к нижнему сенону остается невыясненным, тем более, что довольно сложная складчатость, трудно разбираемая в этих однообразных эффузивно-обломочных образованиях, маскирует стратиграфические отношения.

С большей уверенностью можно отнести к нижнему турону порфириты и туфо-брекчии на южных отрогах горы Киликдаг в окрестностях Ханлара и около сел. Молла-Джалал, где они покрываются верхним туроном,

охарактеризованным фауной. Относятся ли к нижнему турону вулканогенные отложения, слагающие гору Эльвор, — остается не совсем ясным, так как сеноманский возраст подстилающих отложений в районах Зурнабада, Азата и Михайловки по сделанным скудным находкам фауны еще точно не установлен. Кроме того, трансгрессивная нижнесеноманская вулканогенная толща может иметь здесь особенно большое развитие.

Еще далее к востоку, с приближением к осевой линии Верхнеагджакендской антиклинали, нижнетуронская толща резко выклинивается, срезанная предверхнесантонской эрозией. Нет этих отложений и у сел. Гюлистан и только на правобережье р. Инча-чай, в южном крыле антиклинали, сложенной сеноманскими песчаниками, уцелел небольшой клочок грубых порфиритовых туфо-брекчий.

Восстанавливая палеогеографические условия для нижнетуронского времени, можно считать, что морской бассейн с сеноманского времени мало изменил свои очертания. Лишь в немногих местах нижнетуронские отложения выходят за эти границы. Однако позднее, в нижнесеноманское время, в области главных антиклинорий происходят значительные воздымания, развиваются процессы эрозии, и нижнетуронские отложения оказываются на таких участках смытыми целиком или частично (Иджеван, Шамхор — Еленсу-тапа, Верхний Агджакенд — Гюлистан).

В нижнетуронское время происходили мощные вулканические извержения. Намечается несколько центров, которые, повидимому, представляли вулканические острова — горы Кызылкая, Гюазан, Сакал-Кызылкая, Сарыял и др. Существовал еще вулканический центр в Кировабадском районе. Большая часть вулканических продуктов — лав, туфо-брекчий и лав — распространялась по дну моря. Между островами в перерывы между извержениями отлагались и более нормальные морские осадки из перемытых продуктов разрушения вулканических островов.

ВЕРХНИЙ ТУРОН

Наступление верхнего турона является переломным моментом в геологической истории всего Кавказа в том отношении, что накопление пестрых по своему составу и в основном терригенно-обломочных осадков нижнего мела, сеномана и нижнего турона резко сменяется выпадением почти исключительно карбонатных илов с бедной фауной иноцерамов, морских ежей и фораминифер. Это свидетельствует об увеличении глубин моря, о трансгрессии и установлении связи с более холодными северными морями. Эти выводы были сделаны мною на основе изучения меловых отложений во всей системе Большого Кавказа.

В области Малого Кавказа уловить и точно зафиксировать момент этого перелома оказалось не так легко. Преобладание карбонатных осадков в «сеноне» Малого Кавказа было замечено давно, и К. Н. Паффенгольц (1929) противопоставлял и теперь еще противопоставляет (1951) эту известняковую толщу вулканогенно-обломочным отложениям, возраст которых определялся различно в зависимости от мест сборов фауны и точности определений (нижний сенон, турон, сеноман).

В 1936 г. в окрестностях сел. Молла-Джалал, в 10 км к югу от Кировабада и в 4 км к востоку от Ханлара, были встречены верхнетуронские отложения в самой характерной для них фации красных и белых пелитоморфных тонкослоистых известняков с *Inoceramus lamarcki* Park., *In. cf. cuvieri* Sow., *In. inconstans* Woods, *Conulus subrotundus* Mant. Мощные пачки известняков, содержащих эту фауну, не превышает 35 м, причем фауна сосредоточена главным образом в нижнем слое, мощностью до 6 м, интенсивно окрашенном в красный цвет. Вышележащие белые известняки,

содержащие *Echinocorys* и *Micraster*, скорее относятся уже к коньякскому ярусу.

Из-под красных известняков в ряде обнажений в окрестностях сел. Молла-Джалал выступает еще горизонт желтых полимиктовых песчаников с подчиненными им небольшими линзами железистого пирролизита и включениями галек порфиринов. Эти базальные слои трансгрессивной свиты ложатся на мощные вулканогенные отложения нижнего турона.

В желтых песчаниках собрана обильная фауна следующего состава: *Hippuritella subpoligonia* Toucas, *Plagiptychus* sp., *Radiolites trigeri* Peron, *Sauvagesia turriculata* Cat., *Cardium* sp., *Pecten* (*Chlamys*) *dujardini* Roem. mut. *perornata* Cottr., *P.* (*Chlamys*) *helenae* Renng. sp. n. (in coll.), *Neithea aequicostata* Lam., *Spondylus spinosus* Sow., *Ostrea* cf. *eburnea* Coq., *O.* cf. *tisnei* Coq., *O.* cf. *operculata* Reuss., *Exogyra dupuyi* Coq., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., кораллы (*Cyclolites* sp. etc.).

На верхнетуронский возраст рассматриваемого горизонта указывает прежде всего присутствие первых, примитивных гиппуритов (*Hippuritella subpoligonia* Toucas), которые вообще появляются только с верхнего турона. На верхний турон определенно указывают также многочисленные, прекрасной сохранности экземпляры *Radiolites trigeri* Peron, собранные в 1949 г. Этот вид по экземплярам худшей сохранности в прежних сборах был мною неправильно определен как *Sauvagesia sharpei* Choff., и вмещающий горизонт песчаников был ошибочно отнесен к нижнему турону (Ренгартен, 1940, 1941₁). Остальная фауна подтверждает туронский возраст горизонта.

Ближе к Ханлару, на южных отрогах горы Килик-даг, песчаный горизонт отсутствует и, по наблюдениям Л. В. Захаровой, красные известняки лежат непосредственно на порфиритах и туфо-брекчиях нижнего турона. В известняках был найден *Inoceramus* cf. *cuvieri* Sow., известный из верхнего турона и нижнего коньяка.

Верхнетуронская фауна, очень сходная с фауной песчаников Молла-Джалала, была мною собрана в Ноемберянском районе северной Армении, на склонах гор Кызылкая и Конд. Здесь на черных авгитовых порфиритах нижнего турона трансгрессивно залегают мощные грубоваулунные конгломераты из разнообразной гальки изверженных пород. Выше залегают песчаники из перемытых продуктов разрушения порфиринов и туфов. Среди них местами встречаются тонкие (иногда только 0,4 м) потоки порфиринов. В этой пачке, мощностью в 20 м, встречена обильная фауна, из которой по сборам 1936 г., пополненным в 1949 г., назовем *Actaeonella crassa* Duj. (определение В. Ф. Пчелинцева), *Plagiptychus paradoxus* Math., *Pl. exogyra* Reuss., *Pl.* sp. n., *Vaccinites inferus* Douv., *Radiolites trigeri* Peron., *Sauvagesia turriculata* Cat., *Pecten* (*Camptonectes*) *curvatus* Gein., *Neithea quinquecostata* Sow., *N. aequicostata* Lam., *Exogyra* cf. *dupuyi* Coq., *Cyclolites* sp. etc.

Здесь особенно важно отметить присутствие таких верхнетуронских видов, как *Vaccinites inferus* Douv. (вполне оформленный гиппурит), *Sauvagesia turriculata* Cat. и *Radiolites trigeri* Peron. Последняя форма в прежних моих списках фигурировала под неправильным определением — *Sauvagesia sharpei* Choff. (Ренгартен, 1940, 1941₁). *Plagiptychus exogyra* Reuss. был описан из нижнего сенона Восточных Альп. В общем состав фауны очень сходный с приведенным выше списком форм из верхнетуронских песчаников окрестностей сел. Молла-Джалал.

Выше горизонта с фауной на вершине горы Конд залегает еще значительная толща порфиринов и туфо-брекчий, которую мы относим уже к нижнему сенону.

Те же базальные слои трансгрессивной свиты мы, повидимому, встречаем еще далее к западу, в районе сел. Верхнее Керпили, на правом берегу

р. Дебеда. Здесь, у юго-западного подножья вулканического центра Кызылкай мною в 1949 г. отмечена такая последовательность отложений. Вулканогенно-обломочная нижнетуронская толща срезается и покрывается горизонтом (10 м мощностью) туфо-песчаников и туфо-конгломератов с глыбами порфиритов до 0,8 м в диаметре. В основной массе туфо-песчаников много хлорита и цеолитов. Фауны здесь найти не удалось. Затем встречен слой, мощностью 7 м, красного пелитоморфного известняка с обильными остатками мелких фораминифер и неопределимого точнее *Conulus* sp. Выше прослеживается мощная свита слоистых мергелей и туф-фитов. Есть основание считать туфо-конгломераты и красные известняки аналогами верхнетуронских слоев Молла-Джалала и горы Конд.

На огромном протяжении (около 125 км) между описанными выходами верхнего турона эти характерные отложения еще не были обнаружены. Местами это связано с плохой обнаженностью переходных горизонтов между вулканогенными отложениями нижнего турона и более молодыми свитами. В. Е. Хаин (1947) полагает, что верхний турон здесь отсутствует и трансгрессия начинается с коньякского яруса. Учитывая, что небольшая пачка красных известняков, песчаников и конгломератов легко могла быть пропущена при составлении описания разрезов, я все же могу указать, что в овраге Молла-Османлу к югу от горы Еленсу-тапа коньякская свита зеленых мергелей действительно налегает через посредство базального конгломерата на сеноман. Весь турон (верхний и нижний) отсутствует. Я полагаю, что участок от Еленсу-тапа до г. Шамхора принадлежит геантиклинальной зоне («Шамхорский выступ»), где меловая серия имеет уменьшенную мощность и характеризуется перерывами. Трансгрессия могла здесь начаться с коньякского времени.

К востоку от описанных выходов у сел. Молла-Джалал верхний турон с достоверностью не был установлен. Очень вероятно, что к нему относятся три пласта красного пелитоморфного известняка с фораминиферами, которые были встречены по левобережью р. Кюрак-чай в 4 км выше сел. Биргез, где в ядре антиклинали развита вулканогенно-обломочная толща. Пачку красных известняков можно рассматривать как горизонт, разделяющий нижнетуронскую вулканогенную свиту (с юга) и такую же нижнесенонскую свиту (с севера). Мощность пачки, которую я условно считаю аналогом верхнего турона, 20 м. Она представлена грубыми туфо-песчаниками и туфо-конгломератами, а розовые известняки в ней образуют три пласта мощностью 1—2 м. Гальки порфиритов включены и в известняке.

В районе Верхнего Агджакенда опять весь турон, а также коньяк и нижний сантон отсутствуют и верхний сантон залегает трансгрессивно на сеномане. У сел. Гюлистан сложность тектоники не позволила проследить переход от сеномана к найденным мною коньякским отложениям.

КОНЬЯК — НИЖНИЙ САНТОН

Нижний сенон характеризуется фацией пелитоморфных слоистых известняков, чередующихся с вулканогенно-обломочными горизонтами. Однако в изученном нами в 1949 г. районе вполне надежных палеонтологических доказательств для выделения коньякского и сантонского ярусов получено не было. Как будет сказано ниже, следующая трансгрессивная свита начинается с верхнего сантона. Поэтому для рассматриваемых отложений можно принять возраст коньяка и нижнего сантона без подразделения.

Литологический характер этих отложений подвергается довольно значительным изменениям и, за исключением самых нижних слоев, достаточно резко отличается как от покрывающих слоистых светлых

известняков верхнего сantonа и кампана, так и от подстилающих красных пелитоморфных известняков, песчаников и базальных конгломератов верхнего турона. Характерными породами коньякско-нижнесантонской свиты являются мергели и мелкообломочные и сильно измененные подводным выветриванием туффиты.

Обзор распространения свиты начнем с запада, с окрестностей сел. Верхнее Керпили на правобережье р. Дебеда. Над пачкой красных и серовато-белых пелитоморфных известняков верхнего турона (мощность ее условно 20 м) залегает толща, мощностью до 160 м, в которой пачки карбонатных пород — слоистых известняков и мергелей — чередуются с пачками туффитов. Более мощных пачек туффитов (мощностью от 15 до 30 м) насчитывается четыре, но наблюдается чередование и более тонких слоев тех и других пород. Чистые витрокластические вулканические туфы встречаются редко. Они подверглись значительному окремнению. В основном, мы имеем перемытые продукты дезагрегации эффузивов порфиритового ряда. В некоторых слоях обломки кислых, кварцевых порфиров преобладают над порфиритами. Первые породы представляются сходными с полунтрузивными «липаритовыми порфиритами», которые, по В. И. Славинову (1947), составляют наиболее молодые выполнения жерловых каналов вулканических центров среди отложений нижнего турона, и кварцевыми порфирами и кварцевыми порфиритами, которые, по моим наблюдениям, слагают находящийся по соседству с описываемыми разрезами вулканический массив горы Кызылкая. Обломки же порфиритов неотличимы от эффузивов нижнего турона. Таким образом, коньяк-нижнесантонская свита образовалась в значительной мере за счет разрушения вулканических островов, возникших еще в нижнетуронскую эпоху, а также за счет разноса вулканических продуктов новых извержений, происходивших одновременно с морским коньякско-сантонским осадконакоплением.

Что касается лавовых излияний, то они, повидимому, не распространялись далеко от центров извержений. Так, гора Кызылкая сложена кварцевыми порфирами и кварцевыми порфиритами, образующими как мощные эффузии, так и интрузивные тела. Этот вулканический массив, сложенный твердыми породами, отпрепарирован процессами эрозии от вмещающих более рыхлых вулканогенно-обломочных и мергельных отложений. К западу от вершины Кызылкая проходит значительный, северо-восточного простирания, сброс, по которому нижнесенонские отложения опущены на 250 м. В 1,5 км к востоку от вулканического массива, на склонах горы Конд, над слоями песчаников с верхнетуронской фауной можно видеть чередование потоков афировых плагиоклазовых порфиритов, их туфов и туфо-брекчий. Эти нижнесенонские лавовые потоки, очевидно, излились из того же вулканического центра — горы Кызылкая — и имеют ограниченное распространение. Более кислые продукты, характеризующие последние фазы извержений, распространились гораздо шире и слагают уже описанную в окрестностях сел. Верхнее Керпили нижнесенонскую свиту.

Детальные разрезы той же свиты к северу и к востоку от Верхнего Керпили были мною прослежены по склонам гор Тарс, Бабаляр и Какиль. Всюду карбонатные отложения (известняки и мергели) чередуются с агломератными и кристаллическими туфами и туффитами. Туфы несут следы глубокого подводно-морского выветривания или гальмиролиза и иногда нацело превращены в монтмориллонит. Проявляется также окремнение и хлоритизация. При этом карбонаты, осаждавшиеся одновременно с выбросами вулканических пеплов, проникают в виде мелкой пыли эти своеобразные породы. Изредка встречаются остатки мелких планктонных фораминифер.

Карбонатные пачки обычно представляют чередование тонких слоев известняка и мергеля и иногда имеют яркозеленую окраску. В других пачках известняки мелоподобные и несколько песчанистые. Под микроскопом видно, что в окварцованной массе карбоната рассеян витрокластический материал. Глинистая составная часть мергелей, возможно, образовалась за счет монтморильонизации вулканического пепла.

Таким образом, толща коньяк-нижнесантонских отложений сложена примерно на 50% вулканогенными продуктами и на 50% карбонатами органогенного происхождения. В этом отношении, а также и по ее светлой окраске, она хорошо отличается от более темных и некарбонатных эффузивов нижнего турона. Судя по отрывочным наблюдениям В. И. Славина и моим, коньяк-нижнесантонские отложения в тех же фациях протягиваются на 25 км далее к юго-востоку, в район сел. Дашсалахлы к широкой долине р. Акстафы.

В районе Дашсалахлы В. И. Славин встретил среди вулканогенных пород горизонт слоистых туфогенных песчаников. Из собранной им фауны мною определен сантонский *Radiolites galloprovincialis* Math., что служит уже прямым указанием на нижнесенонский возраст вулканогенной свиты.

Во всяком случае, зная, что эта карбонатно-вулканогенная толща подстилается красными слоистыми известняками и песчаниками с верхнетуронской фауной, а покрывается свитой сплошных известняково-мергельных пород с верхнесенонской фауной, мы уверенно относим ее к нижнему сенону. Однако, существование этой промежуточной свиты между вулканогенной толщей нижнего турона и белыми слоистыми известняками верхнего сенона не учитывается К. Н. Паффенгольцем (1934, 1951). В зависимости от характера обнажений он присоединяет ее то к вулканогенной, то к карбонатной свите и говорит о распространении всюду одной и той же кроющей «мощной согласной карбонатной толщи, обнимающей верхний турон и сенон».

По новейшим наблюдениям А. А. Атабекяна и моим, в среднем течении рек Акстафа и Джогас-чай широко развита нижнесенонская вулканогенно-обломочная свита, достигающая здесь особенно большой мощности и трансгрессивно переходящая на более древние, чем нижний турон, отложения вплоть до средней юры. В нижних слоях трансгрессивной свиты, представленных мергелями и песчанистыми известняками, встречается уже не верхнетуронская, а нижнеконьякская фауна, т. е. морская трансгрессия сюда проникла несколько позднее, чем в Ноемберянский район. Основная часть толщи сложена туфо-брекчиями и туфо-песчаниками с фауной верхнего коньяка и нижнего сантона, а сверху наблюдаются потоки мандельштейнов и порфиритов, которые связаны с несколькими центрами извержений. Один из таких центров — вулкан Гюазан в бассейне р. Джогас, левого притока Акстафы. О нем упоминает К. Н. Паффенгольц (1934), а более подробно его описывает В. И. Славин (1947). Отпрепарированное процессами эрозии жерло вулкана сложено «натровым липаритовым порфиритом». Соответствующие кислые эффузивы занимают самое высокое стратиграфическое положение в толще вулканогенно-обломочных пород и относятся скорее всего к нижнему сенону.

Вулканогенная толща нижнего сенона по направлению к югу от сел. Узунтала на р. Акстафа-чай постепенно выклинивается и у г. Иджевана исчезает, срезанная новой трансгрессивной свитой известняков верхнего сантона, покрывающих там непосредственно сеноманские(?) песчаники.

Восточнее р. Акстафа-чай мы встречаемся с коньяк-нижнесантонской свитой в несколько иной фации. На восточных отрогах горы Ак-даг, в районе ст. Тауз мною было отмечено чередование слоев и пачек кристаллических и витрокластических туфов, алевро-туффитов, туфо-песчаников, мергелей и известняков с туфогенным материалом.

В среднем горизонте этой мощной (более 400 м) свиты удалось найти отпечатки пелеципод (*Cucullaea*, *Cardium*, *Gervillia*, *Pecten*, *Neithea*, *Exogyra*), брахиопод (*Terebratulula*) и морских ежей, из которых определен *Isomicraster* cf. *senonensis* Lamb. Последняя форма в Европе характеризует коньякские и сантонские отложения.

Нижние горизонты свиты, выполняющие впадины сложного подземного рельефа нижнетуронских эффузивов порфиритового состава, представлены пепловыми туфами с прослоями органогенно-обломочных известняков, заключающих в изобилии *Exogyra* (*Ceratostreon*) *tausensis* sp. n. Этим новым названием пришлось обозначить вид, распространенный в нижнем сеноне Восточных Альп и описанный К. Циттелем под неправильным названием *Ostrea matheroniana* d'Orb. Во всяком случае здесь нет красных известняков верхнего турона, и трансгрессия начинается скорее всего с коньякского яруса.

Рассматриваемая свита в окрестностях ст. Тауз отличается неустойчивостью условий осадконакопления: очень грубообломочные отложения (конгломераты) сменяются алевролитами и глинисто-мергельными продуктами. В некоторых слоях конгломератов, кроме обломков порфиритов, встречаются гальки известняков и глинистых сланцев. Таким образом, в осадки поступали не только продукты разрушения вулканических островов, но и материалы с участков суши, выдвинутых тектоническими процессами. Здесь можно отметить, что и на западе, в разрезе горы Баба-кяр в коньяк-нижнесантонской свите нами был обнаружен тонкий (5—7 см) прослой конгломерата полимиктового песчаника, в состав которого входят окатанные зерна гранитоидов (типа гранодиоритов) с мirmekитовыми вростками кварца в полевые шпаты (определения Н. В. Ренгартен).

Выше, в 400-метровой толще нижнего сенона много мощных горизонтов вулканических туфов и трассов, описанных Ш. А. Азизбековым (1947). Кровля же свиты отбивается резко. Над туфо-песчаниками и туфо-конгломератами из порфиритовых глыб появляются сразу чисто карбонатные породы — чередование слоистых пелитоморфных известняков и мергелей с фауной верхнего сантона и кампана.

На участке протяжением 50 км, соответствующем Шамхорскому антиклинорию, меловые отложения, отодвинутые к северу, выступают только отдельными холмами на равнине. Так как коньяк-нижнесантонская свита сложена сравнительно мягкими, легко разрушающимися породами, то она обычно бывает скрыта в понижениях между выступающими в виде холмов выходами верхнесантонских известняков и предгорьями, сложенными юрскими порфиристыми толщами.

В холмистой гряде Еленсу-тапа В. Е. Хаин (1947) наблюдал разрез коньяка — нижнего сантона, мощностью до 150 м, представленного здесь чередующимися разложившимися вулканическими туфами, туфо-брекчиями, бентонитами, известняками и мергелями. Карбонатные породы здесь преобладают, и средняя часть свиты (до 50 м) представляет собой чередование тонких пластов мергелистых известняков со светлозелеными твердыми килоподобными глинами. В верхних слоях этой свиты, исследованных нами, пласты оливково-зеленых мергелей с фораминиферами чередуются с прослоями туфогенных известковистых песчаников с мелкими выделениями цеолитов. Макрофауны найти не удалось. Базальные слои коньяк-сантонской свиты, как было сказано выше, наблюдались в овраге Молла-Османлу.

Ту же свиту я отметил в 1936 г. в окрестностях Ханлара на юго-восточном подножье горы Килик-даг. Здесь, однако, в составе коньяк-сантонских отложений есть некоторые изменения. Как уже отмечалось, над верхним туроном, выраженным красными и частично белыми известняками, располагается еще пачка белых слоистых известняков (мощностью до 15—20 м)

с *Micraster* и *Echinocorys*. Эту верхнюю пачку можно уже считать коньякской. Затем была прослежена пачка мощностью до 40 м, представленная бентонитовыми глинами с адсорбционными свойствами. Разрез завершается выходами туфо-брекчий из глыб очень характерного мандельштейна с миндалинами, выполненными кристаллическим цеолитом. По исследованию Н. В. Ренгартен, лейсты плагиоклазов и моноклинного пироксена погружены в полностью раскристаллизованную основную массу, состоящую из мелких зерен пироксена, плагиоклазов и магнетита. Эта порода резко отличается от выступающих из-под красных известняков нижнетуронских порфиритов.

В более восточных разрезах по разветвлениям р. Аксу (выше сел. Молла-Джалал) коньяк-нижнесантонская свита была сильно размыта перед отложением верхнего сантона, и последний залегает на самых нижних слоях этой свиты — красных известняках верхнего турона и даже на нижнем туроне.

В 8 км к юго-востоку, в долине р. Кюррак-чай, мы встречаем коньяк-нижнесантонскую свиту, выступающую в ядрах нескольких антиклиналей, крылья которых сложены трансгрессивно залегающей известняково-мергельной свитой верхнего сантона и кампана. В связи с этим встречаются трудности установления нормальной последовательности горизонтов в коньяк-нижнесантонской свите.

Самые нижние слои выступают у развалин хут. Сапаряна по склону оврага, слева впадающего в р. Кюррак-чай. Над пачкой слоев красных известняков верхнего турона залегают порфиритовые туфы и туффиты с потоками порфирита с пилотакситовой основной массой и крупными вкрапленниками свежих зональных плагиоклазов.

В ядре следующей к северу антиклинали выступают более высокие горизонты той же, очень мощной (несколько сот метров) свиты туфо-брекчий и туфо-песчаников. Над ними прослежены три пачки белых слоистых пелитоморфных известняков с фораминиферами и редкими стяжениями кремня. Мощность пачек — 30, 10 и 15 м. Между ними располагаются две изменчивой мощности пачки или линзы агломератных порфиритовых туфов, заключающих глыбы мандельштейна. Последний сходен с породой с горы Килик-даг, описанной выше, и, по исследованию Н. В. Ренгартен, состоит из гиалопилитовой основной массы с микролитами и реже — некрупными вкрапленниками плагиоклазов. Миндалины выполнены в центре кальцитом, затем цеолитом и на периферии — метаколлоидальной, почти изотропной, массой хлорита. Есть и хлоритовые миндалины. В известняках, иногда окремненных, встречаются включения галек порфиритов и мандельштейнов. Скорее всего мандельштейны представляют собой подводные излияния во время фазы преимущественного осаждения карбонатных (фораминиферовых) илов, но поступление в осадок обломочного материала от разрушения вулканических островов также не вызывает сомнения. Мощность вулканогенных пачек от 5 до 15 м. Над верхней пачкой белых известняков находится еще пласт розового пелитоморфного известняка, который отличается от верхнетуронских красных известняков присутствием детрита из скорлупы морских ежей. С севера к описанным породам по сбросу снова примыкают нижнесантонские туфы и туфо-брекчии.

Следует указать, что в описанных здесь пачках известняков, переслаивающихся с вулканогенно-обломочными породами, Л. В. Захаровой были найдены два иноцерама, которые я определяю, как *Inoceramus frechi* (Fleg.) Andert (коньяк-сантон Германии) и *In. subquadratus* Schlüt. (нижний, реже — верхний сенон Европы).

В. Е. Хаин (1949) из этих же пачек известняков называет, по определению А. Л. Цагарели, *Inoceramus cf. crassus* Petr., *In. cf. mülleri* Petr.

и *In. tenuirostris* Meek et Hayden var. Как видим, эти находки не противоречат коньяк-нижнесантонскому возрасту известняков, но и не уточняют его до яруса. В. Е. Хаин упоминает о нахождении здесь не только пластов туфо-брекчий, но и потоков мандельштейнов.

Приведенные выше данные показывают, что на огромном протяжении от р. Дебеда-чай до р. Кюрак-чай нижнесантонская толща всюду заключает эффузивные продукты в виде вулканических пеплов, туфов, туфо-брекчий и потоков порфиритов и мандельштейнов, причем иногда вулканогенный материал количественно преобладает над карбонатными осадками. Во всяком случае, даже в рассматриваемой северной зоне Малого Кавказа проявления вулканизма в коньяк-нижнесантонское время никак нельзя назвать «ничтожными», как это утверждает К. Н. Паффенгольц (1951).

Вся описанная мощная вулканогенно-обломочная коньяк-нижнесантонская свита вместе с еще более мощной вулканогенной толщей нижнего турона к юго-востоку от р. Кюрак-чай выклинивается, размытая в районе Верхнего Агджакенда перед верхнесантонской трансгрессией.

В очень сложных тектонических условиях верхняя часть коньяк-нижнесантонской свиты была вновь встречена по левобережью р. Инча-чай ниже сел. Гюлистан. Мы имеем здесь мергельную фацию, и только в отдельных прослоях, главным образом в нижних горизонтах изученного разреза, встречаются алевролиты с пирокластическим материалом — мелкими зернами плагиоклазов, пироксена, роговой обманки, биотита и рудных зерен. О полимиктовом составе песчаного материала и сносе с тектонически выдвинутой суши говорят только алевролитовые частицы кварца и микроклина.

Южнее описанной полосы выходов располагались приподнятые участки морского дна и выступы суши — антиклинории. Впадины-проливы между этими островами то появлялись, то исчезали. Перед верхним сантоном произошло поднятие не только островов, но и проливов между ними. Разрезы в окрестностях Иджевана и Ново-Ивановки ясно показывают, что коньяк-нижнесантонские отложения здесь отсутствуют и верхний сантон залегает трансгрессивно на сеномане и на более древних отложениях.

ВЕРХНИЙ САНТОН

Над описанной коньяк-нижнесантонской свитой, состоящей из мергельных и вулканогенных пород, залегает мощная, более однообразная свита слоистых известняков и мергелей. Нижние слои этой свиты обнаруживают иногда только слабые признаки трансгрессивности (красная окраска, примесь песчаного материала и галек), иногда же с явным несогласием залегают на более древних отложениях — верхнем туроне, нижнем туроне и сеномане.

Фауна в нижних слоях карбонатной свиты большей частью недостаточно характерна, чтобы уверенно провести границу между верхним сантоном и кампаном¹. Но так как в более южных зонах (в том числе у г. Иджевана) верхнесантонский возраст нижнего горизонта трансгрессивной карбонатной свиты устанавливается прочно, то и в северной зоне Малого Кавказа к верхнему сайтону можно отнести условно пачку пород мощностью до 10—20 м. Проследим базальные слои верхнесантонской карбонатной свиты по основным изученным нами районам.

¹ Мною было указано (Ренгартен, 1940, 1941) на нахождение в базальном конгломерате верхнего сантона в окрестностях сел. Молла-Джалал *Belemnitella praecursor* Stoll. При исследованиях 1950 г. выяснилось, что этот конгломерат в действительности принадлежит базальным слоям маастрихта и содержит *Belemnitella langei* Schats. Кроме того, в подстилающих известняках удалось найти богатую фауну низов кампана.

В Ноемберянском районе крайним западным является разрез в окрестностях сел. Верхнее Керпили. Здесь на уже описанные массивные туффиты коньяк-нижнесантонской свиты ложится пласт полосчатого песчанистого известняка, мощностью 2 м, а выше начинается свита чередующихся слоев пелитоморфных известняков и мергелей. Макрофауны не найдено. Условно к верхнему сантону относим 10 м.

Севернее, на склонах гор Тарс, Баба-кяр и Какиль всюду наблюдается очень резкий переход от туфогенной свиты к вышележащей известняково-мергельной толще. В основании этой трансгрессивной свиты выделяется либо пласт плотного песчанистого известняка, либо (на горе Баба-кяр) пласт красного мергелистого известняка (2 м), переходящего выше в светлосерые слоистые известняки. Условно нижние 10 м мы относим к верхнему сантону.

В 45 км к юго-востоку в Таузском районе на южном склоне горы Ак-даг, над очень грубой туфо-брекчией с глыбами порфиритов залегает пачка чередующихся слоев плотных и трещиноватых мергелей. По своей зеленой окраске эта пачка отличается от вышележащей свиты серовато-белых известняков и мергелей. Мощность до 25—30 м. Мне удалось проследить этот горизонт и по восточному склону горы Ак-даг вплоть до холмов у ст. Тауз, где в залегающей непосредственно выше пачке серовато-белых почковатых известняков собрана фауна нижнего кампана.

Еще в 60 км к юго-востоку на холмах Еленсу-тапа к верхнему сантону можно отнести пачку 12 м мощностью светлосерых, сильно трещиноватых мергелей, чередующихся с более темными листоватыми мергелями. Выше, в красных известняках, собрана обильная фауна самых низов кампана.

У восточного подножья горы Килик-даг в Ханларском районе в основании свиты белых и красноватых известняков с кампанской фауной выделяется пачка белых, несколько песчанистых известняков, мощностью в 15 м, содержащая фигурные кремневые стяжения. Из-под этих характерных известняков, которые мы условно относим к верхнему сантону, выступают то нижнесантонские восковидные бентониты, то туфо-брекчии, то (южнее сел. Молла-Джалал) красные известняки с фауной верхнего турона и даже верхнетуронские песчаники.

В 9 км к юго-востоку на левобережье Кюрак-чая в самой южной из антиклинальных складок верхний сантон налегает непосредственно на порфириты и туфогены нижнего турона. В нижней пачке мелкодетритусовых известняков встречаются прослои песчанистого известняка и линзы конгломерата из галечек порфиритов. Мощность до 15 м. Выше в известняках встречена кампанская фауна. В северном крыле той же антиклинали, на расстоянии 1 км от предыдущих выходов, базальные слои трансгрессивной свиты, условно относимые к верхнему сантону, представлены туфогенным песчаником с гальками порфиритов, мощностью около 0,5 м, а выше — пачкой мергелей то мягких листоватых, то более плотных с обломками морских ежей. Мощность до 17 м. Эта пачка залегает между коньяк-сантонской вулканогенной свитой и известняково-мергельной свитой с кампанской фауной. Условно мы относим эту пачку к верхнему сантону.

В северном крыле следующей более крупной антиклинали, на 2 км ниже по р. Кюрак-чай, базальный горизонт трансгрессивной известняково-мергельной свиты представлен только пластом красного известняка, мощностью в 1,5 м, заключающего *Inoceramus decipiens* Zitt. и деформированные остатки морских ежей. Выше, в серовато-белых известняках, встречена уже кампанская фауна. Выделение верхнего сантона и здесь является условным.

В окрестностях Верхнего Агджакенда базальные слои той же трансгрессивной свиты налегают на сеноман и начинаются полимиктовым

конгломератом, в котором окатанный обломочный материал представлен эффузивными породами (порфиритами и кварцевыми порфирами), а также гранитоидами и метаморфическими породами. Мощность до 10 м. Выше залегают более тонкозернистые песчаники с хлоритовым цементом, переходящие в оливково-серые мергели, общей мощностью до 15 м. Макрофауной эти породы не охарактеризованы. Выше идут уже известняково-мергельные отложения с кампанской фауной.

Наконец, по р. Инча-чай, ниже сел. Гюлистан, над уже описанной коньяк-нижнесантонской свитой выделяются переходные слои, условно относимые к верхнему сантону и представляющие чередование сероватых известняков и хрупких мергелей, причем мергелей несколько больше, чем известняков. Пачка мощностью 15 м подстилается мергельной свитой коньяка — нижнего сантона и покрывается свитой слоистых известняков и мергелей кампана.

При обзоре отложений, которые в северных предгорьях Малого Кавказа могут относиться к верхнему сантону, предполагалось, что всюду начало трансгрессии имело место в одно и то же время — в верхнем сантоне. Отнесение этого момента именно к верхнему сантону обосновано лишь косвенными соображениями. К этому моменту прекращаются проявления вулканической деятельности. Во многих случаях обильная кампанская фауна появляется непосредственно выше. Таким образом, верхнесантонский возраст рассмотренных базальных горизонтов принимается условно, но является весьма вероятным.

В более южных зонах, наоборот, верхний сантон, тоже трансгрессивный, обычно содержит богатую фауну, хорошо обосновывающую возраст. В 1949 г. нами были изучены два разреза, относящиеся к геосинклинальной зоне высокогорной части Малого Кавказа.

В окрестностях Иджевана, в северном крыле антиклинали песчаники сеномана (?) трансгрессивно перекрыты пачкой перекристаллизованных белых и красных известняков с прослоями туфогенных песчаников и красных глин. Выше преобладают туфогенные песчаники с цеолитовым цементом и прослоями кристаллического туфа. Общая мощность этих пород от 25 до 45 м.

В известняках в изобилии встречаются рудисты: *Praeradiolites plicatus* Laj., Negr. et Toul., *Sphaerulites boreau* Toul., *Durania* cf. *austinensis* Roem., а также брахиоподы (*Rhynchonella* sp.). Сантонский и скорее всего верхнесантонский возраст известняков хорошо обоснован этой фауной. Выше сантонской пачки следуют кампанские отложения в обычной для них фации.

В 1950 г. в каменоломнях на гребне Девра-кар, у Иджевана, в верхних слоях пачки сантонских известняков А. А. Атабекином сделана интересная находка крупного аммонита, который мною был определен, как *Gaudryceras mite* Haug, что прекрасно подтверждает сантонский возраст этой свиты, трансгрессивно залегающей здесь на более древних отложениях с указанной выше фауной. Я уже имел случай указать (1951), насколько эти данные противоречат представлениям К. Н. Паффенгольца (1951) о всюду одинаковом возрасте вулканогенной толщи, как нижнетуронской, и известняковой, как верхнетуронско-сеноманской.

Иджеванские выходы по своему тектоническому положению приходятся на северном склоне перемычки, соединяющей Маралдагское (по Л. Н. Леонтьеву, 1949₂) и Мургуз-Шамхорское поднятия. На южном склоне последнего, в 48 км к юго-востоку от Иджевана, в узком синклинии сохранились небольшие участки меловых отложений.

Осмотренные нами выходы верхнесантонских отложений этой полосы в окрестностях Ново-Ивановки весьма сходны с иджеванскими. На сеноманских песчаниках, а местами и на верхней юре трансгрессивно залегает

пачка перекристаллизованных белых и красных песчанистых известняков (мощностью от 3 до 8 м). Обломочный материал в известняке состоит, кроме небольшого количества зерен кварца, из элементов дезагрегации эффузивов и органогенного детрита. Определены *Praeradiolites* sp., *Sauvagesia meneghini* Pirona, *Terebratulula* sp. и много *Anthozoa*. Выше залегает еще пачка более мягких, плохо обнаженных песчано-мергельных пород мощностью до 25 м.

Итак, значительное погружение всех областей осадконакопления и даже участков, примыкающих к осевым частям антиклинальных поднятий, в верхнесантонское время становится ясным из сделанного обзора и свидетельствует о начале общей тенденции к погружению во всей северной части Малого Кавказа.

КАМПАНСКИЙ ЯРУС

Накопление кампанских отложений совпало с максимумом морской трансгрессии. Это обусловило большое однообразие фаций кампана, представленного почти всюду слоистыми серовато-белыми пелитоморфными известняками с тонкими прослоями мергеля. Последние редко обнаруживают примесь терригенного материала, чаще они имеют характер бентонитов или «гиль-аби», т. е. произошли за счет подводного выветривания вулканических пеплов, приносившихся ветром. Карбонатная же составная часть пород кампана, переполненная фораминиферами, явно органогенного происхождения. Эти карбонатные илы должны были осаждаться в открытом море. Мощность кампанских отложений всюду значительная (около 200 м), но не везде удавалось установить кровлю свиты — перекрытие ее маастрихтом или более молодыми отложениями, так как выходы кампана обычно погружаются под четвертичные отложения Куринской низменности.

В Ноемберянском районе на границе с Грузинской ССР кампанские отложения слагают возвышенности Тарс, Баба-кяр, Какиль и др. Они представлены серовато-белыми, слоистыми пелитоморфными известняками с тонкими прослоями хрупкого или сланцеватого мергеля оливково-серого цвета. Фораминиферы встречаются в изобилии в тех и других породах, но сохранность их посредственная. Из макрофауны отметим *Inoceramus* (*Boehmiceramus*) *regularis* d'Orb., *Pseudofaster caucasicus* L. Dru, *Austriocrinus erckerti* Dames, *Rhynchonella* sp. etc. Это довольно обычные для кампана формы. Следует указать, что род *Austriocrinus* Lorient приурочен только к верхнему сенону, где он отделяется от более древнего *Pentacrinus*. Мощность кампанских отложений на перечисленных возвышенностях составляет 130 м, причем на горе Какиль на них трансгрессивно залегают караганские песчанистые известняки со *Spaniodontella*. Однако по долинам кампанские известняки с пологим падением прослеживаются еще дальше на север и имеют полную мощность, вероятно, более 200 м.

Та же характерная свита известняков и мергелей прослеживается по северному краю предгорий до долины р. Акстафа-чай, вдоль которой выходы кампана уходят далеко на юг. В. Е. Хаин (1947) отмечает их на левобережье Акстафы, против поселка Узун-тала (мощность их 130 м)¹. Южнее г. Иджевана кампанские известняки слагают крупную синклиналь. Мощность их около 200 м. Найдены только обломки иноцерамов. Возвышенности правого склона долины Акстафы также сложены кампанскими известняками и мергелями. На вершине горы Сарум-сахлы они прикрыты песчанистыми известняками маастрихта и имеют мощность около 160 м.

¹ По исследованиям А. А. Атабеяна и моим наблюдениям в 1951 г., выходы кампанских отложений занимают значительную площадь на междуречье рр. Акстафа-чай и Джогас-чай, а у сел. Ревазлу переходят на правый склон долины Акстафа-чай.

Возвращаясь к северным предгорьям Малого Кавказа, отметим, по данным В. Е. Хаина (1947), выходы кампанской свиты по р. Гасан-су общей мощностью 122 м. В Таузском районе, на горе Ак-даг нами описан послойный разрез для нижних 85 м кампанской свиты, а на холмах у ст. Тауз в нижней пачке почковатых серовато-белых известняков собраны *Puzosia* cf. *gaudama* Forbes, *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In. decipiens* Zitt., *In. inconstans* Woods, *In. glatziae* Fleg., *In. azerbaijanensis* Aliev, *In. cf. convexus* Meek., *In. haenleini* Müll, *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *Terebratulula* sp.

Руководящей формой в этом списке является *Micraster schroederi* Stoll. Ряд видов, появляясь впервые в кампане, характеризует вообще верхний сенон. Встречены также некоторые виды (*In. glatziae* Fleg., *In. haenleini* Müll. и *Puzosia* cf. *gaudama* Forbes), более обычные для нижнего сенона (сантона). Такая ассоциация скорее всего должна соответствовать нижнему горизонту кампана. Выше прослежено еще более 100 м ярkobелых, мелоподобных слоистых известняков.

В 24 км к юго-востоку от Тауза горка у ст. Дзегам образована в основном такими же ярkobелыми кампанскими известняками. Она возвышается среди равнины, покрытой четвертичными отложениями. Низов свиты и отношения ее к более древним отложениям выявить не удалось. Прослежено около 170 м по мощности. Встречены: *Inoceramus* cf. *subsarumensis* Renng., *Micraster schroederi* Stoll., *Echinocorys ovatus* Leske var. *pyramidata* Portl., *Rhynchonella* sp. От вышележащего маастрихта кампан отделен пачкой песчаников и конгломератов, указывающей на трансгрессивность маастрихта. Фация мелоподобных белых известняков, встреченная мною у Тауза и Дзегамы, повидимому, соответствует относительно мелководному участку на погружении Шамхорского антиклинория. В. Е. Хайн (1947) отмечает ее и дальше к востоку — на левобережье р. Джагир-чай (250 м мощностью) и на горке Уч-гюль близ г. Шамхора (150 м мощностью).

На холмах Еленсу-тапа разрез кампана неполный вследствие трансгрессивного срезания маастрихтом. Здесь над условным верхним сантоном залегают красные комковатые и несколько песчаные известняки мощностью в 4 м. В них собраны *Menuites* cf. *ambiguus* Gross., *Inoceramus* (*Haenleinia*) *azerbaijanensis* Aliev., *In. (Haenleinia) haenleini* Müll., *In. crassus* Petr., *Micraster schroederi* Stoll., *M. haasi* Stoll., *M. gottschei* Stoll., *Seunaster humilior* Renng. sp. n. (in coll.), *Coraster vilanovae* Cott. etc.

В этом списке наряду с кампанскими *Menuites* и *Micraster* присутствуют, как и в Таузе, сантонские *In. haenleini* Müll. и *In. crassus* Petr.

Для нижних горизонтов кампана на Кавказе характерны *In. azerbaijanensis* Aliev. и *Seunaster humilior* Renng. sp. n. Что касается *Coraster vilanovae* Cott., то этот вид был установлен по экземплярам, происходившим из Дагестана и Закаспия, повидимому из кампанских отложений. Надо думать, что Котто неправильно присоединил к этому виду еще и форму из датских отложений Испании. Над красными известняками на горе Еленсу-тапа наблюдается чередование известняков и мергелей, но вследствие размыва перед маастрихтской трансгрессией здесь сохранились только самые нижние слои — метров 7 мощностью. Местами заметно тектоническое, или подводно-оползневое, смятие кампанских отложений и срезание мелких складок базальными слоями маастрихта.

На горе Килик-даг в районе г. Ханлара кампан представлен своей обычной фацией, слоистых белых известняков с прослоями мергеля. Внизу находится пласт красного известняка. В свите, мощностью около 80 м, мною, а также В. И. Славным, собраны *Tetragonites epigonus* Kossm., *Inoceramus* (*Boehmiceramus*) *regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. crassus* Petr., *Micraster schroederi* Stoll., *Coraster vilanovae* Cott., *Pseudofaster caucasicus* L. Dru.

В каких слоях собраны сantonские формы (*Tetragonites epigonus* Kossm. и *In. crassus* Petr.—сборы В. И. Славина), остается неизвестным.

Далее к юго-востоку, по р. Кюрак-чай кампанская свита слоистых известняков с прослоями мергелей слагает две крупные синклинальные и две антиклинальные складки кавказского направления. Полная мощность кампана 124 м.

В нижнем горизонте, мощностью около 30 м, собраны *Inoceramus frechi* (Fleg.) Andert, *In. decipiens* Zitt., *In. subsarumensis* Renng., *In. sublaevis* Hall et Meek, *Conulus magnificus* d'Orb., *Ovulaster talaris* Renng. sp. n. (in coll.), *Coraster vilanovae* Cott.

Здесь наряду с формами, обычными для верхнего сенона, на связь с нижним сеноном указывает *In. frechi* Andert.

В верхнем горизонте, к которому можно отнести большую часть свиты (до 95 м мощностью), встречена следующая фауна: *Tetragonites epigonus* Kossm., *Scaphites roemeri* d'Orb., *Hamites cylindraceus* Defr., *Brahmaites brahma* Forbes, *Pachydiscus* sp., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. (Endocostea) impressus* d'Orb., *Ovulaster talaris* Renng. sp. n. (in coll.), *Coraster vilanovae* Cott., *Seunaster subconicus* Renng. sp. n. (in coll.), *S. humilior* Renng. sp. n. (in coll.), *Guettaria rocardi* Lamb.

Головоногие в этом списке представлены, во-первых, европейскими формами (*Scaphites* и *Hamites*), обычными для верхов кампана и низов маастрихта, и, во-вторых, индийскими видами, стратиграфическое значение которых еще не может считаться точно установленным. Все же *Brahmaites brahma* Forbes был описан из верхних слоев группы ариалур южной Индии, т. е. из верхов сенона. Что касается *Tetragonites epigonus* Kossm., то эта форма указывается чаще для нижнего сенона, но стратиграфическое распространение видов гладких литоцератид обычно является довольно значительным. Иноцерамы и морские ежи вообще говорят о верхнем сеноне, из них три вида новые, а *Guettaria rocardi* Lamb. была описана из сенона Мадагаскара без более точного указания горизонта. Возможно, что некоторые формы из нашего списка окажутся хорошими местными руководящими видами.

По долине Кара-чая, между Верхним Агджакендом и г. Шаумяновском, кампанская свита достигает огромной мощности, доходящей до 390 м. На расстоянии 7,5 км мною исследовались послойно три разреза, которые дали мощности с запада на восток 310, 390 и 310 м. Во всех разрезах кампан представлен слоистыми серовато-белыми пелитоморфными известняками, чередующимися с более тонкими прослоями хрупких, иногда листоватых мергелей. Реже встречаются слои мергелистых алевролитов, а также измененных подводным выветриванием вулканических туфов, превращенных в восковидные бентониты (гиль-аби). Наиболее толстые из таких прослоев достигают 0,5—1,5 м.

Фауна была собрана в разных слоях свиты. Предварительно свиту можно подразделить на три горизонта.

Нижний горизонт, мощностью 70—80 м, включает *Pinna* sp. ex. gr. *P. decussata* Goldf., *Inoceramus* cf. *balticus* Boehm, *In. decipiens* Zitt., *In. cf. frechi* (Fleg.) Andert, *In. subquadratus* Schl. var. *arrondata* Heine, *In. azerbaijanensis* Aliev. Наряду с кампанскими видами иноцерамов здесь еще встречаются нижнесенонские формы: *In. cf. frechi* (Fleg.) Andert и *In. subquadratus* Schl. var. *arondata* Heine.

Второй горизонт, мощностью тоже в 70 м, содержит *Hauericeras* sp. ex gr. *H. gardeni* Bailly, *Pachydiscus levyi* Gross., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. sublaevis* Hall et Meek, *In. subsarumensis* Renng., *In. cf. glatziae* Fleg., *Propeamusium inversum* Nilss., *Liostrea brossardi* Coq., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru. Нижнекампанский

возраст горизонта устанавливается прочно по присутствию *Pachydiscus levyi* Gross. *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru также является руководящей формой для кампанского яруса. Остальные виды указывают на верхний сенон и только *In. cf. glatziae* Fleg. можно считать унаследованной из нижнего сенона.

Наконец, для третьего горизонта, охватывающего всю верхнюю половину свиты, можно указать следующую фауну: *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiens* Zitt., *In. sarumensis* Woods, *In. (Endocostea) impressus* d'Orb., *Exogyra auricularis* Woods., *Ornithaster evaristei* Cott., *Seunaster subconicus* Renng. sp. n. (in coll.). Эта фауна подтверждает кампанский возраст горизонта, но не включает видов, которые более определенно указывали бы на верхние зоны кампана.

По р. Инча-чай, ниже сел. Гюлистан, кампанские отложения такого же характера, как и в районе г. Шаумяновска. Мне пришлось осмотреть выходы только самых нижних их горизонтов к югу от Верхнеагджакендского антиклинория. Здесь, как уже описано, наблюдается полный, без перерыва переход от коньяк-нижнесантонской свиты к верхнему сантону и кампану. В северном крыле антиклинория выходы кампанской свиты находятся в трудно доступном ущелье Инча-чая, и составление разреза было затруднительно.

Хотя для кампанского времени можно считать доказанной значительную трансгрессию и расширение границ моря, но какие-то части островов на месте Маралдагского, Мургуз-Шамхорского и Муровдагского антиклинориев несомненно сохранялись. С них периодически поступали в небольшом количестве терригенные материалы в кампанский морской бассейн. В проливах-синклинориях между этими островами условия осадконакопления мало отличались от северной зоны. Выше были кратко описаны выходы кампана в Иджеванском проливе. Отметим еще выходы той же свиты в районе Ново-Ивановки в верхней части бассейна р. Дзегам-чай.

Согласно составленному нами послойному разрезу окрестностей сел. Чобанкенд мощность кампана определяется в 230 м. Как и в других районах, здесь в разрезе преобладают слоистые серовато-белые, пелитоморфные, фораминиферовые известняки тонкими прослоями оливково-серого мергеля. Однако отмечается более частая примесь алевритового и песчаного материала. Второй особенностью разреза в Новоивановском районе служит присутствие пачек сильно раздробленных, брекчиевидных известняков, что свидетельствует о происходивших подводных оползнях свежее отложенных осадков. Обе эти особенности кампанских отложений в Дашкесанском синклинории говорят об относительно мелководье пролива и сейсмической неустойчивости этой зоны.

Из остатков фауны в окрестностях Ново-Ивановки мною были найдены только крупные *Orbitella* sp. и *Inoceramus decipiens* Zitt. Р. Н. Абдуллаев (1947) отсюда же приводит, по определению А. Л. Царепели, *Inoceramus balticus* J. Boehm, *In. salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. pertenuis* Meek, *In. cf. nebrascensis* Owen, *Coraster cf. sphaericus* Seunes (?). Большинство этих определений подтверждают кампанский возраст вмещающих отложений и только маастрихтско-датский *Coraster cf. sphaericus* Seunes, определенный как «cf.» и со знаком вопроса, не может иметь решающего значения. К тому же послойное распределение указанной фауны Р. Н. Абдуллаев в статье не приводит.

МААСТРИХТСКИЙ ЯРУС

Периферическое положение полосы верхнемеловых отложений по северной окраине возвышенностей Малого Кавказа на границе их с Куринской низменностью, покрытой мощным плащом четвертичных отложений,

служит причиной того, что выходы маастрихтских отложений доступны для осмотра лишь в немногих пунктах.

На вершине изолированной горки у ст. Дзегам сохранилась свита маастрихта мощностью 100 м. Она представлена грубодетритусовыми, палеобелыми органогенными известняками. В основании свиты выделяется пачка, мощностью 14 м, конгломератов и грубозернистых песчаников с известковым цементом. Обломочный материал в конгломератах состоит из галек эффузивных пород (порфиритов) и кварца, а также из кристаллов плагиоклазов и роговой обманки. Этот горизонт, залегающий на чистых мелоподобных известняках кампана, необходимо рассматривать как базальный конгломерат трансгрессивной свиты маастрихта.

Вверху базальной пачки собраны в изобилии *Belemnitella langei* Schats. и *Catopygus laevis* Agass. var. n. Первая форма в Европейской части СССР является руководящим видом для нижней зоны маастрихтского яруса. Вторая форма представляет новый вариант вида, описанного из сенона Франции и Швейцарии. Вышележащие детритусовые известняки состоят из массы фораминифер, остракод, обломков скорлупы морских ежей, мшанок и литотамний. Изредка встречаются зерна кварца, плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Из макрофауны отметим *Inoceramus subsarumensis* Renng. — форму, обычную в кампанских и маастрихтских отложениях Кавказа. В. Е. Хаин (1947) из самых верхних слоев свиты приводит *Crania* sp. и *Trigonosemus* sp. (*T. elegans* Dru?), а белемнителлы, найденные им в нижних слоях детритусовых известняков, были мною определены как *Belemnitella langei* Schats.

Второй пункт нахождения маастрихтских отложений был осмотрен на восточной вершине холма Еленсу-тапа. На красных и белых нижнекампанских известняках, смятых в мелкие неправильные складки, трансгрессивно залегает пачка (30 м мощностью) органогенно-обломочных известняков с примесью песчаного материала. Некоторые разновидности при выветривании рассыпаются в мелкую известковую дресву. Порода состоит из фораминифер, обломков иглокожих, комочков пелитоморфного карбоната, а также остроугольных зерен кварца, плагиоклазов и роговой обманки.

Из остатков макрофауны, кроме створок крупных иноперамов, которых не удалось извлечь целыми, назовем *Homeaster* cf. *petalodes* Lamb., *Pseudofaster* sp., *Echinocorys ovatus* Leske var. *petasata* Lamb. Эти морские ежи скорее всего указывают на принадлежность слоев вершины холма Еленсу-тапа к нижнему маастрихту. В. Е. Хаин (1947) склонен считать, что маастрихт здесь залегает на кампане с угловым несогласием.

В Ханларском районе, в окрестностях сел. Молла-Джалал, мною в 1936 г. были выделены маастрихтские отложения мощностью от 35 до 50 м. Они представлены толстослоистыми детритусовыми известняками, иногда раскристаллизованными и доломитизированными. Отмечается небольшая примесь песчаного материала. Камеры фораминифер часто бывают выполнены опалом. С некоторым исправлением привожу список фауны, опубликованный мною раньше (1941₁): *Belemnitella langei* Schats., *Pycnodonta* cf. *vesicularis* Lam., *Echinoconus goldfussi* Lamb., *Prenaster carinatus* Anth. Нижнемаастрихтский возраст устанавливается здесь по присутствию *Belemnitella langei* Schats., которую первоначально я неправильно принял за верхнемаастрихтскую *B. americana* Mort.

Маастрихтская свита в окрестностях сел. Молла-Джалал перекрывает, повидимому, весьма различные члены верхнемелового разреза (от турона до кампана) и, следовательно, является трансгрессивной. В соответствии с этим, нижние слои маастрихта представляются более песчанистыми и несут красную окраску. Кверху небольшая по мощности свита детритусовых известняков маастрихта сменяется толщей оливково-серых мергелей

с фораминиферами, но без макрофауны. Остается невыясненным, относятся ли эти мергели к палеогену или в них надо еще искать аналогов верхних горизонтов маастрихта и датского яруса. Хотя граница между свитой детритусовых известняков и мергелями резкая, но явных следов перерыва не улавливается.

В 8 км к юго-востоку от сел. Молла-Джалал, по р. Кюрак-чай выше сел. Биргёз, маастрихтские отложения были прослежены в 1949 г. Л. В. Захаровой. Вся свита в основном сложена слоистыми серовато-белыми детритусовыми и иногда песчанистыми известняками, но местами заключает и пелитоморфные известняки. Мощность ее доходит до 175 м. В нижней пачке, мощностью 35 м, собраны: *Bostrychoceras polyplacum* Roem., *Pachydiscus gollevillensis* d'Orb. и *Coraster vilanovae* Cott. Первая форма является руководящим видом для нижней зоны маастрихта в Европе, вторая обычно отмечается в более высоких зонах маастрихта, а третья на Кавказе распространена и в кампане и в маастрихте, а в Испании указывается даже для датского яруса. Мы можем считать установленным присутствие в рассматриваемом разрезе нижней зоны маастрихта с *Bostrychoceras polyplacum* Roem., эквивалентной зоне *Belemnitella langei* Schats. юга Европейской части СССР.

Макрофауна остальной части маастрихтской свиты, мощностью 140 м, очень скудная. Точно определить удалось лишь *Coraster vilanovae* Cott. и *Echinocorys ovatus* Leske cf. var. *petasata* Lamb. Обе формы, появляясь в кампане, достаточно обычны и для маастрихта. Переход к вышележащей мергельной свите иногда отмечается линзами конгломерата. В мергелях, по данным В. Е. Хайна и В. В. Тихомирова (1949; Тихомиров и Хайн, 1949), по микрофауне установлено присутствие датского яруса.

В бассейне р. Кара-чай отложения маастрихта были мною выделены в трех разрезах. Они отличаются от кампанских пелитоморфных известняков своей зернистостью, вызванной не только некоторой песчанистостью, но главным образом присутствием органогенного детрита. Слоистость менее резко выражена. Наибольшей мощности (140 м) свита достигает в окрестностях г. Шаумяновска, где она покрывается мергелями, но непосредственного перехода не пришлось наблюдать. Восточнее, по р. Хархапут мощность маастрихта только 78 м. Верхняя часть свиты срезана предэоценовым размывом.

По собранной фауне в трех изученных разрезах можно выделить нижний горизонт, заключающий *Scaphites* sp., *Pachydiscus* cf. *subrobustus* Seunes, *Inoceramus balticus* J. Boehm var., *In. subsarumensis* Renng., *Ornithaster evaristei* Cott., *Seunaster subconicus* Renng. sp. n. (in coll.), *Echinocorys ovatus* Leske var. *petasata* Lamb. Маастрихтский возраст устанавливается по указанному виду *Pachydiscus*. Что касается остальных форм, то в большинстве они появляются уже в кампане и продолжают свое существование в течение маастрихта.

Остальная часть маастрихта, от 45 до 110 м мощностью, характеризуется следующей фауной: *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. subsarumensis* Renng., *In. cf. convexus* Meek, *Ornithaster evaristei* Cott., *Seunaster bouillei* Cott. var., *S. subconicus* Renng., *S. humillor* Renng., *Echinocorys ovatus* Leske var. *petasata* Lamb., *E. gibbus* Lam. var. *subglobosa* Goldf.

Особенно важно здесь присутствие *Pachydiscus colligatus* Binkh. — руководящей формы для среднего и верхнего маастрихта. Отметим еще *Seunaster bouillei* Cott., который описан из верхнего маастрихта Пиренеев. Правда, мы имеем несколько уклоняющуюся от типа форму. Приведенные виды иноцерамов, наоборот, являются более обычными в кампане и вряд ли поднимаются до верхнего маастрихта. Скорее всего весь комплекс фауны указывает на средние горизонты маастрихта.

В. В. Тихомиров и В. Е. Хаин (1949), по определениям И. М. Рухадзе, указывают для маастрихтских отложений Шаумяновского района еще *Physaster inflatus* d'Orb. и *Echinoconus conicus* Breyn.

Маастрихтские отложения по р. Инча-чай выступают в узком трудно-доступном ущелье. Л. В. Захарова в 1949 г. отметила лишь самые верхние слои свиты песчанистых детритусовых известняков, на которые с базальным конгломератом налегают уже мергели палеогена.

В более южной зоне развития меловых отложений, в Дашкесанском синклинории, разделяющем Мургуз-Шамхорский и Муровдагский антиклинории, маастрихтские отложения могут быть выделены по тем же литологическим признакам, что и в рассмотренной подробно северной зоне. Так, в районе Ново-Ивановки (бассейн верхнего течения р. Дзегам-чай) гребень хребта Дарва-даг и его западный склон сложены свитой грубо-слоистых палево-серых органогенно-обломочных, сильно песчанистых известняков, мощностью свыше 70 м. Следует отметить, что песчаный материал представлен кварцем, кварц-полевошпатовыми агрегатами, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, слюдой, обломками кварцевых порфиоров, кварцитов и пр. Все это служит указанием на то, что размывавшаяся суша (острова) на месте смежных антиклинорий была сложена не столько молодыми эффузивными породами андезитового ряда, сколько более древними кислыми интрузивными и эффузивными породами.

Макрофауны для маастрихтских отложений района Ново-Ивановки я указать не могу, и поэтому выделение этого яруса, условно. Выделение нижележащей кампанской свиты было несколько лучше обосновано. Р. Н. Абдуллаев (1947) указывает для обоих ярусов, включая, вероятно, и верхний сантон, огромную мощность (750—780 м) и говорит о перекрытии известняков верхнего мела осадочно-туфогенными отложениями палеогена. Возможно, что указанные цифры являются несколько преувеличенными, но все же на маастрихт здесь, видимо, приходится значительно более мощная свита пород, чем та нижняя пачка, которую я осмотрел.

Наконец, можно еще упомянуть, что в окрестностях Иджевана, на горе Сарум-сахлы, мною в 1940 г. над кампанскими слоистыми известняками была выделена пачка мощностью 30 м, серых зернистых, детритусовых известняков, условно отнесенная к маастрихту и заключающая в основании пласт красного сильно песчанистого известняка.

Существует еще немало пунктов, где, за отсутствием макрофауны, маастрихтские отложения могут быть выделены по указанным литологическим признакам, а также по следам трансгрессивного залегания на кампанских и более древних отложениях. Такие пункты приводятся В. Е. Хаиным (1947). Из них я приведу только одно указание: на левобережье р. Акстафы, южнее сел. Узун-гала В. Е. Хаин обнаружил пачку зернистых крепких известняков и более тонкозернистых мергельных известняков с *Cyclaster* cf. *munieri* Stoll. Он полагает, что эта пачка принадлежит к низам маастрихта.

Присутствие маастрихта на водоразделе рек Акстафа-чай и Джога-чай было подтверждено А. А. Атабекином, собравшим там большое количество морских ежей.

ДАТСКИЙ ЯРУС

Отложения датского яруса с полным палеонтологическим обоснованием (по макрофауне) еще не были установлены в северной зоне Малого Кавказа. Они, очевидно, могут быть встречены только там, где наблюдаются переходные слои от маастрихта к третичным отложениям. Как уже указали В. В. Тихомиров и В. Е. Хаин (1949), такие соотношения установлены пока только для участка протяжением в 25 км между долиной р. Ганджа-

чай и балкой Аджи-дере в Шаумяновском районе. В местности, мне не известной (повидимому, в долине р. Кюррак-чай), те же авторы (Хаин и Тихомиров, 1949) выделяют свиту, мощностью от 25 до 50 м, выраженную зеленоватыми мелкооскольчатыми, иногда листоватыми мергельными глинами с мелкими лепешковидными железистыми конкрециями и редкими прослоями светлосерых пелитоморфных мергелистых известняков. В. Е. Хаин и В. В. Тихомиров (1949) считают эту свиту датско-палеоценовой и приводят определения микрофауны, выполненные К. К. Гузик и Д. А. Агларовой: *Gaudryina retusa* Cushman, *Bolivinaoides decorata* Jones, *Gyrogonina soldanii* d'Orb., *Pullenia sphaeroidea* d'Orb., *Globigerina triloculinoidea* Plummer.

В другой статье В. В. Тихомиров и В. Е. Хаин (1949) приводят, повидимому, из более высокого горизонта той же свиты список фораминифер, более определенно указывающий на палеоцен.

Таким образом, к датскому ярусу может относиться совсем небольшая пачка мергелей. В 1950 г. мною совместно с В. Г. Морозовой и Л. В. Захаровой эта пачка мергелей была осмотрена по р. Кюррак-чай близ моста Биргёз. Выяснилось, что от маастрихтских известняков датские мергели отделяются линзами конгломерата из галек известняков и мандельштейнов. Мергели, мощностью до 40 м, заключают редких морских ежей плохой сохранности. Выше, по данным В. Г. Морозовой, залегают более мягкие мергели с микрофауной типа Эльбурган (палеоцен).

Второй пункт, где возможен постепенный переход от мела к третичным отложениям, был отмечен еще в 1936 г. в окрестностях сел. Молла-Джалал. Здесь мною записана такая последовательность пород (снизу вверх).

- 1) Детритусовые зернистые известняки с маастрихтской фауной;
- 2) плотные мергелистые пелитоморфные известняки с крупнораковинным, плоским изломом. 5 м;
- 3) светлосерые плитчатые, иногда листоватые мергели с черными налетами окислов марганца по трещинам отдельности до 20 м;
- 4) большая толща более темных оливково-серых мергелей.

Условно (Ренгартен, 1941₁) к датскому ярусу отнесена только вторая пачка мощностью 5 м. Быть может, сюда придется присоединить еще часть третьей пачки, но вопрос о датском или палеоценовом возрасте этих отложений может быть разрешен только детальным изучением микрофауны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сделанный обзор 11 стратиграфических подразделений меловых отложений северного склона Малого Кавказа имеет прежде всего целью выявить те литологические и фаунистические особенности, которые позволяют различать и выделять эти горизонты или свиты на всей изученной площади. В большинстве разрезов геологический возраст подразделений удается определить и обосновать с точностью до яруса или отделов яруса. В некоторых случаях намечается возможность выделения по фауне и более drobных подразделений (внутри сеномана, кампана, маастрихта). Литологические особенности стратиграфических единиц позволяют выделять их более или менее надежно в тех разрезах, где макрофауна не была найдена. Надо надеяться, что изучение микрофауны позволит указать еще ряд коррелятивных признаков для распознавания горизонтов.

Для всех стратиграфических единиц выявлены пределы фациальных изменений. Некоторые горизонты в этом отношении дают значительную пестроту. Здесь прежде всего сказывается фактор вулканизма. Эффузивный материал, подмешиваясь к морским осадкам, сообщает им своеобразные черты. В некоторых областях особенно насыщены эффузивными материалами нижнемеловая артаминская свита, сеноман, нижний турон

и коньяк-нижнесантонская свита. Центры вулканических проявлений были все время приурочены к Ноемберянскому, Таузскому и Ханлар-Кюракчайскому районам. В промежуточных областях вулканогенный материал в осадках играл значительно меньшую роль.

В периоды затишья вулканической деятельности карбонатные фации распространялись широко и отличались однообразием (кампан, маастрихт). Распределение примеси песчаных материалов позволяет установить расположение источников размывания и сноса. Также отчетливо этот вопрос разрешается при рассмотрении гранулометрического и минералогического состава песчаных фаций, преобладавших в нижнемеловое, сеноманское и нижнетуронское время.

Совокупность наблюдений над распределением и характером фаций отложений приводит к заключению, что в течение всего мелового периода в изученной области существовали источники размывания и сноса обломочных материалов в форме более или менее крупных островов, располагавшихся на месте различаемых в тектонической структуре Малого Кавказа крупных антиклинорий (Леонтьев, 1949₂). Таковыми являются Аллавердский (с двумя поднятиями — северным, Дебедачайским, и южным, Маралдагским), Мургуз-Шамхорский и Шахдаг-Муровдагский антиклинории. Эти антиклинории проявляли себя восходящими движениями — поднятиями в течение всего мелового времени. На их месте существовали острова, снабжавшие терригенными материалами прилегающие участки морского бассейна. Так как в основном острова были сложены вулканогенными породами средней юры, то продукты дезагрегации порфиров, кварцевых порфиров и их туфов давали материал для всех песчаных пород меловой серии. Вот почему их все приходится называть туфогенными. Кроме того, на этих островах размывались интрузивные породы — кислые (гранитоиды) и основные. В отдельных пунктах размыв доходил до более древних, чем средняя юра, отложений — сланцев и конгломератов нижней юры, метаморфических пород палеозоя и докембрия.

Острова в соответствии с тектоническими структурами были вытянуты в направлении ЗСЗ—ВЮВ, т. е. под острым углом к современному общему поднятию Малого Кавказа, простирающемуся с СЗ на ЮВ. Перечисленные поднятия разделялись двумя синклиниями, Иджеванским и Дашкесанским, рисовавшимися в виде морских проливов между островами. Дашкесанский синклиний на востоке подразделялся второстепенным Чирагидзор-Агджакендским антиклинорием-островом на два рукава — Зурнабадский и Кыпаз-Гюлистанский. В проливах сохранились накопившиеся в них верхнеюрские и меловые отложения, естественно менее мощные и менее полные, чем на северной окраине цепи островов.

Наиболее мощные и полные серии меловых отложений отмечаются против северных окончаний проливов-синклинориев, где они сливаются с крупнейшей — Куринской — депрессией, а именно: в Ноемберянском районе (против Ляльварского синклинория), в Таузском (против Иджеванского синклинория), в Ханлар-Кюракчайском (против Зурнабад-Дашкесанского синклинория) и у Гюлистана (против Кыпаз-Гюлистанского синклинория).

На промежуточных участках, на периферии погружающихся к северо-востоку антиклинориев, полнота разреза и мощности меловых отложений значительно уменьшаются. Таковы исследованные нами разрезы на погружении наиболее крупного Мургуз-Шамхорского антиклинория, на участке в 50 км от Ковляра до Еленсу-тапа и на продолжении Чирагидзор-Агджакендского антиклинория, у Верхнего Агджакенда и Хархапута.

В истории геологического развития рассматриваемой области можно наметить ряд этапов. В верхнеюрское время начинают воздыматься Аллавердский, Мургуз-Шамхорский и Муровдагский антиклинории, превращаясь в плоский участок суши, окаймленный лагунами. В неокомское

время местами происходит накопление продуктов вулканической деятельности (артаминская свита), в опресненных заливах развивается смешанная фауна и накапливаются растительные остатки (копалоносная подсвита). В нижнеальбское время происходит кратковременная морская трансгрессия, захватывающая пониженные участки суши на месте зарождающихся синклиналий — Иджеванского и Дашкесанского. После регрессии моря в середине альба, в верхнем альбе углубляются заливы в восточной части Дашкесанского синклинория (альб у Верхнего Агджакенда и Гюлистана). Местами в альбское время происходят локальные складкообразовательные движения. Так, на горе Манлар в бассейне Тауз-чая пологие складки артаминской свиты срезаны трансгрессивным сеноманом.

Значительная трансгрессия происходит в сеноманскую эпоху. Обширная суша расчленяется проливами на отдельные острова. На востоке пробуждается вулканическая деятельность. Но в основном осадки сеноманского моря образуются за счет усиленного размывания поднимающихся островов. Особенно возвышенный характер приобретает Муровдагский остров, что обусловило большую мощность и грубообломочный состав сеноманских отложений у Гюлистана. В нижнетуронское время трансгрессия усиливается, но вместе с тем возникают новые острова или выступы существовавших ранее в связи с появлением ряда вулканических центров в Ноемберянском, Казахском, Иджеванском, Ханларском и Кюракчайском районах. Колоссальные выбросы вулканических продуктов (главным образом основного и среднего состава) накапливаются, в основном, в прилегающих синклиналиях-проливах. Морские фации с фауной развиваются лишь в промежутках между этими вулканическими островами.

Новая трансгрессия начинается в верхнетуронское время, а местами — в коньякское. В этот раз море захватывает значительную часть прежних островных побережий, причем сильно расширяется область отложения карбонатных илов. Однако вскоре возобновляется деятельность вулканических центров, появившихся еще в нижнетуронское время. В эту фазу извергаются более кислые продукты — кварцевые порфиры, кварцевые порфириты, а также мандельштейны и в особенно большом количестве выбрасываются пемзовые пеплы. В различных пропорциях они подмешиваются к карбонатным морским осадкам. Вдали от вулканических центров продолжает играть некоторую роль терригенно-обломочный материал от разрушения островов. Воздымание последних местами усиливается, причем к концу нижнесантонской эпохи появляется новый небольшой антиклинорий — Чирагидзор-Агджакендский. Большие толщи нижнесенонских и туронских осадков здесь были смыты эрозией.

Максимальное развитие получила морская трансгрессия в верхнесантонское и кампанское время. Повсеместно в это время начинают отлагаться чистые карбонатные илы. Прибрежные зоны песчаных осадков, очевидно, переместились при трансгрессии моря в глубь островов и в настоящее время нигде не сохранились. Даже восточное окончание Чирагидзор-Агджакендского антиклинория было перекрыто морем. Наиболее мелководными были участки Иджеванского и Дашкесанского (Ново-Ивановского) проливов, где после энергичного размыва в верхнесантонское время начали отлагаться грубые зоогенные известняки с рудистами.

Восходящие движения в области антиклинорий возобновляются в маастрихтское время. Местами море заметно отступило, а после возобновления трансгрессии к карбонатным осадкам начали подмешиваться мелкообломочные материалы. Меньшие глубины маастрихтского моря отразились и на более грубом детритусовом характере карбонатной части осадков. В некоторых местах происходят и более резкие, но узко локальные движения земной коры с образованием складок кампанских и более древних отложений и с трансгрессивным перекрытием маастрихтом (Еленеу-

тапа). Мелкие деформации кампанских осадков могли быть следствием подводных сейсмических толчков.

Датские отложения имеют очень ограниченное распространение, что, повидимому, связано с новым отрицательным движением береговых линий. Ко времени среднего эоцена на значительно расширившихся островах в меловых отложениях эрозией был выработан расчлененный рельеф. При трансгрессии или ингрессии среднеэоценового моря с крутых меловых берегов обрушивались и сползали глыбы маастрихтских известняков и давали экзотические утесы и скопления глыб, которые наблюдаются среди пород эоцена по рекам Хархапут и Инча-чай.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Открытие верхнемеловых отложений в Кедабекском районе. Докл. Акад. наук Азерб. ССР, 1947, 3, № 12.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1947.
- Асланян А. Т. К стратиграфии и структуре меловых отложений Иджеванского района Армянской ССР. Изв. Акад. наук Арм. ССР, 1946, № 2.
- Захарова Л. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений северной зоны Малого Кавказа по фауне фораминифер. Автореферат диссертации. Лаб. геологии угля Акад. Наук СССР, Л., 1952.
- Конюшевский Л. К. О геологическом характере района месторождений полезных ископаемых в Елисаветпольском и Джеванширском уездах Елисаветпольской губернии. Отчет Кавказского Горного управления за 1913 г. Тифлис, 1914.
- Леонтьев Л. Н. 1. Открытие нижнемеловых отложений во внутренней части Малого Кавказа. Докл. Акад. Наук СССР, 1949, 15, № 2.
- Леонтьев Л. Н. 2. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, Отд. геол., 1949, 24, вып. 4.
- Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района Азербайджанской ССР. Изв. Геол. ком., 1929, 18, № 3.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рек Акстафа-чай и Дебеда-чай (ССР Армении). Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1934, вып. 353.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Ренгартен В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. Докл. Акад. Наук СССР, 1940, 29, № 5—6.
- Ренгартен В. П. 1. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. 10. Закавказье, ч. 1, Геологическое описание, 1941, стр. 190—206.
- Ренгартен В. П. 2. Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. 10. Закавказье, ч. 1, Геологическое описание, 1941.
- Ренгартен В. П. Вулканические проявления в Восточном Закавказье в течение мелового периода. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности». М.—Л., 1946.
- Ренгартен В. П. О вулканогенных горизонтах в меловых отложениях Восточного Закавказья. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Ренгартен В. П. Замечания к статье К. Н. Паффенгольца. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1951, № 4.
- Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Тр. Геол. инст. Аз. ФАН, 1939.
- Соловкин А. Н. Возрастные отношения магматических образований Азербайджанской ССР. Изв. Аз. ФАН СССР, 1940, № 1.
- Тихомиров В. В. Палеогеографические условия в альбское время на Малом Кавказе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1949, № 4.
- Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1950, вып. 123, геол. сер., № 44.
- Тихомиров В. В. и Хайн В. Е. Нижний палеоген междуречья Ганджа-чая и Тертера (Азербайджанская ССР). Докл. Акад. Наук СССР, 1949, 19, № 3.
- Хайн В. Е. Меловые отложения северных предгорий Малого Кавказа между Киров-абадом и Казахом. Изв. Акад. наук Азерб. ССР, 1947, № 11.

- Хаин В. Е. О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья, Докл. Акад. наук Азерб. ССР, 1949, 5, № 11.
- Хаин В. Е. и Тихомиров В. В. Юрские и нижнемеловые отложения северо-восточных склонов Муровдагского хребта (Малый Кавказ). Изв. Акад. наук Азерб. ССР, 1948, № 8.
- Хаин В. Е. и Тихомиров В. В. Верхнемеловые отложения северных предгорий Муровдагского хребта на Малом Кавказе. Изв. Акад. наук Азерб. ССР, 1949, № 1.
- Халилов Д. М. К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Ханларского района. Доклады Акад. наук Азерб. ССР, 1949, 5, № 5.
- Халилов А. Г. и Шихалибейли Э. Ш. Альбские отложения северных склонов Шахдагского и южных склонов Муровдагского хребтов (Малый Кавказ). Тр. Азерб. индустр. инст. им. Ш. Азизбекова, 1950, вып. 1.
- Шихалибейли Э. Ш. и Абдуллаев Р. Н. Результаты работ Шаумяновской геолого-съемочной партии. Тр. Азерб. геол. упр., 1942, вып. IV.
-

В. И. СЛАВИН

ТИТОН-ВАЛАНЖИНСКИЕ АММОНИТЫ КАРПАТ

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения в Закарпатье в палеонтологическом отношении до последних лет считались очень бедными. Находки фауны были настолько редки и случайны, что стратиграфия была почти необоснованной.

В процессе работ с 1945 по 1950 г. в ряде мест Закарпатской области нам удалось обнаружить многочисленную фауну, причем среди нее во всех пунктах встречались аммониты.

Обработка фауны показала, что в Закарпатье в смежных слоях юры и мела существуют три разновозрастных комплекса аммонитов. Это дало возможность выделить в литологически почти однородной карбонатной толще, ранее относимой к титону, три горизонта и установить возраст каждого из них.

Основные сборы фауны были сделаны в четырех пунктах: в восточной части Закарпатья, в бассейне р. Богдан и верховье р. Черной Тиссы, в центральной части Закарпатья — на водоразделе рек Лужанки и Вульховчика и в Западном Закарпатье — в бассейне р. Боршавы.

Столь широкая площадь находок свидетельствует о повсеместном распространении титон-валанжинских отложений в пределах Закарпатья. Среди них различаются следующие очень разнообразные фации:

1) пестрых кальционелловых и брекчиевидных известняков, часто содержащих пласты криноидных известняков и известняковых брекчий (Каменецкая фациальная зона);

2) серых пелитоморфных фарфоровидных известняков (Свялявская фациальная зона);

3) кремнистых известняков (Тиссальская фациальная зона);

4) кораллово-рифовых известняков (Каменелинская фациальная зона) и

5) фация кальционеллово-цефалоподовых белых и пестрых известняков (Петропшская фациальная зона).

Фауна аммонитов найдена в 1, 2 и 5-й фациальных зонах.

На междуречье рек Лужанки и Вульховчика в основании интересующей нас свиты залегают брекчиевидные серовато- и зеленовато-розовые известняки, часто содержащие между обломками красное мергелистое вещество.

Выше располагается основная часть свиты — плотные пятнистоокрашенные в розовые, серые и кремово-серые тона известняки с плоско-раковистым изломом. В этих известняках в большом количестве присутствует *Calpionella alpina* Lor. Заканчивается разрез карбонатной толщи желтой

и розовой известняковой брекчией, обломки которой состоят из нижележащих кальционелловых известняков. Иногда здесь встречаются линзочки грубообломочных криноидных известняков. В этой желтой известняковой брекчии и была найдена основная часть каменецких аммонитов.

Желтая брекчия очень часто бывает размыта и потому обнаруживается лишь в очень немногих пунктах. Значительно шире распространена основная, средняя, часть свиты. Плотные пятнистоокрашенные известняки развиты почти во всех районах. В западных частях Закарпатья кальционелловые известняки несколько отличаются — они здесь белого цвета, фарфоровидные в изломе, часто с голубовато-серыми жилками, выполненными полупрозрачным кальцитом (свалаявская фация). В этих известняках в бассейне р. Латорицы найдены антихи и *Perisphinctes* sp., а в бассейне р. Боршавы обнаружен большой комплекс титонских аммонитов, еще окончательно не обработанных. В восточных частях Закарпатья в основании свиты (Петрошская фациальная зона) располагаются розовато-серые и кремовые криноидные плотные известняки с аммонитами, найденными в овраге Лоли (бассейн р. Богдан).

Выше следуют светлосерые мергелистые известняки и известняковые брекчии, а также красные криноидные известняки. К этим слоям и относится комплекс фауны, найденной близ сел. Ясень. Постепенно мергелистые и криноидные известняки переходят в плотные пестроцветные афанитовые. Таков характер титон-валанжинской толщи в Закарпатье в местах находок фауны.

Титон-валанжинские аммониты Закарпатья имеют хорошую сохранность. У большинства форм сохранилась скорлупа раковины, под которой удается обнаружить лопастную линию. Раковины, как правило, небольших размеров.

Вся фауна, особенно из районов Восточного Закарпатья, имеет очень много общего с известным по зарубежной литературе штрамбергским комплексом фауны. Штрамбергская фауна в нашей литературе не описывалась, в то же время знакомство с нею может оказаться полезным, так как многие из этих форм встречаются не только на Карпатах, но и в Крыму, в так называемом «феодосийском мергеле», описанном В. Д. Соколовым (1886), О. Ретовским (1893) и др., а в последние годы их обнаружили также и на Кавказе — В. Е. Хаин и Н. П. Луппов (Н. П. Луппов, 1941). Очень многим из описанных форм видовые названия были впервые присвоены А. Оппелем (Oppel, 1865), но монографическое описание и изображение этих форм он произвести не смог. Значительно позднее коллекцию А. Оппеля обработал К. Циттель, который в своих работах (Zittel, 1868, 1870) впервые описал и изобразил данные виды. В связи с этим при сравнении наших форм с голо- типами мы ссылаемся на работы Циттеля, а не Оппеля.

Сем. *Phylloceratidae* Zittel

Род *Phylloceras* Suess.

Phylloceras serum Opp.

Табл. I, фиг. 1, 2

1868. *Ammonites serus* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 550.
1868. *Phylloceras serum* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 66, Taf. I, Fig. 5—6.
1870. *Phylloceras serum* Zittel. Die Fauna d. ältern Cephalopodenführenden Tithonbildungen. S. 161.

1871. *Phylloceras serum* Neumayr. Jurastudien. Jb. geol. Reichsanst., 21, S. 316, Taf. XIII, Fig. 5.
 1889. *Phylloceras serum* Соколов. Крымский титон. Мат. для геол. России, 13, стр. 115, табл. IV, рис. 3.
 1893. *Phylloceras serum* Retowski, Die tithonischen Ablag. v. Theodosia. Bull. Soc. Nat. Moscou, 7, стр. 206.
 1901. *Phylloceras serum* var. *perlobata* Sayn. Les Ammonites pyriteuses des marnes valangiennes. Mém. Soc. géol. France, No. 23, p. 7, pl. 1, fig. 6—8.
 1929. *Phylloceras serum* var. *perlobata* Blanchet. Étude paléont. dans le Tithon. intra alpin. Trav. lab. géol. Univ. Grenoble, 15, p. 66.

В нашей коллекции есть два образца, оба обломанные с краев. На одном из них (большем, 1) видна сутурная линия.

Раковина состоит из сильно объемлющих оборотов. Пупок очень узкий, воронкообразный. Раковина уплощена с боков. Боковая сторона полого сбегает к пупку. Высота оборота значительно преобладает над толщиной. Сифональная сторона округлая.

Измерения:

	Обр. 1	Циттеля	Ретовского
Диаметр (D)	49	95—106	220
Высота оборота (B) . .	0,57	0,60	0,58—0,62
Толщина (T)	0,30	0,28	0,19—0,23
Ширина пупка (П) ¹ . .	0,06	0,05	0,03—0,23

¹ Здесь и ниже B, T и П даются в их отношении к диаметру. Диаметр дается в миллиметрах.

Максимальное вздутие приходится на внутреннюю половину оборота. Скульптура раковины состоит из очень тонких, нитевидных, тесно расположенных прямых ребер, которые наиболее хорошо заметны на сифональной стороне. Количество ребер на половине оборота нашего образца достигает 156 шт. С сифональной стороны ребра переходят на боковую, но вначале ее постепенно затухают до полного исчезновения. Боковая сторона, таким образом, гладкая.

Вблизи пупка, по описанию Циттеля, ребра появляются вновь. На нашем образце они не заметны.

Лопастная линия очень характерна. Лопасты и седла очень расчленены и имеют многочисленные дополнительные извилины и зубчики. Сифональная лопасть много короче боковых.

Первая боковая лопасть разделяется на три ветви, каждая из которых делится в свою очередь еще на две веточки.

Сходство и различия. *Phylloceras serum* Opp. принадлежит к группе *Ph. heterophyllum* Sow. От большинства форм этой группы *Ph. serum* Opp. отличается по сутурной линии и по характеру ребер. От *Ph. thetys* d'Orb. (B — 0,76, T — 0,4) разнится по измерениям, а также более простой сутурной линией; от валанжинской формы *Ph. zetes* d'Orb., очень близкой по характеру лопастной линии, отличается формой пупка и скульптурой.

С формами *Ph. serum* Opp., изображенными у Циттеля и других авторов, наши образцы имеют полное сходство. От образцов, описанных у Ретовского, наш экземпляр отличается несколько большей вздутостью оборотов.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Оба образца *Ph. serum* Opp. из нашей коллекции происходят из оврага Лопушанка в восточной части Закарпаття (Раховский округ, верховья р. Черной Тиссы).

Распространение: *Phylloceras serum* Opp. распространен очень широко. Он был описан из Тироля, Апеннин, Альп, часто встречается в Силезских Карпатах, в юго-восточной Франции (Сайн). Ретовский и Соколов описали его из Крыма.

В о з р а с т. Циттель описал *Ph. serum* Opp. из титонских отложений окрестностей Штрамберга и Кониакау. В Южном Тироле он встречен в так называемом «Diphyenkalk». Соколов и Ретовский встретили его в феодосийском мергеле, возраст которого определяется теперь как нижний валанжин. Сайн (Sayn, 1901) описал *Ph. serum* var. *perlobata* из валанжинских слоев юго-востока Франции. Роман (Roman, 1938) также считает вид *Ph. serum* Opp. валанжинским. Наши образцы происходят из верхнетитонских известняков.

Phylloceras cf. *semistriatum* d'Orb.

Табл. III, фиг. 10

1840. *Ammonites semistriatus* d'Orbigny. Paléont. française. Terrains crétacés 1, p. 136, pl. XVI, fig. 3—4.
1901. *Phylloceras thetys* Sayn. Les ammonites pyriteuses des marnes valangiennes. Mém. Soc. géol. France, № 23.

В нашей коллекции есть всего один обломанный экземпляр. Сохранность плохая. Сутурная линия не видна.

Раковина небольшая, плоская, обороты объемлющие, пупок узкий. Сифональная сторона округлая. Высота оборота значительно преобладает над толщиной. Максимальная толщина оборота — в нижней половине его.

Измерения:

	Образцы	
	Наш	д'Орбиньи
Диаметр (D)	18 мм	39 мм
Высота оборота (B)	0,55 мм	0,54 мм
Толщина (T)	0,21 мм	0,25 мм
Ширина пупка (П)	?	—

Поверхность раковины покрыта тонкими мелкими ребрышками, очень густо расположенными. Ребрышки прямые и также прямо переходят через сифональную сторону.

Сходство и различия. Вид *Ph. semistriatum* d'Orb. весьма близок к *Ph. serum* Opp. и *Ph. thetys* d'Orb., но отличается от них деталями строения сутурной линии и соотношением размеров. Наш экземпляр по соотношению размеров больше приближается к *Ph. semistriatum* d'Orb., так как у *Ph. thetys* d'Orb. раковина значительно толще. Неразличимость лопастной линии лишает возможности полностью параллелизовать наш образец с каким-либо видом. Близость *Ph. semistriatum* d'Orb. к *Ph. thetys* d'Orb. настолько велика, что Сайн оба эти вида объединяет.

Местонахождение. Наши образцы происходят из желтой известняковой брекчии нижневаланжинского возраста с водораздела рек Лужанки и Вульховчика.

Распространение и возраст. Образцы д'Орбиньи и Сайна происходят из Южной Франции из слоев, соответствующих, по данным д'Орбиньи, нижнему неокому и, по данным Сайна, — валанжину.

Род *Calliphyloceras* Spath.

Calliphyloceras (*Ptychophyloceras*) *ptychoicum* Quenst.

Табл. I, фиг. 3, 4, 5

1845. *Ammonites ptychoicus* Quenstedt, N. Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petr., S. 683.
 1845. *Ammonites latidorsatus* Catullo. Mem. geogn. paleont. sulle Alpe Ven., p. 139, pl. VII, fig. 2.
 1846—1849. *Ammonites ptychoicus* Quenstedt. Petrefactenkunde Deutschlands, 1, S. 219, Taf. 17, Fig. 12.
 1847. *Ammonites Zignii* Catullo. Mem. geogn. paleont. sulle Alpe Ven., 1, p. 4, pl. XII, fig. 3.
 1866. *Ammonites genuinus* Benecke. Über Trias u. Jura in d. Süd-Alpen, 1, S. 189, Taf. X, Fig. 3.
 1868. *Ammonites ptychoicus* Pictet. Mélanges paléont., 4, p. 222, pl. 37/2, fig. 1.
 1868. *Phylloceras ptychoicum* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 59, Taf. 4, Fig. 3—9.
 1880. *Ammonites* (*Phylloceras*) *ptychoicum* Favre. Descr. d. fossiles d. couches tithoniques, Mém. Soc. Paléont. Suisse, 6, p. 22, pl. II, fig. 4—6.
 1889. *Phylloceras ptychoicum* Соколов. Крымский титон. Мат. для геол. России, 13, стр. 113, табл. II, рис. 3, 4, табл. IV, рис. 2.
 1910. *Phylloceras subptychoicum* Dacqué. Dogger u. Malm aus Ostafrika. Beitr. z. Paläont. Österreich-Ungarns, 23, S. 7, Taf. II, Fig. 1.
 1927. *Phylloceras ptychoicum* Spath. Revision of the jurassic Cephalopod-Fauna of Kachh. Paleont. Indica, 9, mem. 2, pt. I, p. 562, pl. XIII, fig. 1.

В нашей коллекции находится 14 раковин этого вида из трех районов. Многие экземпляры, особенно крупные индивиды, представлены обломками. Четыре небольших экземпляра имеют лучшую сохранность, причем сохранились и молодые обороты и жилая камера. У пяти экземпляров хорошо наблюдалась лопастная линия.

У части образцов (особенно происходящих из района горы Петрош) сохранилась раковина, тогда как большинство экземпляров представляют собой ядра.

Обороты раковин сильно объемлющие, с малым, еле заметным пупком. Форма слегка уплощенная на боках, с округлой вентральной стороной; к пупку боковая поверхность спускается круто, но плавно.

Соотношения размеров у двух экземпляров — 1 (маленький) и 7 (более крупный) — представляются в следующем виде.

	Образцы						
	1	7	Квен-штедта (по рис.)	Циттеля	Фавра	Ретовского	Бене-ке
Диаметр (Д)	21	52	55	40—100	55	50—90	45
Высота последнего оборота (В)	0,57	0,57	0,58	0,56—0,59	0,54	0,52—0,54	0,51
Толщина (Т)	0,49	0,46	0,36	0,50	0,49	0,2—0,3	0,33
Ширина пупка (П)	0,08	—	0,1 (?)	0,05	0,06	0,05	0,11

Из приведенной таблицы следует, что высота оборота у наших экземпляров преобладает над шириной, но не очень сильно, а оба экземпляра, несмотря на различную величину, имеют очень близкие показатели размеров.

Скульптура раковины слабо выражена. В основном раковина гладкая и только на вентральной стороне наблюдаются поперечные валики (2—4 шт. на полуобороте), пересекающие вентральную сторону и заканчивающиеся в верхней части боковой стороны. Валики слабо выгнуты вперед. На одном из образцов (№ 12) первые (от устья) валики сопровождаются бороздой, на другом краю которой есть также некоторое валикообразное утолщение.

Точно такой же вид имеет раковина, изображенная у Фавра на фиг. 4, табл. II.

Поверхность между валиками у большинства экземпляров гладкая, но у образца видим четыре-пять очень тонких струек, располагающихся параллельно валикам. На ядрах эти струйки не отпечатываются. В области пупка находятся три-четыре бороздки, изогнутые вперед. Бороздки слабые, при выходе на боковую плоскость затухают и только у образцов 4, 7 и 13 бороздки продолжают до соединения с вентральной бороздкой; при этом на боковой стороне образуется плавный изгиб в сторону устья.

Лопастная линия видна очень четко. Первая боковая лопасть несколько длиннее наружной, затем в сторону внутренней лопасти идет равномерное постепенное сокращение их высоты. Таким образом, линия, проведенная по вершинам лопастей, представляется в виде прямой со слабым изгибом в области первой боковой лопасти. Вентральное седло и первое боковое очень близки по высоте, затем начинается плавное уменьшение размеров седел. Вентральное и боковое седла оканчиваются четырьмя листочками, а все остальные только двумя.

Сходство и различия. Наши экземпляры, судя по форме и приведенным выше цифрам размеров, наиболее сходны с образцами, описанными Фавром и Циттелем, и в то же время, так же как и эти образцы, отличаются от голотипа, описанного Квенштедтом.

Отличия состоят в том, что наши образцы имеют большую толщину оборотов (0,46—0,49 против 0,36—0,3), более узкий пупок и более четкие пупковые бороздки.

По этим же признакам наши экземпляры отличаются от образца Бенекке, описанного им как *Am. genuinus* Ben. (Benescke, 1866, таблица).

Также по относительным размерам и по характеру валиков на вентральной стороне наши экземпляры отличаются от вида *Am. angelini*, выделенного Оппелем (1865).

Вопрос о необходимости выделения указанных видов (*C. genuinus* и *C. angelini*) до сих пор является спорным.

Ретовский, изучая крымские аммониты, считал вид *C. angelini* только вариеетом *Ph. ptychoicum* Quenst.

Циттель (1868) не признал виды Оппеля и Бенекке, считая, что вентральные валики появляются вследствие роста и перемещения устья и класть их в основу выделения видов нельзя.

Наш материал, несомненно, показывает, что между отдельными представителями вида *Calliphylloceras ptychoicum* Opp. Zitt. существуют некоторые различия как в форме и размерах раковины, так и в скульптуре, но малое количество собственных образцов и плохая их сохранность пока еще не позволяют нам выделять различные виды. В дальнейшем же придется произвести ревизию группы *Pt. ptychoicum*, тем более, что, повидимому, большинство форм, описанных позднее Квенштедтом (Quenstedt, 1849), не соответствует его генотипу, выделенному в 1845 г.

Место нахождения. Все наши образцы вида *Ph. ptychoicum* Quenst. происходят из Закарпатья. Образцы 1, 3, 4, 5, 6, 8, 11 и 14 были собраны в восточной части Закарпатья, в верховьях р. Черной Тиссы (Раховский округ); 7, 12 и 13 происходят с левобережья р. Белой Тиссы (район горы Петрош); 2 и 9 были найдены в центральной части Закарпатья, на междуречье Лужанки и Вульховчика, и, наконец, обр. 15, 16, 17 — в бассейне р. Боршавы.

Распространение. Вид *Calliphylloceras ptychoicum* Quenst. является широко распространенной формой. Он был описан у нас В. П. Соколовым (1886) из феодосийских мергелей к Крыму. В Западной Европе особенно часто этот вид встречается в Северных Карпатах (в штрам-

бергских известняках), где Циттель собрал свыше 300 экз.; эта форма описана также из Чешских Карпат, Альп, Апеннин, отложений южной Германии и Франции и т. п.

Стратиграфическое положение. *Calliphyllloceras ptychoicum* Quenst. встречается всегда совместно с титонскими формами, реже — с нижнеэокомскими, и характеризует, таким образом, оба эти яруса. Наши образцы происходят как из титонских, так и нижневаланжинских отложений.

Calliphyllloceras (Holcophylloceras) calypso d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova

Табл. I, фиг. 6, 7, 8

В нашей коллекции находятся два экземпляра этого вида, происходящие из Закарпатья. Обе раковины обломаны и сохранились на три четверти. Сутурная линия видна слабо, только у одного экземпляра. Раковина дискоидальной формы с сильно объемлющими оборотами. Пупок узкий. Сифональная сторона гладкая, округлая. Бока плоские, гладкие.

Замеры произведены на образцах 1 и 2.

	.Образцы				
	табл. 1		Циттеля	д'Орбиньи (юрская форма)	д'Орбиньи (меловая форма)
	фиг. 6	фиг. 7 и 8			
Диаметр (Д)	30	25	14—150	55	24
Высота оборота (В) . . .	0,47	0,50	0,56	54	0,5
Толщина (Т)	0,3	0,32	0,33	35	0,45
Ширина пупка (П) . . .	0,1	0,12	0,14	10	—

Замеры подтверждают преобладание высоты оборота над толщиной, причем максимальная толщина оборота приходится на внутреннюю треть. Боковая сторона к пупку обрывается довольно круто.

Поверхность раковины, как указывалось, почти гладкая, только с пятью ясно выраженными пережимами, которые начинаются от пупка. На боковой стороне они делают сначала слабый выгиб назад (в направлении молодых оборотов), а затем более четкий — вперед, в сторону устья. Через сифональную сторону пережимы (бороздки) проходят, образуя слабый выгиб назад от устья. Лопастная линия довольно простая. Первая боковая лопасть наиболее сильно развита, с наибольшей длиной (рис. 1).

Сходство и различия. *Calliphyllloceras (Holcophylloceras) calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova отличается от описанных д'Орбиньи как юрских (стр. 342, табл. 110), так и меловых (стр. 167, табл. 52) представителей этого вида.

От юрского вида, происходящего из среднеэокомских отложений, отличается относительно меньшей высотой и толщиной оборота, а также формой раковины (у var. *zacarpathiensis* максимальная толщина раковины приходится на нижнюю треть оборота, тогда как у лейасовой — на середину оборота). От меловой (эокомской) формы *Calliphyllloceras calypso* d'Orb. отличия еще большие: помимо значительно меньшей толщины (0,3 против 0,45), наша форма имеет более сложно изогнутые пережимы. Большое внешнее сходство var. *zacarpathiensis* var. nova имеет с образцами,

описанными Циттелем (стр. 62) из титонских отложений Штрамберга под названием *Phylloceras silesiacum* Opp. и изображенными в его работе на фиг. 1—7 табл. 5. Рассматривая рисунки Циттеля, легко убедиться, что здесь изображены различные варианты вида или может быть даже различные виды— настолько они не похожи между собой. Фиг. 1, 2, 4, 5 и 7 в его работе, повидимому, соответствуют голотипу *Ph. silesiacum* Opp., но фиг. 3 и 6 имеют значительные отличия.

Наши экземпляры очень сходны с фиг. 6 Циттеля как по данным измерений, так и по скульптуре. Вполне возможно, что эту форму следует выделить из вида *Phylloceras silesiacum* Opp. и отождествить с var. *zacarpathiensis*, тем более, что эти образцы происходят из слоев, близких по

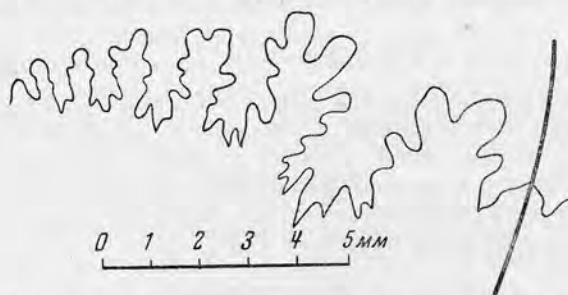


Рис. 1. *Calliphylloceras calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova

возрасту к нашим. Производить сравнения с фиг. 3 трудно, так как это молодой экземпляр.

От фигур 1, 2, 4, 5, 7, изображенных у Циттеля под названием *Phylloceras silesiacum*, наши экземпляры отличаются отсутствием продольных бороздок на сифональной стороне и меньшим количеством поперечных бороздок (пережимов): у 4 образца Циттеля их 8 штук, тогда как у нашего образца всего 5.

Некоторое сходство var. *zacarpathiensis* имеет с *Phylloceras zignodianum* d'Orb. и *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb. От *Ph. tortisulcatum* d'Orb. отличается более объемлющими оборотами, узким пупком и иным изгибом бороздки на боковой стороне, от *Ph. zignodianum* d'Orb.— отсутствием мелких ребер и меньшей изогнутостью бороздок.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Образец 1 найден в восточной части Закарпаття, в верховьях р. Черной Тиссы, образец 2 происходит из желтых брекчий нижнего валанжина, с водораздела Лужанки и Вульховчика (Тячевский округ Закарпатской области).

В о з р а с т. Образец 1 *Calliphylloceras calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova происходит из слоев верхнего титона, а образец 2 — из слоев нижнего валанжина.

Сем. *Lytoceratidae* Neumayr emend Zittel.

Род *Lytoceras* Suess.

Lytoceras (*Protetragonites*) *quadrisulcatum* d'Orb.

Табл. II, фиг. 8, 9, 10

- 1840. *Ammonites quadrisulcatus* d'Orbigny. Paléont. française. Terrains crétacés, pl. 49, fig. 1—3.
- 1865. *Ammonites electus* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 551.
- 1868. *Lytoceras quadrisulcatum* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 71, Taf. 9, Fig. 4—5.

1901. *Lytoceras quadrisulcatum* Sayn. Les ammonites pyriteuses des marnes valangien-
nes. Mém. Soc. géol. France, N 23, pl. 1, fig. 1.
1933. *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* Кульжинская-Воронен. Представи-
тели сем. Lytoceratidae Крыма. Тр. ВГО, вып. 241, стр. 21, табл. 11, рис. 9,
10, 14, табл. 14, рис. 7.

В нашей коллекции много (свыше 20 экз.) целых форм и обломков этого вида. Часть экземпляров с раковиной, большая часть в виде ядер, причем на ядрах видны лопастные линии. Чаще встречаются экземпляры без жилой камеры, малых размеров, с диаметром менее 3 см.

Раковина эволютная, с соприкасающимися оборотами, пупок широкий. Сечение оборота почти круглое.

Измерения произведены на образцах 1, 2 и 3.

	Образцы					
	1	2	3	д'Орбиньи	Циттеля	Кульжин- ской
Диаметр (D)	28	18	36	43	85	23
Высота (B)	0,28	0,28	0,31	0,25	0,34	0,31
Толщина (T)	0,28	0,28	0,28	0,25	0,34	0,31
Ширина пупка (П)	0,53	0,42	0,44	—	0,48	0,52

На образце 3 при диаметре 36 мм высота немного больше ширины, а при диаметре 18 мм в том же образце соотношение высоты и ширины составляет 1:1.

Скульптура раковины очень простая. На оборотах — по четыре пережима. Пережимы равные, очень слабо отклоняющиеся от радиального направления, на ядрах заметны слабее.

На всех оборотах видна тонкая струйчатость (линии нарастания), на боковой стороне струйки делают очень слабый изгиб в сторону устья.

Лопастная линия довольно простая. Сифональная лопасть длиннее первой боковой, которая в свою очередь длиннее второй боковой. Лопасты состоят из двух веток, разделенных на две мелкие веточки каждая. Седла также плавно увеличиваются к сифональному краю (рис. 2).

Сходство и различия. Все описанные образцы по форме, измерениям и лопастной линии очень похожи, но все же образцы 1 и 2 из обнажений по р. Лужанке и верховьям р. Черной Тиссы более близки к голотипу д'Орбиньи, тогда как образец 3 со склона горы Петрош больше напоминает *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb. var. *taurica* Kulz. Так как существующие признаки, на наш взгляд, недостаточны для выделения различных вариететов, то мы включаем и эти образцы в основной вид *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb.

По объемности оборотов образец 3 занимает промежуточное положение между голотипом д'Орбиньи и образцом Кульжинской. Возможно, что при большем материале удастся выделить и на Карпатах вариететы Кульжинской.

Местонахождение. Вид был встречен в ряде пунктов Закарпатской области — в нижневаланжинских отложениях на водоразделе

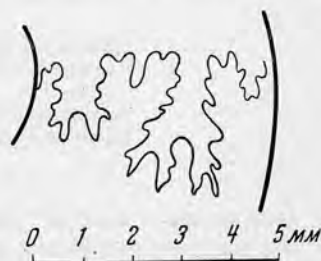


Рис. 2. *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* d'Orb.

рек Лужанки и Вульховчика в центральной части Закарпатья, в восточной части в верхнетитонских отложениях верховьев р. Черной Тиссы, а также в нижнетитонских известняках, распространенных по правобережным притокам Белой Тиссы.

Распространение и возраст. Вид *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb. широко распространен в средиземноморской провинции, он указывается в Южной Франции, в Альпах, Западных Карпатах и в Крыму.

Форма эта описывается в слоях титона и нижнего неокома.

Lytoceras montanum Oppel.

Табл. II, фиг. 1, 2, 3, 4, 5

1865. *Ammonites montanus* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 551.
 1869. *Lytoceras montanum* Zittel. Geol. Beobachtungen aus den Central. Apenninen, 2, S. 145.
 1870. *Lytoceras montanum* Zittel. Die Fauna d. ältern Cephalopodenführenden Tithonbildungen, S. 45, Taf. 24, Fig. 3, 4.

В нашей коллекции имеется свыше 10 экземпляров этого вида. Все раковины только в виде обломков, причем, как правило, не сохраняются внутренние обороты, так как они не заполнены кальцитом. Обороты круглые, слабо соприкасающиеся. Пупок очень широкий, раковина эволютная.

Измерения:

	Образцы	
	Наш	Циттеля
Диаметр (D)	54—57	250—300
Высота последнего оборота (B)	0,37	0,3—0,34
Толщина (T)	0,39	0,4
Ширина пупка (P) . .	0,39	0,44—0,46

Отношение высоты внешнего оборота к предыдущему равно 3 : 1.

На внутренних (более ранних) оборотах толщина по отношению к высоте возрастает; так, на том же образце при диаметре 43 мм высота равна 0,37, толщина 0,41.

На устье раковины есть невысокий круглый (0,5 мм) валик.

Скульптура раковины представлена тонкими ребрышками. На самых ранних оборотах (диаметром до 4 мм) они незаметны, затем (диаметром до 20 мм) наблюдаются простые тонкие радиальные ребра с широкими межреберными пространствами, в которых может уместиться три-четыре ребра.

Ребра здесь в основании боковой стороны слабо отклоняются вперед. На обороте большого диаметра через два-три тонких радиальных ребра появляется более толстое волнистое ребро с очень типичными зубчиками, особенно четко выраженными на сифональной стороне. На внешнем краю боковой стороны ребра слабо отгибаются назад, сифональную сторону они пересекают прямо. Тонкие ребра к пупку исчезают, сливаясь с утолщенными ребрами, т. е. по направлению к внешнему краю происходит расщепление ребер. На внешнем полуобороте (должно быть в пределах жилой камеры) почти на всех образцах имеются неглубокие пережимы, связанные, повидимому, с индивидуальными особенностями роста. Лопастная линия не видна.

Сходство и различия. По размерам, характеру ребристости и другим признакам наш образец почти полностью соответствует форме, описанной Циттелем под названием *Lytoceras montanum* Opp. От образцов Циттеля наш образец отличается слабыми пережимами и увеличением количества тонких ребер на сифональной стороне. Первое отличие, повидимому, индивидуальное, а второе, должно быть, просто опущено в описании Циттеля, так как, судя по рисунку, эти ребра могут присутствовать и на образцах голотипа.

Lytoceras montanum Opp. на первый взгляд сходен, особенно по внутренним оборотам или в маленьких экземплярах, с *Lytoceras sutile* Opp., но у *L. montanum* Opp. толщина превышает высоту, тогда как у *Lytoceras sutile* Opp. наоборот (Zittel, 1870, таблица 24). Ребра у *L. sutile* Opp. на вентральной стороне несколько изгибаются назад, чего нет у *Lytoceras montanum* Opp. Основные ребра у *L. montanum* Opp. расположены ниже, чем у *L. sutile* Opp., и, наконец, возрастание высоты оборота у *L. montanum* Opp. большее.

От *Lytoceras liebigi* Opp. *L. montanum* Opp. отличается ребрами. У *L. liebigi* Opp. все ребра одной высоты (тонкие промежуточные отсутствуют), кроме того, они не имеют изгиба назад, как у *L. montanum* Opp.

Местонахождение. Все образцы *L. montanum* Opp. в нашей коллекции происходят из Восточного Закарпатья со склона горы Петрош в Раховском округе Закарпатской обл.

Распространение и возраст. На Карпатах *L. montanum* Opp. был найден в Пьенинах в рогожиянской брекчии, относимой по возрасту к нижнему титону.

Кроме того, *L. montanum* Opp. был встречен в Апеннинах в титонском мраморе и в районе Роверно в так называемых «дифиакальк» (титон). Наши образцы происходят из нижнетитонских известняков.

Сем. Oppelidae Douville

Под *Streblites* Hyatt.

Streblites loliensis sp. ⁵/₁ nova

Табл. 1, фиг. 10, 11, 12

Диагноз вида. Раковина дискоидальная, уплощенная, с сильно объемлющими (до $\frac{2}{3}$ высоты) оборотами. Жилая камера занимает пол-оборота. На вентральной стороне раковины — зернистый киль, который в пределах жилой камеры переходит в углубленную борозду. На боковой стороне жилой камеры два ряда продольных бугорков. От внутренних бугорков к пупковому краю протягиваются низкие ребра.

Соотношение размеров представляется в следующем виде.

	Истинный размер, мм	Соотношения
Диаметр (D)	37	1
Высота последнего оборота (B)	16,5	0,38
Толщина (T)	10	0,27
Ширина пупка (П)	10	0,27

Раковина состоит из трех полных оборотов. Отношение высоты внешнего оборота к предыдущему равно 8 : 5. Боковая сторона слабо выпуклая, переход к сифональной стороне плавный. К пупку боковая сторона спускается сначала полого, затем круто обрывается. Сифональная сторона овальная, завершается невысоким зернистым килем, доходящим до жилой камеры. Килевые бугорки низкие, длиной 2 мм. Располагаются они один от другого на расстоянии 0,5 мм. В пределах жилой камеры сифональная сторона уплощена и прорезана довольно глубокой (0,6 мм) бороздой, которая у самого устья мельчает.

Скульптура раковины весьма оригинальна. Ребра развиты слабо. На внутренних оборотах — косые ребра, располагающиеся на припупочной трети боковой стороны. На втором обороте (считая от центра) их насчитывается 16. На полуобороте перед жилой камерой четыре ребра. В пределах жилой камеры также наблюдаются четыре ребра, располагающиеся на внутренней части боковой стороны. Эти ребра длиннее, чем ребра внутренних оборотов. Они доходят до середины боковой стороны и заканчиваются небольшими округлыми бугорками, слегка вытянутыми по длине оборота. Таких бугорков восемь.

На границе между боковой и сифональной сторонами, в пределах жилой камеры, располагается второй ряд бугорков. Они значительно больше первых (до 3—4 мм), вытянуты по спирали завивания. Заметны они только в удаленной от устья части жилой камеры. Всего их насчитывается пять; кроме того, есть шестой (ближайший к устью), очень маленький. Вся поверхность внешнего оборота покрыта тонкими струйчатыми серповидно-изогнутыми линиями роста, которые на уровне срединных бугорков плавно изгибаются в сторону устья. На сифональной стороне линии роста дают второй изгиб в ту же сторону. Лопастную линию вскрыть не удалось.

Сходство и различия. Вид *Streblites loliensis* наибольшее сходство по измерениям и общему облику имеет с *Streblites fallauxi* Opp. — видом, описанным Оппелем (Oppel, 1865), Циттелем (Zittel, 1868, 1870), Фавром (Favre, 1880), Бланше (Blanchet, 1929) и Романом (Roman, 1938). Отличия состоят в следующем.

Вид *Streblites loliensis* более пиволотная форма. У нее последующий оборот перекрывает предыдущий на $\frac{2}{3}$, тогда как у *Streblites fallauxi* Циттеля — на $\frac{1}{3}$, в образцах Фавра — около полуоборота.

На молодых оборотах — ребра, отсутствующие у *Str. fallauxi* Opp. Жилая камера занимает $\frac{1}{2}$ оборота против $\frac{2}{3}$ у *Str. fallauxi* Opp.

Несмотря на меньшие размеры жилой камеры у *Str. loliensis* sp. nova, имеются шесть внешних бугорков тогда как у *Str. fallauxi* Opp. их всего три.

Бугорки вдоль пупка у *Str. loliensis* почти неразличимы, поэтому здесь имеется только два ряда бугорков, против трех рядов у *Str. fallauxi*.

Бугорки кия у *Str. loliensis* удлиненные, а у *Str. fallauxi* Opp. точечные.

У *Str. loliensis* sp. n. хорошо различимы струи нарастания, не отмеченные ни Циттелем, ни Фавром. Возможно, что последнее связано со степенью сохранности раковины.

Место нахождения. *Streblites loliensis* был найден в Восточном Закарпатье на склоне горы Петрош в Раховском округе Закарпатской обл.

Распространение и возраст сходного вида *Streblites fallauxi* Opp. Этот вид был обнаружен в большом количестве в рогожнано-титонской брекчии вместе с комплексом форм, характерных для нижнего титона, а также в виде отдельных экземпляров в штрамбергских слоях у сел. Вилламович (северо-западные Карпаты).

Судя по всему комплексу фауны, *Streblites loliensis* также происходит из нижнетитонских слоев.

Под *Substreblites* Spath
***Substreblites zonarius* Oppel**

Табл. II, фиг. 6, 7

1865. *Ammonites zonarius* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 548.
1868. *Ammonites zonarius* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 88, Taf. 15, Fig. 1—6.
1893. *Oppelia zonaria* Retowski. Die tithonische Ablagerungen v. Theodosia. Bull. Soc. Nat. Moscou, № 2—3, p. 247, pl. IX, fig. 16, 17.
1938. *Substreblites zonaria* Roman. Les ammon. jurassiques et crétacées, fasc. I, p. 164.

В нашей коллекции есть один экземпляр этого вида. Сохранилась половина раковины. Пупок виден слабо. Жилая камера отсутствует. Сифональная сторона хорошо сохранилась. Сутурная линия видна достаточно четко.

Раковина плоская, тонкая, дискоидальная. Обороты сильно объемлющие. Внешний оборот очень высокий. Сифональный край округлой формы, но снабжен высоким тонким килем. На большей части раковины киль отвалился и сохранилась черная слабо приподнятая полоска.

Измерения на нашем образце не весьма надежны, так как пупок плохо вскрыт.

	Образцы		
	Наш	Циттеля	Ретовского
Диаметр (<i>D</i>)	26 ?	56	115
Высота оборота (<i>B</i>)	0,60 ?	0,59	0,52—0,60
Толщина (<i>T</i>)	0,23	0,25	0,16
Ширина пупка (<i>H</i>)	?	0,07	0,07—0,08

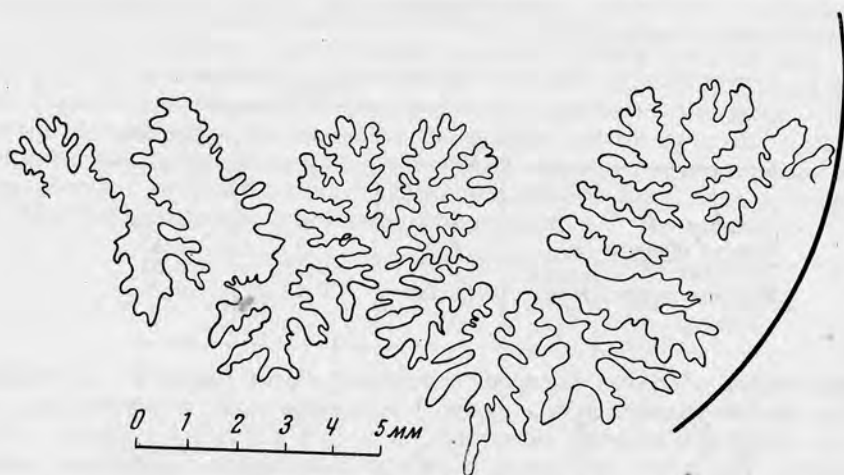


Рис. 3. *Substreblites zonarius* Opp.

Раковина гладкая и только на сифональной стороне видны тонкие прямые густо расположенные ребра. При переходе на боковую сторону они затухают.

Лопастная линия очень расчлененная. Сифональная лопасть значительно короче, чем первая боковая; седла разделены на две, сильно расчлененные доли (рис. 3).

Сходство и различия. Циттель считает, что вид *Substreblites zonarius* Opp. сходен по форме с *Am. tenuilobatus*, *Am. dorsocavatus* и *Am. forgariacus*, но отличается от них более высоким килем и отсутствием бугорков вблизи сифональной стороны.

Напоминает он также по лопастной линии и общей форме гималайскую форму *Am. adolphi*. Спэт считает вид *Streblites zonarius* голотипом подрода *Substreblites*.

Местонахождение. Наш образец *Substreblites zonarius* Opp. происходит из белых известняков верхнего титона из верховьев р. Черной Тиссы в Раховском округе Закарпатской обл. УССР.

Распространение и возраст. Образцы К. Циттеля происходят из штрамбергских известняков и найдены у сел. Кониакау. Образцы Ретовского найдены в Крыму в феодосийском мергеле нижнего валанжина (по Ретовскому и Соколову в титоне).

Род *Eurynoticeras*

Eurynoticeras aff. *asema* Opp.

Табл. II. Фиг. 11, 12, 13, 14

1865. *Ammonites asemus* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 552.
 1870. *Oppelia asemia* Zittel. Die Fauna d. ältern Cephalopodenführenden Tithonbildungen, S. 66, Taf. 3, Fig. 12.

В нашей коллекции есть три ядра этого вида. Из них один целый экземпляр и два обломка. Боковая поверхность ядер корродирована. Сутурная линия не видна. Пупок вскрыт не полностью.

Раковина сильно инволютная. Пупок очень узкий. Видны всего два оборота. Боковая сторона гладкая, округло-вздутая; сифональная сторона также округленная, с очень характерными складками.

Измерения раковины, произведенные на двух образцах № 1 и 2, дали следующие результаты.

	Образцы		
	1	2	Циттеля
Диаметр (<i>D</i>)	30	20	21—24
Высота оборота (<i>B</i>) . .	0,5	0,5	0,43
Толщина (<i>T</i>)	0,33	0,37	0,33
Ширина пупка (<i>П</i>) . .	0,20	0,18	0,28

Наращение оборотов быстрое: отношение высот равно 1 : 2, толщина оборота также увеличивается вдвое. Отношение высоты к толщине равно 5 : 3. Боковая сторона выпуклая, к пупку спускается круто, но не обрывисто. На пупке не менее 5 ребер, серповидно изогнутых вперед и сопровождаемых складками. На сифональной стороне в пределах жилой камеры — сильно изогнутые вперед складки (ребра). Судя по этим ребрам, жилая камера занимает от $\frac{2}{3}$ до $\frac{3}{4}$ оборота. На ней насчитывается 24 ребра. Они довольно высокие, но быстро, в пределах вентральной же стороны, затухают.

Скульптура боковой стороны не видна.

Сходство и различия. Как видно из данных измерений наш образец очень близок к экземпляру, изображенному Циттелем, но есть

и некоторые отличия. Раковина более объемлющая, боковая скульптура в виде тонких ребрышек отсутствует (может быть, просто не сохранилась на ядре), пупок несколько уже. Эти отличия не дают права полностью параллелизовать наш вид с образцами Циттеля. Не исключена возможность, что мы имеем дело здесь с новым вариегатом, для выделения которого еще мало данных. По внешнему виду ядра *Eurynoticeras asema* Opp. походят на *Phylloceras ptychoicum* Quenst., но это сходство чисто внешнее; к тому же у *Ph. ptychoicum* Quenst. не бывает такого большого количества складок на вентральной стороне.

Место нахождения. Центральное Закарпатье, водораздел рек Лужанки и Вульховчика.

Распространение. Образцы Циттеля происходят из Пьенин, из обнажений ракушечной брекчии у сел. Рогожник и Марусцина.

Возраст. Наши образцы происходят из нижневаланджинских отложений.

Сем. *Haploceratidae* Zittel

Род *Haploceras* Zittel

Haploceras tithonium Opp.

Табл. III, фиг. 11, 12

1852. *Ammonites grasianus* Hohenegger. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, 3, SS. 137—138.

1865. *Ammonites tithonius* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 549.

1868. *Ammonites tithonius* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten. S. 82, Taf. 14, Fig. 1—3.

1929. *Lissoceras grasi* d'Orbigny var. *tithonia* Blanchet. Étude paléont. dans le Tithon. intraalpin. Trav. lab. géol. Univ. Grenoble, 15, pp. 61, 62.

В нашей коллекции имеется большое количество представителей этого вида (свыше 20 экз.); часть из них вполне хорошей сохранности, причем есть формы с раковиной, а также ядра с хорошо видной сутурной линией. Все формы небольших размеров, до 4 см в диаметре. Раковина гладкая, сильно инволютная, сплюснутая с боков, с узким пупком, с округлой без киля сифональной стороной. Боковая сторона плоская, резко и круто обрывается в сторону пупка и, довольно полого закругляясь, переходит в сифональную сторону. Размеры следующие.

	Образцы		
	1	7	Циттеля
Диаметр (Д)	17	24	30—70
Высота оборота (В) . . .	0,47	0,50	0,58—60
Толщина (Т)	0,35	0,37	0,36—39
Ширина пупка (П) . . .	0,17	0,17	0,09

Высота оборота значительно превышает ширину, причем в поперечном сечении в связи с плоскими боками, обороты имеют вид прямоугольника со сглаженными углами. Максимальная ширина находится ближе к вентральному краю. Раковина гладкая, и лишь на внутреннем краю видны тончайшие нитевидные следы роста раковины, которые сначала, на краю пупка, идут радиально, но затем сразу же отворачиваются в сторону

устья и на середине боковой стороны образуют характерный для *Haploceras* изгиб вперед к устью. Следы роста еле заметны даже в лупу из-за чрезвычайной тонкости линий. Сутурная линия характеризуется двухчленным, с четырьмя долями наружным седлом и более высокой, чем сифональная, и очень расчлененной первой боковой лопастью (рис. 4).

Сходство и различия. Наш образец, так же как и всякий образец *Haploceras tithonium* Opp., имеет очень большое сходство с неокомским видом *Haploceras (Neolissoceras) grasi* d'Orb. как по внешнему виду, так и по сутурной линии.

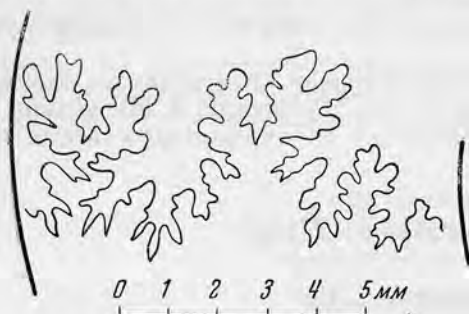


Рис. 4. *Haploceras tithonium* Opp.

Некоторые различия состоят в следующем: боковые стороны у *Haploceras tithonium* Opp. менее плоски и образуют, примерно, прямой угол с сифональной стороной, тогда как у *Neolissoceras grasi* — острый угол. Линии роста у *N. grasi* незаметны совсем. Первая боковая лопасть у *H. tithonium* значительно шире, особенно в основании. Кроме того, *H. tithonium* Opp. похож на *H. elimatum* Opp., *H. carachtheis* Zeuschn.,

но от последнего легко отличается отсутствием мелких ребрышек на сифональной стороне и характером пупка.

Оппель сравнивал *Am. tithonium* Opp. с *Am. lingulatus* Opp., но Циттель категорически протестует против родства этих форм.

Местонахождение и возраст. *Haploceras tithonium* Opp. был обнаружен в большом количестве, в резко преобладающем соотношении с другими формами, в верхнеюрских отложениях, развитых в верховьях р. Черной Тиссы в Раховском округе Закарпатской обл. Встречен он также в известняках титона в Иршавском округе в бассейне р. Боршавы. Циттель обнаружил эти формы в штрамбергских слоях верхнетитонского возраста.

Haploceras elimatum Opp.

Табл. I, фиг. 9

- 1865. *Ammonites elimatus* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 549.
- 1868. *Ammonites elimatus* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 79, Taf. 13, Fig. 1—7.
- 1870. *Haploceras elimatum* Zittel. Die Fauna d. ältern Cephalopodenführenden Tithonbildungen, S. 51, Taf. 27 (3), Fig. 7.
- 1886. *Haploceras elimatum* Соколов. Крымский титон. Мат. для геол. России, 13, стр. 21, табл. II, рис. 5.
- 1893. *Haploceras elimatum* Retowski. Die tithonischen Ablag. v. Theodosia. Bull. Soc. Nat. Moscou, № 2—3, p. 206.

В нашей коллекции находится всего один маленький экземпляр аммонита этого вида без жилой камеры. Раковина сохранилась хорошо. Сутурную линию выявить не удалось.

Раковина дисковидная, гладкая, с сильно инволютными оборотами. Пупок узкий, неглубокий. Боковая сторона уплощенная. К пупку она обрывается резко. Сифональная сторона округленная, без кили.

Измерения:

	Образцы			
	Наш	Циттеля	Соколова	Ретовского
Диаметр (D).	14	50—60	29	105
Высота оборота (B) . . .	0,5	0,46	0,48	0,45—0,50
Толщина оборота (T). . .	0,30	0,34	0,23	0,18—0,27
Ширина пупка (H) . . .	0,14	0,18—0,23	0,17	0,19—0,21

Высота оборота раковины относится к толщине как 5 : 3. Максимальное утолщение приходится на верхнюю часть внутренней половины оборота.

На боковой стороне раковины отчетливо видны следы роста в виде тонких нитевидных струек, образующих глубокий изгиб, вершина которого располагается в середине боковой стороны и обращена в сторону устья (т. е. открывается изгиб в сторону молодой части раковины). На гладкой сифональной стороне струйки также образуют изгиб, подобный боковому.

Сходство и различия. Наш экземпляр имеет большое сходство с экземпляром, изображенным Циттелем. Отличие состоит в том, что обороты нашего экземпляра несколько тоньше (0,3—0,34). По сравнению с образцами Соколова и Ретовского, наоборот, раковина нашей формы толще. От них наша форма по толщине отличается больше, чем от экземпляра Циттеля.

Местонахождение. *Haploceras elimatum* Opp. был найден в верховьях р. Черной Тиссы в Раховском округе Закарпатской обл. в отложениях верхнего титона.

Распространение и возраст. Циттель обнаружил эту форму в штрамбергских известняках Силезии, в зоне с *Am. transversarius*, в Швейцарии и Польше (у Кракова), а также в Южной Франции в зоне *Am. lamberti*. Кроме того, Циттель нашел эту форму в большом количестве экземпляров в так называемой «рогожиянской брекчии» Пьенин. В. Д. Соколов и О. Ретовский описали *Haploceras elimatum* Opp. из феодосийских мергелей Крыма.

Наш образец происходит из отложений верхнего титона.

Все указанные Циттелем обнажения рассматриваются как верхнетитонские а рогожиянская брекчия, судя по комплексу фауны, относится даже к нижним зонам титона.

В то же время крымские виды происходят из мергелей, относимых в последнее время к валанжину. Таким образом, *Haploceras elimatum* Opp. распространен в титоне — нижнем валанжине. Нам кажется, однако, что в крымских образцах существует иной, отличный от голотипа вариант.

Haploceras leiosoma Opp.

Табл. III, фиг. 1, 2, 3, 4

1865. *Ammonites leiosoma* Oppel. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 17, S. 550.
 1868. *Ammonites leiosoma* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 86, Taf. 14, Fig. 5, 6.

В нашей коллекции есть три образца этого вида. Один из них представлен полной раковинкой, а два других — обломками. На одном из обломков прекрасно видна лопастная линия. Сохранность раковины хорошая, по видимому лучшая, чем у голотипов, изображенных Циттелем.

Раковина плоская с боков, сильно инволютная. Пупок узкий и мелкий. Сифональная сторона округлая, в области жилой камеры уплощена и снабжена мелкими поперечными бороздками. Жилая камера занимает $\frac{1}{4}$ часть оборота.

Измерения:

	Образцы	
	Наш	Циттеля
Диаметр (<i>D</i>)	35	32
Высота оборота в области жилой камеры (<i>B</i>)	0,5	0,81 ?
Толщина (<i>T</i>)	0,32	0,34
Ширина пупка (<i>П</i>)	0,14	0,09

Сильно уплощенная боковая сторона круто, но не обрывисто, сбегает к пупку. С сифональной стороной в области жилой камеры она образует угол немного меньше прямого. На краю устья образуется утолщение раковины в области стыка сифональной и боковой сторон.

Пережимы и валики на сифональной стороне жилой камеры короткие — до края сифональной стороны не доходят. Всего их насчитывается 14—16 шт. на четверть оборота.

На боковой стороне еле заметны простым глазом тонкие линии роста. Они образуют пологий изгиб во внутренней части боковой стороны в сторону устья и пологий изгиб назад (от устьевого края) во внешней части боковой стороны.

Лопастная линия очень расчлененная. Первая боковая лопасть длиннее сифональной и всех остальных, первое боковое седло также самое высокое. Оно превышает и наружное и все остальные боковые седла.

Сходство и различия. *Haploceras leiosoma* Opp.— нечасто встречаемая и редко изображавшаяся форма. Описания этой раковины у Циттеля очень схематичны. Оппель посвящает ей всего пять строк. В связи с этим сравнивать наши экземпляры с ранее описанными типами трудно. Наш экземпляр очень близок к экземплярам, описанным Циттелем, но, судя по приводимым цифрам, резко отличается от них меньшей высотой раковины (0,5 у нас и 0,8 у Циттеля). Однако нам кажется, что этого отличия в действительности нет и в размеры, приведенные в работе Циттеля, вкралась опечатка, так как эта цифра совершенно не вяжется с изображением в его работе на табл. 14, рис. 5 а, 5 б и вообще не характерна для данной группы аммонитов. Циттель не отмечает линии нарастания на боковой стороне и на склоне пупка, но, очевидно, и это отличие скорее связано со степенью сохранности материала.

Вид *H. leiosoma* Opp. очень близок по форме раковины, измерениям и лопастной линии к *Haploceras carachtheis* Zeuschn., но отличается от последнего большей инволютностью оборотов, более узким пупком и меньшими размерами жилой камеры. По характеру лопастной линии, измерениям и объему *H. leiosoma* Opp., так же как и *H. carachtheis* Zeuschn., походит на *Neolissoceras grasi* d'Orb., почему Пакнер, Бланше (Blanchet, 1929) и другие объединяют эти виды в одном роде *Lissoceras*, но отличить их от этого рода очень легко по форме и структуре жилой камеры (пережимы) и пупка, а также по деталям сутурной линии (напр., у *Haploceras* первая боковая лопасть много уже, чем у *Neolissoceras*).

М е с т о н а х о ж д е н и е. Наши образцы происходят из верховьев р. Черной Тиссы в Раховском округе Закарпатской обл.

Распространение и возраст. Циттель описал свои образцы из известняков Штрамберга и Кониакау (Силезия); по возрасту эти известняки относятся к титону.

Под *Neolissoceras* Spath

Neolissoceras grasi d'Orb

Табл. III, фиг. 5, 6, 7

1840. *Ammonites grasianus* d'Orbigny. Paléont. française. Terrains crétacés, p. 141, pl. 44.
 1868. *Ammonites grasianus* Pictet. Mélanges paléont., II, Berrias, p. 74, pl. 13, fig. 1.
 1889. *Haploceras grasi* Kilian. Mission d'Andalousie, p. 644.
 1938. *Neolissoceras grasi* Roman. Les ammonites jurassiques et crétacées, p. 41, pl. XVI, fig. 386.

Эта форма в нашей коллекции представлена в большом количестве (свыше 30) экземпляров, чаще в виде ядер с прекрасно видимой лопастной линией. Ядра обычно без жилой камеры. Преобладают мелкие экземпляры. Отношение внешнего оборота к предыдущему равно 3 : 1.

Раковина плоская, с сильно объемлющими (на $\frac{2}{3}$) оборотами. Пупок узкий и низкий. Боковая сторона совсем плоская, круто обрывающаяся к пупку. Сифональная сторона округло-уплощенная. Раковина гладкая.

Измерения:

	Образцы	
	Наши	Циттеля
Диаметр (<i>D</i>)	12—57 ¹	100
Высота оборота (<i>B</i>)	0,5	0,45
Толщина оборота (<i>T</i>)	0,38	0,30
Ширина пупка (<i>II</i>)	0,25	—

¹ Основные измерения проведены на образце диаметром 21 мм.

В сечении оборот имеет форму прямоугольника со слабо закругленными углами. Максимальная толщина оборота, особенно в молодых частях, находится вблизи сифональной стороны, в связи с чем боковая и вентральная стороны образуют угол, несколько меньший прямого (85—87°).

Вентральная сторона в области жилой камеры сильно уплощена, а вблизи устья — слабый плоский желобок, в котором видны еле заметные поперечные бороздки (может быть, линии роста раковины).

Лопастная линия имеет очень высокое трехраздельное асимметричное первое боковое седло; сифональное седло, так же как и дополнительное, разделено на две ветви. Оно ниже первого бокового. Всего дополнительных седел четыре (рис. 5).

Сифональная и первая боковая лопасти примерно одинаковой высоты, но первая боковая очень широкая, трехраздельная.

Сходство и различия. Вид *Am. grasianus* d'Orb. был принят Спэтом в 1921 г. как генотип рода *Neolissoceras*, относимого к семейству *Desmoceratidae*. Некоторые сходные с ним виды относятся к другим родам и даже семействам. Так, он очень близок по внешнему виду и измерениям к *Haploceras tithonium* Opp. из семейства *Haploceratidae*, но отличается от представителей последнего более плоской боковой стороной, меньшим углом между сифональной и боковой сторонами и, главное, по лопастной

линии. Лопастная линия у *Haploceras* сохранила больше черт филоцератитовой линии, чем у *Neolissoceras*.

Местонахождение. *Neolissoceras grasi* d'Orb. был найден в ряде обнажений Центрального Закарпатья, на водоразделе рек Лужанки и Вульховчика в нижневаланжинских известняках, а также в Иршавском округе, в бассейне р. Боршавы.

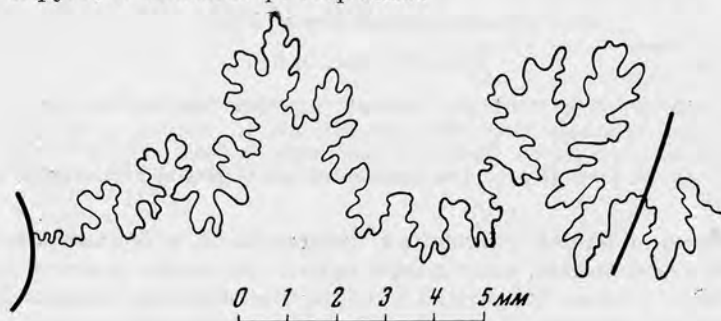


Рис. 5. *Neolissoceras grasi* d'Orb.

Распространение и возраст. *Neolissoceras grasi* d'Orb. пользуется широким распространением во всех частях Карпат. Он указывается в Западных Карпатах, в румынской части Восточных Карпат, в Трансильванских горах. За пределами Карпат он описан из Альп, Апеннин, Южной Франции и других мест. Обычно эта форма встречается в отложениях неокома и чаще всего в валанжине. Следует учесть, что, по-видимому, иногда под видом *Neolissoceras grasi* d'Orb. описывали титонский вид *Haploceras tithonium* (Blanchet, 1929). Любопытно отметить, что Циттель не нашел этой формы в штрамбергских известняках.

Сем. Olcostephanidae

Род *Spiticeras* Uhlig

Spiticeras kiliani Djan. var. *gigas* Djan.

Табл. III, фиг. 8, 9

1922. *Spiticeras kiliani* Djaneldze. Les Spiticeras du S.-E. de la France. Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. de la France.

В нашей коллекции — один экземпляр хорошей сохранности, без деформаций, но с поврежденной внутренней частью первого оборота. Жилая камера почти не сохранилась.

Раковина плоская, с объемлющими на $\frac{1}{3}$ оборотами, с широким пупком. Размеры следующие:

	Образцы		
	Наш	Джанелидзе	
		А	Б
Диаметр (Д)	76	75	70
Высота оборота (В)	0,37	0,34	0,30
Толщина оборота (Т) . . .	0,22	0,23	0,22
Ширина пупка (П)	0,42	0,42	0,44

Отношение высоты внешнего оборота к предыдущему составляет 2 : 1. Максимальная толщина оборота приходится на внутреннюю треть стороны. Сифональная сторона округлая.

Скульптура раковины выражена ребрами. Ребра низкие, но достаточно отчетливые; у внешней и внутренней сторон оборота они более резкие, а в середине боковой стороны более сглажены. Главные ребра начинаются на нижней стороне слабо выраженными бугорками, хорошо различимыми на наружном обороте. Бугорки слабо выражены на втором обороте и совсем не видны на более молодых оборотах. Между главными ребрами обычно есть и добавочные — от 2 до 4 шт. Добавочные ребра затухают, не доходя до середины оборота. На боковой стороне внешнего оборота наблюдается слабый изгиб ребер в сторону устья. На сифональной стороне ребра образуют более резкий изгиб, в сторону, под углом примерно в 120°. На половину оборота приходится 54 ребра, и из них только 16 начинаются бугорками. Жилая камера отделена двумя более грубыми изогнутыми ребрами, между которыми наблюдается пережим.

Сутурная линия сохранилась не повсеместно и полностью не прослеживается.

Сходство и различия. В работе М. А. Джанелидзе помимо голотипа вида были установлены варианты *nana*, *laevigata*, *gigas*, *elegans*. Наш экземпляр почти полностью сходен с вариантом «*gigas*». Все показатели размеров полностью совпадают с формой «А» этого варианта (см. выше). Наш экземпляр отличается от *Sp. kiliani* Djan. var. *gigas* только немного менее многочисленными ребрами (54 вместо 65 на $\frac{1}{2}$ оборота). Другие отличия еще менее существенны и относятся к числу индивидуальных отклонений: слабее выражены бугорки, пережима не наблюдается — возможно, что он приходится, как и у варианта, на внутреннюю более молодую часть последнего оборота (у нашего экземпляра не сохранившуюся). Все это позволяет отождествить наш экземпляр с *Spiticeras kiliani* Djan. var. *gigas* Djan.

Из других видов с нашим видом имеет сходство *Sp. (Negreliceras) paranegreli* Djan., который отличается характером ребер на молодых оборотах, и *Sp. eximium* Uhl., характеризующийся менее развитыми бугорками.

Местонахождение. Наш экземпляр происходит из центральной части Закарпаття, с водораздела рек Лужанки и Вульховчика.

Распространение и возраст. Вариант *Sp. kiliani* Djan. var. *gigas* Djan. описан М. А. Джанелидзе из Сен-Жюли и Божен в Верхних Альпах и из Шоплена (Веркор).

Все экземпляры этого и сходных с ним видов встречаются только в бериссовых отложениях юго-восточной Франции.

Наш экземпляр встречен в нижневаланжинских известняках.

Сем. Perisphinctidae Hyatt

Род *Perisphinctes* Waagen

Perisphinctes sp.

Табл. III, фиг. 13, 14

В нашей коллекции находится один обломок этого рода. Он представляет собой $\frac{1}{4}$ часть оборота с хорошо видимой боковой и сифональной сторонами.

Раковина дискоидальная, уплощенная на боковой стороне. Пупок широкий, плоский. Сифональная сторона круглая. Высота оборота 17 мм,

толщина 13 мм. Раковина ребристая. Ребра прямые, высокие. В наружной части боковой стороны они начинают расщепляться надвое. Все ребра, не прерываясь и не изгибаясь, переходят через сифональную сторону.

Сходство и различия. Указанные признаки позволяют отнести наш образец к роду *Perisphinctes* sp. Для выделения вида указанных признаков недостаточно.

Местонахождение и возраст. *Perisphinctes* sp. обнаружен в Свалявском округе в бассейне р. Латорицы в известняках, относимых нами к титону.

Сем. *Hoplitidae* Hyatt

Род *Berriasella* Uhlig

Berriasella sp. ex gr. *callisto* d'Orb.

Табл. III, фиг. 15, 16

1842. *Ammonites callisto* d'Orbigny. Paléont. française. Terrains jurassiques, 4, p. 551, pl. 213, fig. 1, 2.

1868. *Ammonites callisto* Zittel. Die Cephalopoden d. Stramberg. Schichten, S. 100, Taf. 20, Fig. 1—5.

В нашей коллекции имеется один небольшой обломок, повидимому несколько сплюснутый с боков и представляющий собой часть наружного оборота. Сечение оборота уплощенное и с боковой и с сифональной сторон. Высота оборота 16 мм, толщина 13 мм. Максимальное вздутие приходится на внутреннюю часть боковой стороны.

Раковина покрыта густыми резкими ребрами, которые вблизи сифонального края слабо изгибаются назад. В начале внешней половины боковой стороны ребра начинают раздваиваться. На вентральной стороне ребра прерываются и посредине внешней стороны между ними создается неглубокая бороздка. Лопастная линия не видна.

Сходство и различия. Наш экземпляр очень походит по характеру ребер, боковой и вентральной сторонам на экземпляр *Berriasella callisto*, описанный и изображенный Циттелем (Zittel, 1868, стр. 100, табл. 20, рис. 1). Отношение толщины к высоте в нашем экземпляре 0,81, несколько меньше по сравнению с экземпляром Циттеля (0,95), что, повидимому, объясняется деформацией нашего обломка. Очень неполные данные о нашем образце не позволяют настаивать на тождестве его с указанным видом.

Местонахождение. Наш образец происходит из Центрального Закарпатья с водораздела рек Лужанки и Вульховчика.

Распространение и возраст. *Berriasella callisto* d'Orb. встречалась в Южной Франции, Испании, в Альпах, Западных Карпатах, вблизи Штрамберга и т. п. В первых работах *B. callisto* d'Orb. описывалась среди верхнетитонской фауны, но позднее только в комплексе нижневаланжинских форм (берриасовый горизонт). Наш образец происходит из нижневаланжинских брекчий.

* * *

Вся описанная титон-валанижская фауна, как уже говорилось, происходит, в основном, из четырех районов восточной и центральной частей Закарпатья. Из Восточного Закарпатья, из бассейна р. Белой Тиссы, верховья р. Богдана, со склонов горы Петрош Раховского округа описаны

Calliphyloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum Quenst., *Calliphyloceras calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova, *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* d'Orb., *Lytoceras montanum* Opp., *Streblites loliensis* sp. nova, *Oppelia* sp., причем здесь в огромном количестве встречен *Lytoceras montanum* Opp., т. е. форма, описанная Циттелем из нижнего титона Западных Карпат, из так называемой «рогожнинской брекчии». Из этих же нижнетитонских слоев происходит *Streblites fallauxi* Opp.— вид, родственный *Str. loliensis* sp. n.

Остальные виды из этого комплекса имеют более широкое вертикальное распространение. Так, *Calliphyloceras ptychoicum* Quenst. и *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb. встречаются, начиная с нижнего титона и до неокома включительно.

Таким образом, слои с *Lyt. montanum* Opp., развитые в Восточном Закарпатье, следует отнести к нижнему титону.

Известняки с верховьев р. Черной Тиссы содержат иной комплекс фауны: *Phylloceras serum* Opp., *Calliphyloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst., *Calliphyloceras (Holcophylloceras) calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova; *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* d'Orb., *Substreblites zonarius* Opp., *Haploceras tithonium* Opp., *Haploceras elimatum* Opp., *Haploceras leiosoma* Opp.

Все эти формы описывались из штрамбергских известняков Силезии, из той их части, которая соответствует верхнему титону. Все описанные виды *Haploceras* встречаются только в отложениях титона, кроме *H. elimatum* Opp., который был указан Ретовским из феодосийских мергелей в Крыму (нижний валанжин), но, повидимому, здесь имеется в виду какой-то вариант этого титонского вида. Все остальные виды распространены в верхнем титоне — нижнем валанжине.

Таким образом, наиболее вероятно считать известняки с верховьев Черной Тиссы верхнетитонскими, параллелизуя их полностью с верхними горизонтами штрамбергских известняков Силезии.

Комплекс аммонитов, встреченный на междуречье рек Лужанки и Вульховчика, является наиболее молодым по отношению к двум ранее описанным. Здесь встречены *Phylloceras* cf. *semistriatum* d'Orb., *Calliphyloceras (Holcophylloceras) calypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova, *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* d'Orb., *Eurynoticeras aff. asema* Opp., *Neolissoceras grasi* d'Orb., *Spiticerus kiliani* Djan. var. *gigas* Djan., *Spiticerus* sp., *Berriasella* sp. ex gr. *callisto* d'Orb., *Berriasella* sp. и др.

Описанные здесь *Spiticerus* и *Berriasella* характерны для нижнего валанжина. Остальные формы встречаются в верхнем титоне и валанжине. Некоторое исключение составляет *Eurynoticeras asema* Opp., описанный из нижнего титона, но, повидимому, мы имеем здесь дело с каким-то отличным от голотипа вариантом, установить который на малом количестве образцов, к тому же не идеальной сохранности, невозможно.

Таким образом, возраст пород бассейна Лужанки, содержащих описанную фауну, следует считать нижневаланжинским.

Фауна титон-валанжинских аммонитов левобережья р. Боршавы еще окончательно не обработана. Там обнаружены *Phylloceras* sp., *Calliphyloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst., *Lytoceras quadrisulcatum* Opp., *Haploceras tithonium* Opp., *Neolissoceras grasi* d'Orb. и др.

Этот комплекс фауны свидетельствует о верхнетитонском возрасте отложений бассейна р. Боршавы.

Итак, в Закарпатье на основании фауны аммонитов хорошо выделяются три разновозрастных стратиграфических горизонта: 1) нижнетитонский, 2) верхнетитонский, 3) нижневаланжинский, т. е. фауна аммонитов позволяет нам однородную свиту известняков и известняковых брекчий

Закарпатье расчленить на определенные стратиграфические единицы. Дальнейшей задачей стратиграфических и геолого-съемочных работ является прослеживание в Центральном и Восточном Закарпатье выделенных по фауне зон.

Находки фауны в Закарпатье приурочены к пунктам, промежуточным между районами нахождения типичных штрамбергских комплексов (Силезия и Западные Карпаты) и районами Крыма и Кавказа со сходной фауной. Таким образом, Закарпатье является промежуточным звеном в единой палеофаунистической провинции. Здесь намечаются пути миграции фауны в титоне — нижнем валанжине.

Кроме того, нам кажется, что знакомство с карпатской фауной поможет произвести дальнейшее расчленение титон-валанжинских отложений Крыма и Кавказа и выделить их там, где они еще не были установлены.

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский Н. А. Рязанский горизонт. Мат. для геол. России, 1895, 18.
- Джанелидзе М. А. *Les Spiticeras du Sud-Est de la France*. [Spiticeras'ы юго-восточной Франции]. *Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. de la France*. Paris, 1922.
- Иловайский Д. И. Верхнеюрские аммониты Ляпинского края. Работы геол. отд. Общ. любит. естеств., антроп. и этногр., 1917, вып. 1—2.
- Казанский И. А. Описание коллекции головоногих из меловых отложений Дагестана со списком других классов и стратиграфическим очерком. Изв. Томск. технол. инст., 1913, 32.
- Каракаш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. СПб., 1897.
- Каракаш Н. И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. Тр. СПб. общ. естествоисп., отд. геол. и мин., 1907, 32, вып. 5.
- Кульжинская-Воронец Н. С. О некоторых нижнемеловых аммонитах из западной Бухары. Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 8.
- Кульжинская-Воронец Н. С. Представители семейства *Lytoceratidae* из нижнемеловых отложений Крыма. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 241.
- Луппов Н. П. О фауне аммонитов из пограничных горизонтов юры и мела в юго-восточном Кавказе. Докл. Акад. Наук СССР, 1941, 32, № 4.
- Никитин С. Н. Заметка о юре Гималаев и Средней Азии. Изв. Геол. ком., 1889, 8, № 3.
- Ренгартен В. П. О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. Изв. Геол. ком., 1909, 28, № 168.
- Ретовский О. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. [Титонские отложения у Феодосии]. *Bull. Soc. Nat. Moscou, nouv. sér.*, 1893, 7, № 2—3.
- Рухадзе И. Некоторые новые или малоизвестные цефалоподы Грузии. Тр. Геол. ин-та Грузии, т. III, вып. 2. 1938.
- Семенов В. П. Фауна юрских образований Мангышлака и Туар-Кыра. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1896, 24.
- Семенов В. П. Фауна меловых образований Мангышлака. Тр. СПб. общ. естествоисп., 1899, 28, вып. 5.
- Синцов И. Ф. О юрских и меловых окаменелостях Саратовской губернии. Мат. для геол. России, 1872, 4.
- Славин В. И. О нижнемеловых аммонитах Советского Закарпатья. Тр. Львовск. геол. общ., палеонт. сер., 1948, вып. 1.
- Соколов В. Д. Материалы для геологии Крыма. Крымский титон. Мат. для геол. России, 1889, 13.
- Стремоухов Д. П. Об аммонитах горы Эгероба у Коктебеля. Изв. Моск. отд. Геол. ком., 1919, 1 (1923).
- Худяев И. Е. О верхнеюрских *Cephalopoda* Кавказа. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 57.
- Цитович К. А. О некоторых келловейских аммонитах Крыма и Мангышлака. Ежег. по геол. и мин. России, 1912, 14, вып. 7—8.
- Циттель К. Основы палеонтологии, ч. 1. ОНТИ, 1934.
- Венеcke W. Über Trias und Jura in den Süd-Alpen. *Geognost. u. paläont. Beiträge von Benecke*, Bd. 1. 1866.
- Blanchet F. Étude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intraalpin entre Briançon et Château Gueyras. *Trav. lab. géol. Univ. Grenoble*, 1929, 15, fasc. 1.

- Blaschke F. Zur Tithonfauna von Stramberg in Mähren. Ann. Naturhist. Hofmuseums Wien, 1911, 25.
- Catullo T. Cenni sopra il sistema cretaceo della Alpi Veneta. N. Jb. Min., 1846.
- Dacqué E. Dogger und Malm aus Ostafrika. Beiträge zur Paläont. Österreich-Üngarns, Wien, 1910, 23.
- Douvillé R. Esquisse d'une classification phylogénique des Oppeliidés. Bull. Soc. géol. France, 4 ser., 1913, 13.
- Douvillé R. Étude sur les Oppeliidés de Dives et de Willers sur Mer. Mém. Soc. géol. France, ser. paléont., 1914, 21, mém. 48.
- Favre E. Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes Fribourgoises. Mém. Soc. paléont. Suisse, 1880, 6.
- Kilian W. Mission d'Andalousie. Mém. présentés par divers savants de l'Acad. sci. de l'inst. de France, 1889, 30.
- Koenen A. Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, 1902, H. 24.
- Mazenoit G. Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du Sub-Est de la France. Mém. Soc. géol. France, nouv. sér., 1938, 18, mém. 41.
- Neumayr M. Jurastudien, 3. Phylloceraten. Jb. geol. Reichsanst., 1871, 21, H. 3.
- Oppel A. Über jurassischen Cephalopoden. Paläont. Mitt. d. Museum d. Bayer Staates. Stuttgart, 1862.
- Oppel A. Die tithonische Etage. Zs. deutsch. geol. Ges., 1865, 17.
- d'Orbigny A. Paléontologie française. Terrains crétacés, t. 1. Paris, 1840.
- d'Orbigny A. Paléontologie française. Description des Mollusques et Rayonnés fossiles. Terrains jurassiques, t. 1. Cephalopodes. Paris, 1842.
- Pictet F. Mélanges paléontologiques. Livr. t. 4. Genève, 1868.
- Quenstedt F. Petrefactenkunde Deutschlands, v. 1. Cephalopoden. Leipzig, 1849.
- Quenstedt F. Der Jura (Atlas). Tübingen, 1858.
- Roman F. Les ammonites jurassiques et crétacées. Fasc. 1, 2. Paris, 1938.
- Sarasin Ch. et Schöndelmayer Ch. Étude monographique des Ammonites du crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis. Mém. Soc. paléont. Suisse, 1901, 28; 1902, 29.
- Sayn G. Les ammonites pyriteuses des marnes valangiennes du Sud-Est de la France. Mém. Soc. géol. France, paléont. mém., 1901, № 23.
- Spath L. Revision of the jurassic Cephalopod-Fauna of Kachh (Cutch). Mem. Geol. Surv. India, Paleont. Indica, new ser., 1927 — 1933, 9, mem. 2. part 1—VI.
- Unlig V. Fauna of the Spiti-Shales. Mem. Geol. Surv. India, ser. 15, 1903, 4.
- Waagen W. Jurassic fauna of Kutch Cephalopoda. Paleont. Indica. Mem. Geol. Surv. East India, 1871.
- Zittel K. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläont. Mitt. aus d. Museum d. Bayer Staates, Bd. 2. Stuttgart, 1868.
- Zittel K. Bemerkungen über *Phylloceras tatricum* Pusch sp. und einige andere Phylloceras-Arten. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, 1869, 19.
- Zittel K. Die Fauna der ältern Cephalopodenführenden Tithonbildungen. Paläontogr. Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt, Suppl. 2. Cassel, 1870.

ТАБЛИЦЫ

Т а б л и ц а I

- Фиг. 1. *Phylloceras serum* Opp. Стр. 40. Вид с боковой стороны. Верховья р. Черной Тиссы. Титон.
- Фиг. 2. То же, вид с сифональной стороны.
- Фиг. 3. *Calliphyllloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst. Стр. 43. Вид с боковой стороны. Бассейн р. Белой Тиссы. Титон.
- Фиг. 4. То же, вид с сифональной стороны.
- Фиг. 5. То же, обломок с сатурной линией. Вид сбоку.
- Фиг. 6. *Calliphyllloceras (Holcophylloceras) callypso* d'Orb. var. *zacarpathiensis* var. nova. Стр. 45. Вид сбоку. Верховья р. Черной Тиссы. Титон.
- Фиг. 7. То же. Вид сбоку. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
- Фиг. 8. То же. Вид с сифональной стороны.
- Фиг. 9. *Haploceras elimatum* Opp. Стр. 54. Вид сбоку. Верховья р. Черной Тиссы. Титон.
- Фиг. 10. *Streblites loliensis* sp. nova. Стр. 49. Вид с боковой стороны. Бассейн р. Белой Тиссы. Титон.
- Фиг. 11. То же. Вид жилой камеры с сифональной стороны.
- Фиг. 12. То же. Вид с сифональной стороны.



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12

Т а б л и ц а П

- Фиг. 1. *Lytoceras montanum* Opp. Стр. 48. Вид сбоку. Бассейн р. Белой Тиссы. Титон.
 Фиг. 2. То же.
 Фиг. 3. То же. Вид с сифональной стороны.
 Фиг. 4. То же. Вид на сечение оборотов.
 Фиг. 5. То же. Вид с сифональной стороны образца меньшего размера. 2
 Фиг. 6. *Substreblites zonarius* Opp. Стр. 51. Вид сбоку. Верховья р. Черной Тиссы. Титон.
 Фиг. 7. То же. Вид с сифональной стороны.
 Фиг. 8. *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb. Стр. 46. Вид сбоку. Бассейн р. Белой Тиссы. Титон.
 Фиг. 9. То же. Вид с сифональной стороны.
 Фиг. 10. То же. Вид сбоку на образец с лопастной линией. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика.
 Фиг. 11. *Eurynoticeras* aff. *asema* Opp. Стр. 52. Вид сбоку. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
 Фиг. 12. То же. Вид с сифональной стороны.
 Фиг. 13. То же. Меньший экземпляр. Вид сбоку.
 Фиг. 14. То же. Вид с сифональной стороны.



Т а б л и ц а III

- Фиг. 1. *Haploceras leiosoma* Opp. Стр. 55. Вид сбоку. Верховья р. Черной Тиссы. Титон.
- Фиг. 2. То же. Другой экземпляр. Вид сбоку.
- Фиг. 3. То же. Вид с сифональной стороны без скорлупы.
- Фиг. 4. То же. Вид жилой камеры с сифональной стороны.
- Фиг. 5. *Neolissoceras grasi* d'Orb. Стр. 57. Вид сбоку. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
- Фиг. 6. То же. Вид с сифональной стороны.
- Фиг. 7. То же. Меньший экземпляр. Вид поперечного сечения оборота.
- Фиг. 8. *Spiticerus kiliani* Djan. var. *gigas* Djan. Стр. 58. Вид сбоку. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
- Фиг. 9. То же. Вид с сифональной стороны.
- Фиг. 10. *Phylloceras* cf. *semistriatum* d'Orb. Стр. 42. Вид с боковой стороны. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
- Фиг. 11. *Haploceras tithonium* Opp. Стр. 53. Вид сбоку. Верховья р. Черной Тиссы. Верхний титон.
- Фиг. 12. То же. Вид с сифональной стороны.
- Фиг. 13. *Perisphinctes* sp. Стр. 59. Вид сбоку. Сваляевский окр. Закарпатской обл. Титон.
- Фиг. 14. То же. Вид с сифональной стороны.
- Фиг. 15. *Berriasella* sp. ex gr. *callisto* d'Orb. Стр. 60. Вид сбоку. Водораздел рек Лужанки и Вульховчика. Нижний валанжин.
- Фиг. 16. То же. Вид с сифональной стороны.



Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ В МЕЛОВОЕ И ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геологического строения Восточных Карпат, проведенное советскими геологами в последние годы, привело к совершенно новым представлениям о геологическом развитии этой складчатой области. На смену ошибочным взглядам о существовании здесь «покровов альпийского типа» пришла новая, широко обоснованная точка зрения, согласно которой Восточные Карпаты рассматриваются как область с длительной геологической историей составляющих ее структурных элементов, гармонических и связанных между собой в своем развитии. К определенным выводам в этом отношении пришел М. В. Муратов в 1947 г. (Муратов, 1947), но более четко они были сформулированы А. А. Богдановым и М. В. Муратовым в 1948 г. в их докладе о геологическом строении Восточных Карпат, прочитанном на сессии Отделения геолого-географических наук Академии Наук СССР (Богданов и Муратов, 1948).

В настоящее время вопросы геологической истории Карпат и сопредельных областей в той или иной мере затронуты в нескольких работах. Упомянем некоторые из них.

В 1949 г. А. А. Богданов, выделяя основные тектонические зоны Восточных Карпат, коснулся некоторых общих вопросов их развития (Богданов, 1949). В том же году вышла в свет капитальная монография М. В. Муратова (1949), посвященная тектонике и истории развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.

В ряде предыдущих работ нам приходилось кратко останавливаться на вопросах геологической истории отдельных тектонических зон Восточных Карпат (Пушаровский, 1948, 1951; Богданов и Пушаровский, 1950).

Краткие сведения относительно времени образования флишевого прогиба Карпат и характера пород его основания опубликовал О. С. Вялов (1950).

А. Е. Михайлов в своей последней статье (1951) осветил основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба.

Особенно большой интерес для нас представляет новейшая работа М. В. Муратова и Н. И. Маслаковой (1952) о геологическом развитии Восточных Карпат, в которой содержится анализ распределения основных

фациальных типов отложений в области Карпат в меловое и палеогеновое время, выясняющий общий характер развития области. Однако авторы этой статьи не коснулись геологической истории Восточных Карпат в связи с слагающими их формациями. В настоящей работе мы и хотим сделать такую попытку.

Основным районом наших исследований, проводившихся в течение нескольких лет, была северная часть Восточных Карпат, откуда и почерпнут главный фактический материал, на котором основываются развиваемые ниже представления. Несколько пересечений было сделано в южной части складчатой области.

Основными тектоническими структурами северной части Восточных Карпат являются Внутренняя антиклинальная, Центральная синклиналичная и Внешняя антиклинальная зоны, выделенные А. А. Богдановым (1949) как крупные структуры с длительным развитием.

Каждой из этих структур в общем соответствуют крупные геоморфологические единицы: Внешние и Внутренние Карпаты и разделяющее их Центральное Карпатское нагорье.

Как видно из заголовка работы, нас будут в основном интересовать вопросы геологического развития области в меловое и палеогеновое время. Но, конечно, определенное внимание должно быть уделено также и предыдущим этапам развития в мезозойское и палеозойское время. С этого мы и начнем, касаясь имеющихся данных в совершенно краткой форме, лишь постольку, поскольку это необходимо для затрагиваемой нами темы.

Как известно, породы складчатого основания Восточных Карпат в их южной части слагают крупный структурный элемент, именуемый в литературе Мармарошским массивом и рассматриваемый обычно как древнее ядро Внутренней антиклинальной зоны.

Наиболее древними породами метаморфического мармарошского комплекса, имеющего общую мощность в несколько тысяч метров, являются слюдяные сланцы и залегающие над ними слюдистые кварциты. Сланцы и кварциты включают темносерые и серые массивные гнейсы и гнейсовые сланцы, залегающие в форме интрузивных тел. Верхняя часть мармарошского комплекса сложена в основном мраморизованными известняками. Возраст этих образований не ясен. Большинство исследователей считают его протерозойским и, возможно, частично нижнепалеозойским. Севернее широты 48° породы мармарошского комплекса погружаются под осадочные толщи мезо-кайнозоя.

Между тем в гальке конгломератов, залегающих среди мезозойских отложений в различных районах северной части Восточных Карпат, встречается значительное количество несравненно менее метаморфизованных пород, различных филлитов, которые несомненно являются образованиями более высокого структурного этажа. Эти филлиты или филлитизированные аргиллиты, по мнению многих исследователей, очень похожи на палеозойские породы Добруджи, и соответственно возраст их должен считаться палеозойским. В таком случае мы можем говорить о наличии в складчатом основании Восточных Карпат, за пределами Мармарошского антиклинория, пород герцинского структурного этажа.

Вероятность присутствия палеозойских отложений в Восточных Карпатах подтверждается и тем, что отложения этого возраста широко распространены в примыкающей с востока части Русской платформы. Кроме того, на простирании Восточных Карпат лежат герцинские складчатые образования Келецко-Сандомирского кряжа и Силезии.

Можно предполагать, что древний мармарошский комплекс подвергся в герцинскую эпоху значительной переработке.

Вероятно, именно с этим этапом связано формирование основных

простираций, наблюдаемых в настоящее время в общем плане Восточных Карпат.

Вывод о том, что в основании северной части Восточных Карпат залегают складчатые образования средне- и верхнепалеозойского возраста, в то время как они отсутствуют в области Мармарошского антиклинория, позволяет высказать мысль, что формирование Восточно-Карпатского геосинклинального прогиба, повидимому, приурочено к области развития крупной структуры более древнего этапа тектонического развития.

Ни пермских, ни триасовых отложений в пределах северной части Восточных Карпат нам пока не известно. Однако по тем обрывкам этих отложений, которые встречаются в районе развития Мармарошского массива и в Татрах, можно говорить о подвижности этой области в период перми и триаса. Отметим, что в северной части Восточных Карпат среди меловых и третичных конгломератов нередко попадаются крупные гальки, состоящие из пород того же типа, что и в конгломератах «Веррукано», развитых в Румынии. Весьма возможно, что породы эти одновозрастны.

Триас определенно известен в южной части Восточных Карпат, где он сложен преимущественно карбонатными толщами, а отчасти также и вулканогенными образованиями.

Юрские образования¹ по существу представляют наиболее древние породы, выходящие на поверхность в северной части Восточных Карпат; они развиты вдоль их внутренней окраины, в Закарпатье.

Нижнеюрские отложения сложены зеленовато-серыми пелитоморфными известняками, розовыми криноидными известняками и мергелями с аммонитами и брахиоподами. В пестрых мергелях и глинах лотарингского яруса В. И. Славин отмечает фауну средиземноморского облика.

Отложения средней юры здесь пока не обнаружены, но их присутствие в Словакии доказано Д. Н. Андрусовым. В значительной части эти отложения, очевидно, были размыты.

Разрез верхней юры, полностью известный сейчас вдоль внутренней окраины Карпат, представлен также различными известняками (коралловыми, криноидными и др.) с довольно богатой фауной аммонитов, брахиопод, пелеципод, ежей и др. Доказан ряд перерывов в осадкообразовании (предкелловейский, предтитонский).

Интересно, что в области развития этих отложений отмечается различие фаций и мощностей для двух узких зон, протягивающихся параллельно вдоль всей внутренней окраины Карпат и лежащих на простирании Мармарошского массива. По справедливому мнению М. В. Муратова (1947) и В. И. Славина (1947), эти зоны отвечают двум антиклинальным поднятиям юрского времени, а не являются зонами «клиппенов».

Титонские отложения представлены также известняками. В виде гальки и крупных глыб известняки этого возраста встречаются и во Внешних Карпатах, а также в Предкарпатье.

Если вкратце суммировать изложенные данные, то, очевидно, следует отметить, что юрское время на внутренней окраине Восточных Карпат характеризуется образованием преимущественно известняковых толщ. Нетрудно заметить некоторое фациальное сходство этого типа образований с юрскими породами Альп и Кавказа. Это обстоятельство, самый тип пород, а также присутствие титонских известняков во Внешних Карпатах позволяют говорить о широком распространении юрских известняковых толщ в Восточных Карпатах вообще, залегающих под меловыми и третичными отложениями.

¹ Палеонтологических данных, характеризующих юрские, меловые и третичные отложения, мы здесь не приводим, так как они недавно опубликованы М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой, А. К. Рождественским и П. Г. Данильченко, Е. В. Мятлюк, В. И. Славиним, автором и др.

Можно также говорить о значительной подвижности области в юрское время. На это указывают перерывы в осадкообразовании, а также в известной мере дифференцированное развитие отдельных тектонических структур. После этих замечаний перейдем к существу интересующего нас вопроса.

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

(нижнемеловое — олигоценовое время)

С нижнемелового времени в Восточных Карпатах наблюдается резкое изменение тектонического режима. Между их внутренней окраиной, где отчетливо выявляется геосинклинальная зона, и Русской платформой, вдоль края которой проходит спаянная с ней узкая полоса герцинид, развивается, как достоверно установлено, крупный геосинклинальный прогиб, выполненный почти исключительно обломочными породами, которые за время от нижнего мела до олигоцена достигли мощности в несколько тысяч метров.

Нам уже пришлось указывать (Пущаровский, 1948¹, 1951), что эти обломочные образования не представляют собой нацело флишевой толщи, а распадаются на три самостоятельных специфических комплекса¹, историю формирования которых мы и постараемся проследить. Выделенные комплексы, как будет показано ниже, представляя собой сложные образования, захватывают, каждый в отдельности, неодинаковые промежутки времени. Некоторые из них в частных структурах значительно смещаются вниз и особенно вверх по разрезу. Но при описании комплексов в нашем дальнейшем тексте, желая подчеркнуть главное, мы будем придерживаться таких стратиграфических рамок, в которых эти естественные подразделения характеризуют геосинклиналь в целом, а не ее частные структуры. В каждом случае таким комплексам будет соответствовать качественно новый этап в мезо-кайнозойской истории Восточных Карпат.

Комплексы черных песчано-глинистых и кремнистых пород

Породы наиболее древнего комплекса достаточно полно изучены в Западных, или Силезских, Карпатах, где они обычно назывались «силезской фацией» мела. В основании разреза здесь залегают так называемые «нижние тешинские сланцы» до 400 м мощностью, содержащие давно уже описанную Улигом (Uhlig, 1882) и др. фауну аммонитов и других моллюсков верхнего титона и валанжина. Выше залегает пачка известняков до 100 м мощностью, состоящих из очень мелких обломков разнообразных раковин с примесью песчаного материала, а затем — «верхние тешинские сланцы». Нижние и верхние тешинские слои сложены битуминозными глинистыми сланцами, которым подчинены песчаники и реже — конгломераты. Для всех пород характерна черная окраска. Над этими отложениями лежит толща, сложенная почти целиком черными глинистыми сланцами, часто битуминозными, содержащими сидеритовые конкреции и прослой. Толща выделена под названием «вернедорфских» или «вишковских» слоев. Найденные здесь аммониты доказывают барремский возраст отложений (Uhlig, 1882, и др.).

Добавим, что для нижних частей этого разреза характерны иногда весьма крупные включения юрских известняков и кристаллических пород. Кроме того, к ним приурочены жилы или покровы тешинитов.

¹ В последнее время о неточном применении термина «флиш» ко всем отложениям терригенного комплекса, слагающего Восточные Карпаты, писал И. А. Голубков (1951).

Характерно, что везде, где мы знаем в Карпатском прогибе породы неокома, они всюду представлены черными терригенными породами: раховская свита, развитая в Мармарошских Карпатах, спасская свита, выступающая в центральной части Внешних Карпат в районе Самборского сужения.

Другой тип осадконакопления отмечается вдоль внутренней окраины Восточных Карпат. В неокоме здесь продолжалось образование серых известняков, составляющих единый титонско-неокомский комплекс, имеющий значительно меньшую мощность, чем породы черного обломочного комплекса.

Отметим, что серые известняки отлагались в той области Карпат, где в эпоху юры выявились два антиклинальных поднятия. Это указывает на четкое разделение Восточно-Карпатского геосинклинального прогиба и геоантиклинальной зоны, развивающейся вдоль внутренней окраины Карпат.

В южных районах Закарпатья в неокомское время, наряду с образованием известняков, проявлялась и эффузивная деятельность, в результате которой сформировался вулканогенный комплекс, состоящий из диабазов, диабазпорфиров и яшм. О. С. Вялов (1950) указывает, что эти изверженные породы моложе верхней юры, а по общим геологическим соображениям можно предположить, что они едва ли моложе неокома.

Непрерывное осадконакопление в области прогиба происходило также в аптское и альбское время. Разрез этих отложений полнее известен также в Западных Карпатах, где он сложен кремнистыми песчаниками, черными аргиллитами, кремнями льгоцкой толщи и выпележащими гондульскими песчаниками. Среди указанных пород присутствуют конгломераты с галькой гранитов, титонских известняков и кристаллических сланцев и отдельные включения этих пород в виде глыб. Во Внешней антиклинальной зоне среди темных песчано-глинистых пород альба содержание окремнелых пород также велико (кремнистые мергели, алевролиты, известняки и аргиллиты). Для разреза этой зоны характерно наличие тонких прослоев радиоляритов.

В геоантиклинальной зоне Внутренних Карпат аптские отложения представлены кварцевыми песчаниками и гравеллитами, залегающими трансгрессивно и несогласно на более древних отложениях. Что касается альбских отложений, то они в пределах изученной части геоантиклинальной зоны пока не установлены. На различных толщах более древнего возраста здесь залегают трансгрессивно и несогласно сенонские отложения, в основании которых иногда можно видеть базальный конгломерат. Все это указывает на предсенонский перерыв в осадконакоплении, во время которого были, очевидно, значительно размыты отложения нижних ярусов верхнего мела, сохранившиеся местами в Мармарошских Карпатах.

Предсенонский перерыв доказан также в Татрах, где в это время отмечается интенсивная складчатость, доходящая до сильных надвигов (Nowak, 1927).

Что касается геосинклинального прогиба, то здесь фактически нигде и никем предсенонский перерыв не наблюдался, и в недавней нашей работе (Пушаровский, 1951), в противовес существующей точке зрения, указывалось, что его здесь не было. То же отмечено и в одной из последних работ О. С. Вялова (1951).

* * *

Из приведенных данных следует, что в первый этап своего интенсивного прогибания геосинклиналь Восточных Карпат была областью непрерывного накопления преимущественно черных песчано-глинистых, часто окремнелых пород. Быстрое опускание вызывало разломы в склад-

чатом основании Карпат, обусловившие появление изверженных пород в разрезе нижнего мела в Западных и Восточных Карпатах. Характер пород, слагающих комплекс, указывает, что осадконакопление происходило за счет размыва более древних складчатых сооружений, располагавшихся на северо-западе (области, примыкающие к Западным Карпатам). В какой-то мере обломочный материал поступал также и с юго-запада. Если в отношении условий образования нижней части комплекса данных недостаточно, то верхняя часть комплекса формировалась, по всей очевидности, в незагруженном прогибе, на что указывает относительно малая мощность отложений, наряду с их окремнением и присутствием тонкослоистых радиоларитов. По своему строению, насколько можно судить по имеющимся данным, прогиб имел простую форму, и обломочный материал разносился по широкой площади.

Одновременно вдоль внутренней окраины Карпат развивалась геосинклинальная зона, характеризующаяся другим типом разреза, формирование которого сопровождалось неоднократными перерывами в осадконакоплении.

Флишевый комплекс

Формирование флишевого комплекса в Восточных Карпатах, отвечающее следующему этапу в развитии геосинклинального прогиба, началось с сенонского времени. Хотя мы и не знаем здесь подсенонских отложений верхнего мела, наиболее вероятно, что в это время прогиб был очень глубоким и в нем накапливались лишь маломощные толщи, не компенсировавшие прогибания. Этап отложения флиша продолжался вплоть до олигоцена и характеризовался усложнением первоначально достаточно простого структурного плана геосинклинали. Флишевый комплекс, или флишевую формацию, Восточных Карпат надо рассматривать как сложное образование, состоящее в основной своей части из флишевых толщ, но включающее также и неритмичные пачки, представленные глинами (аргиллитами) или песчаниками. Наличие флишевых толщ составляет ведущий признак формации. Все остальные породы играют второстепенную роль, и присутствие их обусловлено частичными изменениями режима осадконакопления во флишевом прогибе, происходящими на фоне общего прогибания флишевой зоны с предшествующим и последующим образованием флишевых отложений. Отметим, что наше понимание флишевой формации близко совпадает с определением Б. М. Келлера (1949), который пишет: «Флишевой формацией именуются морские толщи равномерного чередования различных пород с ритмичным распределением в них обломочного материала. Характерными спутниками флишевых отложений являются подводно-оползневые горизонты глыбовых конгломератов и, значительно реже, пачки массивных «долменных» песчаников и плитчатых пелитоморфных известняков».

Флишевая формация имеет исключительно широкое распространение в пределах Восточных Карпат вообще и, в частности, в их северной части.

Сам термин «флиш» мы понимаем так же, как и большинство советских геологов (Вассоевич, Келлер и др.), развивших учение о флише, и на его определении поэтому останавливаться не будем. Основу его составляет признак ритмичного чередования слоистой толщи пород.

По особенностям своего состава и строения флишевые толщи разделяются на ряд типов. По составу они делятся, прежде всего, на карбонатный и терригенный типы. Эти типы различаются присутствием известняков в карбонатном флише и отсутствием их в терригенном, сложенном обломочными породами. По строению ритмов флиш разделяют на двухчленный, трехчленный и т. д. (или двухкомпонентный, трехкомпонентный

и т. д.), в зависимости от того, на какое количество составных частей (элементов) флишевые ритмы распадаются.

По мощности ритмов флишевые толщи делятся на мелкоритмичные, среднеритмичные и крупноритмичные. В дальнейшем описании мелкоритмичными называются серии с мощностью отдельных ритмов до 0,3 м, среднеритмичными — 0,3—0,75 м, крупноритмичными — более 0,75 м.

Для характеристики состава двухчленных серий терригенного флиша удобно пользоваться следующими терминами: песчанистый флиш, что обозначает резкое преобладание во флише песчанистых пород, глинистый

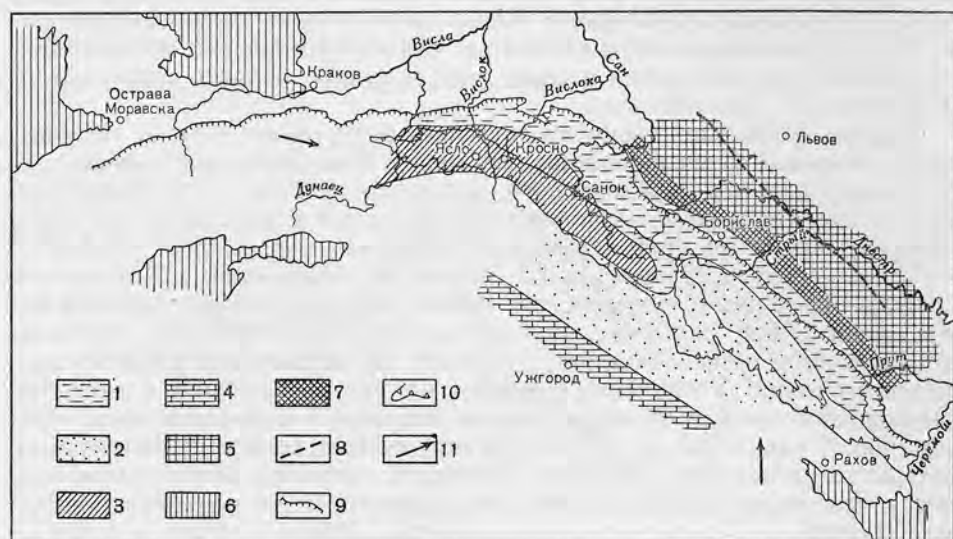


Рис. 1. Схема распределения отложений сенона.

1 — мелко- и среднеритмичный песчано-глинистый флиш; 2 — песчанистый флиш, обычно крупноритмичный; 3 — темные песчано-глинистые толщ (силезский тип разреза); 4 — известняки, мергели, мергелистые аргиллиты; 5 — отложения платформ; 6 — древние массивы; 7 — неустойчивые зоны размыва; 8 — современная граница платформ; 9 — внешнее обрамление Карпат; 10 — границы Центральной синклинали; 11 — направление сноса материала.

флиш с большим преобладанием глинистых пород и промежуточные типы: песчано-глинистый и глинисто-песчанистый.

Верхнемеловые отложения (рис. 1) во Внешней антиклинальной зоне в основном представлены типичным, преимущественно двухчленным, терригенным флишем «иноцерамовой» свиты сенона с ритмичным чередованием серых крепких известковистых песчаников с большим количеством иероглифов и серых аргиллитов (Пущаровский, 1948₁). Нижнюю часть этих отложений в Самборском районе А. Е. Михайлов выделил под названием самборской свиты.

Весьма существенно, что подобные отложения есть также и в Западных Карпатах по их внешнему краю. Кроме того, отложения типа «иноцерамовой» свиты известны во Внутренних Карпатах, в районах, смежных с Центральной синклинали. Они развиты в верховьях р. Терешвы, где выступают в свод крупный антиклиналь; в этом районе свита характеризуется увеличенным содержанием в ней песчаников.

В крайней западной полосе Внутренних Карпат верхнемеловые отложения сложены также серыми песчано-глинистыми, но менее четкими ритмичными толщами с преобладанием песчаников (свидовецкая свита).

Что касается области Центральной синклинали, то верхнемеловые отложения здесь имеют существенно иной характер. Глубоким

бурением в районе поселков Ясло и Кросно под эоценовыми отложениями установлены темные песчаники и аргиллиты, называемые здесь «чарножецкими слоями» и имеющие возраст сенон-палеоцен. Южнее этого района, в окрестностях г. Санок, Гемпель в 1931 г. указывал, что непосредственно под эоценом залегают типичные отложения «силезской фации» (черные сланцы, свойственные нижнему мелу). Западнее района Ясло, во внутренней части Западных Карпат, верхний мел представлен «истебнянскими» слоями, сложенными преимущественно черными или коричневыми глинистыми сланцами и песчаниками, которые являются здесь верхним членом «силезской серии». Таким образом, в пределы Центральной синклинали зоны с запада в форме языка входят верхнемеловые отложения существенно иного характера, чем в обрамляющих ее районах. Очертания этих отложений в плане уже намечают область современного Центрального синклинария.

Особую фациальную зону представляет внутренняя окраина Карпат, где в сенонское время накапливались мергельные толщи (пуховская свита) значительно меньшей мощности, чем флиш прогиба. Выше уже отмечалось, что эти породы залегают трансгрессивно и несогласно на более древних, вплоть до кристаллических пород Мармарошского массива.

Таким образом, распределение сенонских отложений в Карпатском прогибе определенно указывает на особый характер его центральной части, являющейся, вероятно, наиболее прогнутой и глубокой, где отлагались черные песчано-глинистые породы, продолжающие развитие предыдущего этапа. Увеличение площади их распространения в западном направлении, где они образуют единый комплекс с нижнемеловыми образованиями, указывает на то, что привнос соответствующего обломочного материала происходил с запада. Источники сноса мы легко можем связать с палеозойскими массивами, расположенными по периферии Западных Карпат.

Области накопления флиша как внешняя, так и внутренняя, в общей схеме представляли склоны крупного прогиба, причем на внешнем склоне, примыкавшем к Русской платформе, формировался характернейший терригенный флиш со всеми специфическими признаками, в то время как на внутреннем склоне эти признаки, даже ритмичность, выражены менее четко. Оба эти склона были покрыты мелководным морем, что мы уже имели возможность специально отметить (Пушаровский, 1948₁). Встречающиеся палеонтологические остатки и отчасти значительная известковистость пород указывают на широкую связь бассейна с другими областями, что вполне соответствует обширной верхнемеловой трансгрессии.

Из анализа распределения грубообломочных пород можно видеть, что основные области сноса материала располагались на юго-западе. Однако в отдельных частях Внешних и Внутренних Карпат существовали острова или подводные поднятия, осложнявшие строение склонов и временами поставлявшие в прогиб обломочный материал. Можно считать доказанным, что в эту эпоху разрушались участки герцинских складчатых сооружений, существовавших вдоль края Русской платформы, поскольку в периферической полосе «иноцерамовой» свиты во Внешних Карпатах (Мражница) содержатся конгломераты с галькой филлитов и других, так называемых «экзотических», пород.

Западным обрамлением прогиба в эту эпоху была отчетливо выраженная по характеру разреза внутренняя геоантиклинальная зона.

В палеогеновое время (рис. 2) продолжалось значительное прогибание Восточно-Карпатской геосинклинали, причем характер флишевого комплекса в процессе его формирования существенно менялся. Для палеоцена в целом характерно широкое развитие песчаных накоплений.

В пределах Внутренней антиклинальной зоны отложения палеоцена сложены песчаниками лютетской свиты, выделенной М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой, причем в центральной части зоны среди массивных песчаников и конгломератов через 80—100 м по разрезу закономерно встречаются пачки мелко- и крупноритмичного песчано-глинистого флиша. Общая мощность палеоценовых отложений составляет здесь около 1000 м. Как к западу, так и к востоку мощность отложений значительно уменьшается, причем в области геосинклинальной зоны они залегают трансгрессивно и несогласно на более древних образованиях (Муратов и Маслакова, 1952). По направлению к востоку уменьшается и содержание в них песчаников, замещающихся флишем. Однако в северо-западной части Центральной синклинальной зоны в палеоцене еще продолжалось

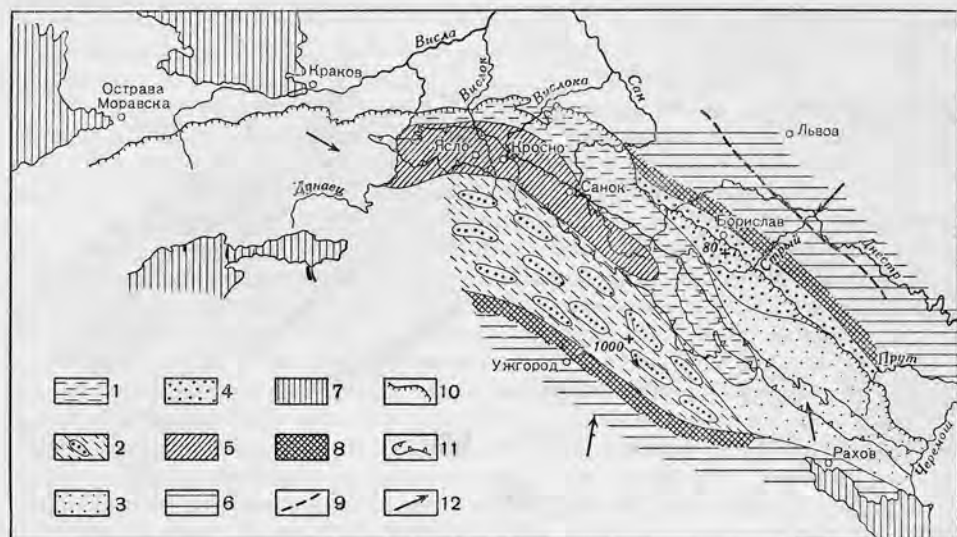


Рис. 2. Схема распределения отложений палеоцена.

1 — мелко- и среднеритмичный песчано-глинистый флиш; 2 — флишевые толщи с широким распространением горизонтов песчаников и конгломератов; 3 — песчаный флиш, обычно крупноритмичный; 4 — песчаники и конгломераты; 5 — темные песчано-глинистые толщи (силезский тип разреза); 6 — суша; 7 — древние массивы; 8 — неустойчивые зоны размыва; 9 — современная граница платформ; 10 — внешнее обрамление Карпат; 11 — границы Центральной синклинальной зоны; 12 — направление сноса материала. Цифры указывают мощность отложений в метрах.

формирование темных глинистых и песчаных пород, к которым относится, повидимому, верхняя часть чарножецких слоев.

Палеоценовый флиш доказан во Внешней антиклинальной зоне. Он составляет здесь верхнюю часть «иноцерамовой» свиты, однако в краевой северо-восточной полосе зоны палеоценовые отложения сложены снова толщей песчаников. Таковой является ямненская свита, представленная в типичном виде толстослойными, не особенно плотными песчаниками с крупными караваеобразными стяжениями крепких известковистых песчаников.

С породами «иноцерамовой» свиты эти песчаники как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях связаны постепенным переходом.

Характерно значительное содержание в ямненских песчаниках конгломератов с галькой пород складчатого основания Карпат и титонских известняков. Содержание конгломератов уменьшается вкост простирания пород в направлении с востока на запад. Мощность ямненской свиты около 100 м.

Таким образом, в палеоценовое время почти повсюду в Восточных Карпатах наблюдается образование флишевых пород с особенно значительным преобладанием в разрезе песчаников. Такие песчаники «долменного типа» (термин Б. М. Келлера) обычно сопровождают флиш, и в этом отношении Восточные Карпаты являются еще одним, новым примером тесной взаимосвязи этих образований.

При сравнении мощностей ямненских песчаников и льютской свиты, развитой во Внутренней антиклинальной зоне, обращает на себя внимание их резкое различие. Поскольку в обоих случаях происходило накопление пород близкого литологического состава и осадконакопление было непрерывным, такое различие можно объяснить только различной степенью прогибания геосинклинали в пределах указанных зон. Несомнен-

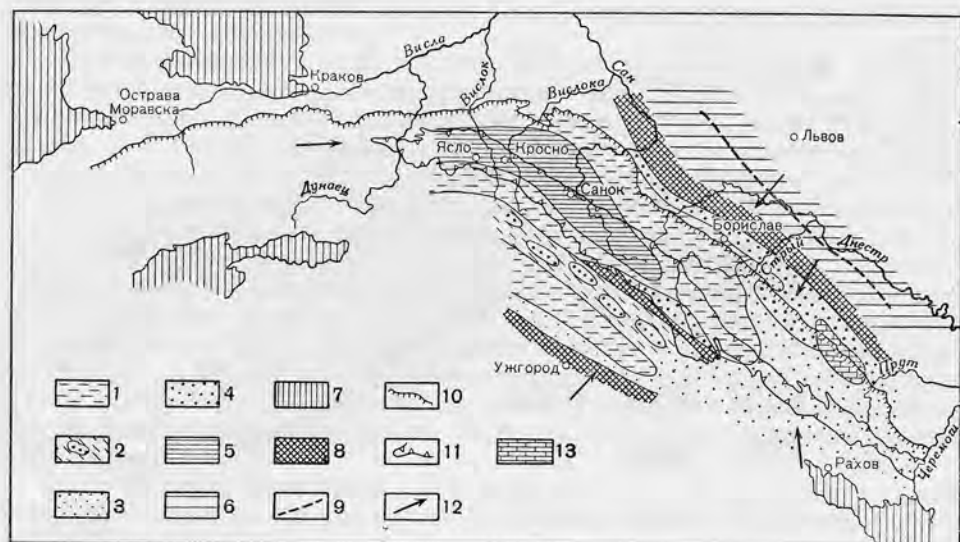


Рис. 3. Схема распределения отложений среднего эоцена.

1 — мелко- и среднеритмичный песчано-глинистый флиш; 2 — флишевые толщи с широким распространением горизонтов песчаников и конгломератов; 3 — песчаный флиш, обычно крупноритмичный; 4 — песчаники и конгломераты; 5 — глинисто-песчаные толщи с широким распространением красных и зеленых пород; 6 — суша; 7 — древние массивы; 8 — неустойчивые зоны размыва; 9 — современная граница платформы; 10 — внешнее обрамление Карпат; 11 — границы Центральной синклинали; 12 — направление сноса материала; 13 — известняки, мергели, мергелистые аргиллиты.

но, что Внешняя зона в это время приобрела характер относительного поднятия. Несомненно также, что северо-западная часть Центральной синклинали была особой областью осадконакопления.

Область наибольшего осадконакопления, приуроченная к Внутренним Карпатам, от более восточных районов, повидимому, отделялась зоной поднятий, как об этом пишут М. В. Муратов и Н. И. Маслакова (1952). В пользу этого говорят и наличие островов в бассейне. Однако режим этой зоны отличался большим непостоянством.

Начиная с палеоцена, особенно ясно выступает роль остатков палеозойского складчатого сооружения, припаянного к платформе, как источника сноса во флишевый прогиб. Об этом говорит состав песчаников и конгломератов ямненской свиты, а также факт ее распространения вдоль внешней окраины Карпат.

Эоценовая эпоха (фиг. 3), последняя в развитии флишевого комплекса, имеет существенные отличительные особенности по сравнению с сеноном

и палеоценом. Она характеризуется сложным распределением в пространстве и во времени флишевых толщ и пород, с ними связанных.

В области Внешней антиклинальной зоны отчетливо выделяются два района осадкообразования: юго-восточный и северо-западный. Первый характеризуется развитием крупно-ритмичного песчанистого флиша, тяготеющего во флишевых зонах всегда к областям поднятия; мощность этих пород примерно 600 м. Северо-западная часть Внешней зоны сложена песчано-глинистым, мелко- и среднеритмичным иероглифовым флишем, с очень четко выраженными морфологическими особенностями; мощность пород 400—450 м. Характерную особенность указанных отложений составляет их известковистость.

Как и в палеоценовое время, вдоль периферического края Внешней антиклинальной зоны проходит полоса развития грубообломочных пород и глыбовых конгломератов, образовавшихся за счет разрушения палеозойских складчатых образований и титонских известняков, обрамлявших платформу.

В основании разреза эоцена Внешней зоны часто залегает горизонт красно-зеленых песчано-глинистых пород мощностью 10—30 м. Характерно, что именно такие породы слагают разрез эоцена Центральной синклинальной зоны, где они обычно называются «пестрым» эоценом. Ритмичность типа флишевой для них не характерна. Среди этих пород содержатся отдельные горизонты чисто кварцевых конгломератовидных песчаников (ценьковидские песчаники). В южном направлении такой тип разреза протягивается, видимо, до бассейна Днестра, замещаясь далее иероглифовым флишем, который южнее постепенно вытесняется песчаниками.

В центральной части Внутренней антиклинальной зоны в эоцене отлагался мелкоритмичный флиш, напоминающий иероглифовый. По направлению к внутренней окраине Карпат он сменяется толщей песчаников и песчанистых известняков. В области Пикуйского хребта, протягивающегося вдоль границы с Центральной синклинальной зоной, происходило накопление массивных конгломератовидных песчаников и серого известковистого флиша. Здесь происходили значительные подводные оползни, обусловившие образование «горизонтов с включениями», которые часто встречаются к западу от Пикуйского хребта. Этот тип разреза указывает на то, что по западной окраине Центральной синклинальной зоны протягивалась зона поднятия, вероятно в виде узкой гряды, местами выступавшей островами.

Наблюдающееся сложное распределение эоценовых отложений в северной части Восточных Карпат указывает, что второй этап формирования флишевого комплекса происходил в условиях дальнейшего усложнения тектонической структуры прогиба. Отчетливо выявляется прогиб в центральной части Внутренней антиклинальной зоны, обрамленный с запада и с востока приподнятыми участками; ясен по специфическому характеру разреза прогиб в Центральной синклинальной зоне, являющийся, видимо, наиболее удаленной от основных источников сноса частью более крупного прогиба, охватывающего также и Внешнюю антиклинальную зону.

Значительное увеличение количества песчаных пород на юге Внешней зоны позволяет говорить о том, что в этом направлении следует искать и местоположение основных источников сноса. Устойчивой областью размыва в эоцене был, в частности, Мармарошский массив. Наряду с этим можно определенно говорить и о других областях размыва, располагавшихся по периферии и внутри зоны флишенакпления. Временами в областях сноса происходили резкие поднятия, приводившие к значительному увеличению количества и размера грубообломочного материала, вызывая образование отдельных пачек массивных песчаников внутри мелко-

ритмичного флиша. Подчеркнем, что если рассматривать область в целом, то наиболее типичный флиш образовался в той ее части, которая примыкает к платформе.

Комплекс черных битуминозных глинистых сланцев

В начале олигоцена происходит существенное изменение режима осадкообразования, обусловленное общим опусканием всей области и ослаблением дифференциальных движений отдельных тектонических структур. В связи с этим в бассейне устанавливаются относительно однотипные условия накопления осадков. Почти повсеместно в нем отлагаются черные битуминозные глинистые илы, превратившиеся впоследствии в глинистые горючие сланцы менилитовой свиты. Общее представление о глубинах этого бассейна можно составить по присутствию светящихся рыб. В современных морях они живут на глубине 400—500 м и глубже. Видимо, такого порядка глубины были и в олигоцене.

Проследим теперь развитие упомянутого комплекса в отдельных тектонических зонах.

В пределах Внутренней антиклинальной зоны над эоценовыми отложениями лежат черные листоватые или плитчатые глинистые сланцы с чешуями рыб, переслаивающиеся с пластами черных кремней, серых песчаников и местами черных известняков, играющих в разрезе подчиненную роль. Возраст этих отложений, вероятно, нижнеолигоценовый. Над ними с угловым несогласием залегают серые толстослоистые песчаники рунской свиты, разделенные тонкими флишевыми пачками мощностью до 900 м, отлагавшиеся в конце среднего олигоцена, но, главным образом, в верхнем олигоцене. Таким образом, после отложения черных глинистых сланцев во Внутренней антиклинальной зоне наступил перерыв, падающий, очевидно, на начало среднего олигоцена. В Центральной синклинали черные толщи битуминозных глинистых сланцев также характерны для нижнего олигоцена. Выше по разрезу, с постепенным переходом, здесь лежит толща, сложенная преимущественно серыми известковистыми аргиллитами и песчаниками, которая, в свою очередь, постепенно сменяется толстослоистыми серыми известковистыми песчаниками (мощностью до 1000 м) нижней части кросненской свиты (Пуцаровский, 1948₂). В самом верху разреза Центральной синклинали залегает толща верхнекросненского флиша, представленного ритмично чередующимися серыми известковистыми песчаниками и аргиллитами, среди которых иногда встречаются черные листоватые глинистые сланцы, сходные с породами менилитовой свиты. Эти образования относят обычно к верхнему олигоцену. К началу нижнемиоценового времени в пределах Центральной синклинали остались лишь небольшие водоемы, в которых отлагались засоленные глинистые породы, сохранившиеся в настоящее время лишь в виде изолированных выходов.

Во Внешней антиклинальной зоне в разрезе нижнего и среднего олигоцена наблюдаются, как и в Центральной синклинали, две толщи: нижняя, сложенная черными битуминозными и горючими глинистыми сланцами с отдельными прослоями кремней и пластами мелкозернистых песчаников, и залегающая выше толща серых известковистых песчаников и аргиллитов. Обе они охарактеризованы ихтиофауной. Однако здесь эти известковистые породы в дальнейшем снова сменились черными листоватыми глинистыми сланцами, распространенными вдоль краевой части Внешней зоны, где они достигают мощности свыше 600 м (рис. 4). Таким образом, общая мощность комплекса здесь составляет более 1 км.

Стратиграфически указанные породы соответствуют кросненским отложениям Центральной синклинали. Такая резкая разница в литоло-

гическом составе пород этих смежных зон может быть объяснена поднятием Внешней антиклинальной зоны, разделившим бассейн на две части. В одной из них происходило образование кросненских отложений, в другой, смещенной к краю складчатой области, — образование черных глинистых сланцев. Весьма вероятно, что отдельные пласты темных листоватых аргиллитов, встречающихся в кросненских отложениях, являются переотложенными. В самой верхней части менилитовой свиты Внешней антиклинальной зоны залегает горизонт липаритовых туфов, достигающий нескольких десятков метров мощности. Хотя и неизвестно, где происходили вулканические извержения в это время (вероятно, область предкарпатского краевого прогиба), однако наличие самой вулканической фазы не

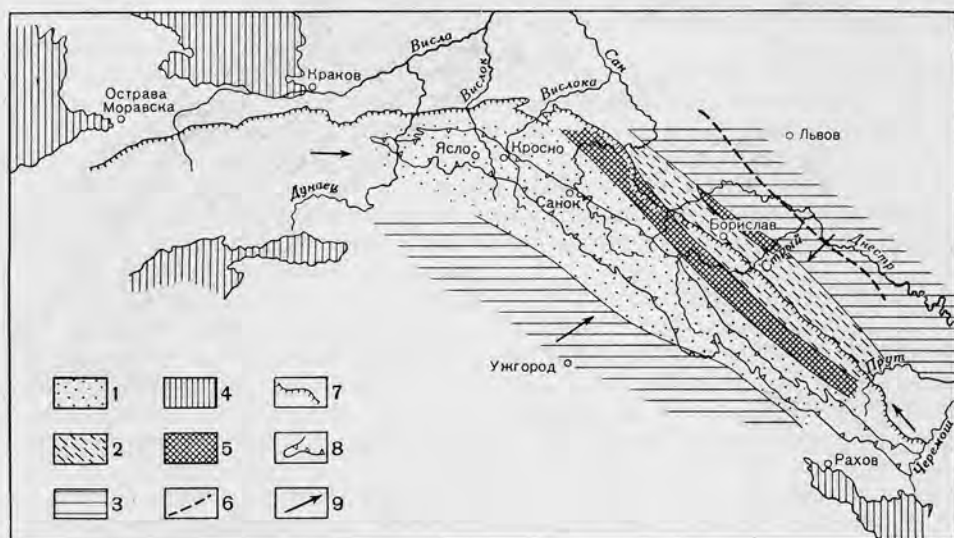


Рис. 4. Схема распределения отложений конца среднего олигоцена.

1 — песчаный флиш, обычно крупноритмичный; 2 — темные глинистые сланцы; 3 — суша; 4 — древние массивы; 5 — неустойчивые зоны размыва; 6 — современная граница платформы; 7 — внешнее обрамление Карпат; 8 — границы Центральной синклинали; 9 — направление сноса материала.

вызывает сомнений. Описание этих туфов есть в работе О. С. Вялова и др. (Вялов, Ладыжинский и Ткачук, 1951).

Из изложенного можно видеть, что комплекс черных битуминозных глинистых сланцев распространен в интересующей нас области повсеместно. Здесь создавались благоприятные условия для накопления органического вещества. Образование комплекса началось во время ослабления дифференциальных движений отдельных тектонических структур и в основном приостановилось при их дальнейшем усилении.

Приведенные данные ясно говорят, что описываемый комплекс никоим образом не может быть причислен к флишу или флишевой формации, поскольку он не имеет ничего общего с ними ни по составу или строению пород, ни по условиям образования.

Особый вопрос представляет положение в разрезе кросненской и рунской свит.

Характерно, что во Внутренней антиклинальной зоне перед отложением рунской свиты, стратиграфически отвечающей (если не полностью, то по крайней мере в значительной части) кросненским отложениям, имело место сильное складкообразование. Это указывает на резкое изменение тектонического режима области, обусловившее в конечном счете

и новый режим осадкообразования. Центральная синклиналильная зона в это время испытывает особенно сильное прогибание, о чем говорит общая мощность кросненских отложений, достигающая 1,5 км. Одновременно открываются новые источники сноса, в том числе и внутри геосинклиналильного прогиба, поставлявшие в эту зону большое количество обломочного материала. Породы рунской и кросненской свит близки между собой и несомненно ближе всего стоят по своему типу к флишевому комплексу. Поэтому нет необходимости выделять их в особый комплекс, а следует

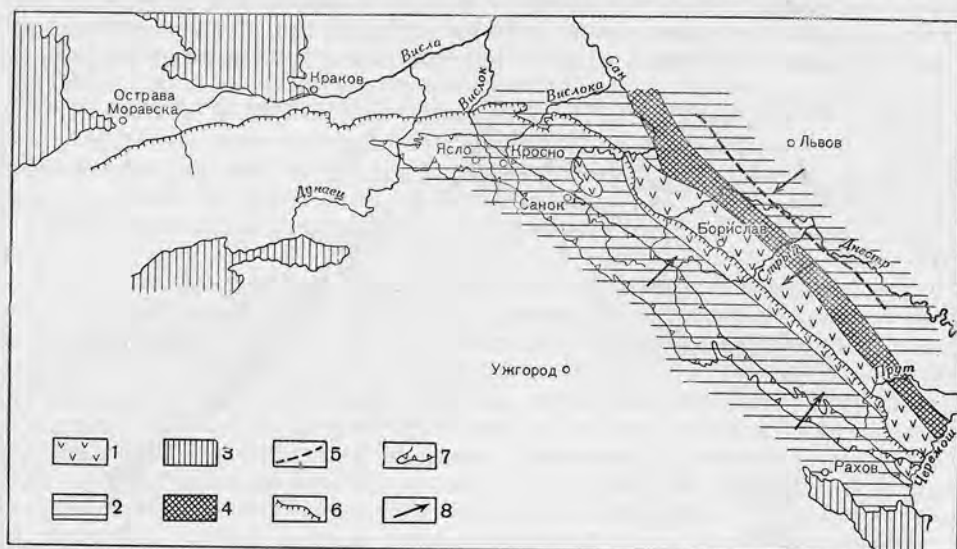


Рис. 5. Схема распределения отложений нижнего миоцена.

1 — соленосные толщи; 2 — суша; 3 — древние массивы; 4 — неустойчивые зоны размыва; 5 — современная граница платформы; 6 — внешнее обрамление Карпат; 7 — границы Центральной синклиналильной зоны; 8 — направление сноса материала.

рассматривать как результат восстановления в наиболее значительно прогибавшейся части геосинклинали флишевого режима в эпоху резкого усиления дифференцированных движений ведущих тектонических структур. Наиболее типичный флиш, однако, формировался в верхнекросненское время, т. е. в самом конце этой эпохи. В это время прогиб был сильно сужен и принял форму настоящего трога, вытянутого в направлении с юго-востока на северо-запад.

С нижнемиоценового времени процесс осадконакопления в Восточных Карпатах (кроме краевого прогиба) прекратился (рис. 5) и начался этап формирования их современной структуры и рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы видели, что в меловых и палеогеновых отложениях Восточных Карпат выделяется ряд естественных комплексов, имеющих широкое площадное распространение, соизмеримых по мощности, но существенно различных по вещественному составу. Каждый из этих комплексов сам по себе характеризуется сложным строением, но является сочетанием тесно связанных между собой в их развитии типов отложений, из которых один имеет ведущее значение. Этим доказывается несостоятельность широко распространенного в геологической литературе представления о том, что весь терригенный комплекс, слагающий Восточные Карпаты, является

флишевым комплексом. Такое представление не дает возможности изучать ход геологического развития интересующей нас тектонической структуры.

Сменяя друг друга в процессе развития геосинклинального прогиба, выделенные естественные комплексы отвечают по существу всей истории этой тектонической структуры — от начального этапа ее прогибания до времени образования на ее месте горного складчатого сооружения. Поэтому эти комплексы как крупные естественные единицы геологического разреза не могут не соответствовать основным тектоническим этапам развития геосинклинали, что в действительности и наблюдается.

Отсюда заключаем, что выделенные комплексы в общем разрезе меловых и палеогеновых отложений Восточно-Карпатского прогиба отвечают такого рода геологическим подразделениям, которые описываются в нашей литературе как формации.

Парагенетическое направление в изучении формаций, принятое в настоящее время, и новое определение термина даны Н. С. Шатским в 1945 г. в его широко известных очерках тектоники Волго-Уральской нефтеносной области.

Для нас при выделении формаций важна связь комплексов с отдельными этапами развития конкретных структурных элементов земной коры. При этом формации являются одной из основных характеристик стадий геосинклинального режима.

В нашей литературе за последние годы дается обычно следующая схема последовательности стадий геосинклинального режима.

Сначала геосинклинальный режим характеризуется слабой расчлененностью на отдельные структуры и крупным прогибанием. Этой стадии соответствует образование аспидной формации. В следующую стадию происходит усложнение тектонической структуры, появляются внутренние поднятия и прогибы; в это время развивается флишевая формация. Наконец, отмечается стадия формирования горного складчатого сооружения, когда в предгорных прогибах образуются молассы.

Эти общие представления находят себе подтверждение при изучении альпийских геосинклиналей. Но сейчас нам хотелось бы отметить, что вовсе не обязательно, чтобы стадии соответствовала только одна формация.

Б. М. Келлер (1949) недавно показал повторяемость отдельных формаций (флишевой и молассовой) на фоне общего хода развития структуры. Поэтому стадия развития, характеризующаяся формациями, и тектонический этап, которому отвечает каждая конкретная формация, — понятия разные. Оба они отражают существенные изменения тектонического режима, однако стадия как новая ступень в развитии геосинклинали является категорией более общего значения, нежели этап, фиксирующий тот отрезок на протяжении данной стадии, который выражен одной формацией. Как частный случай можно допустить, что формация будет целиком соответствовать стадии.

В Восточных Карпатах мы наблюдали не только повторение в разрезе формаций (флишевая формация), но и появление в конечной стадии развития геосинклинального прогиба (предмолассовой) новой формации горючих сланцев или, как мы ее будем называть, «менилитовой формации», соответственно наименованию слагающей ее свиты.

Теперь кратко подытожим основные данные о геологической истории интересующей нас области.

Наиболее ранний известный нам этап в истории области характеризуется формированием кристаллических и метаморфических пород ядра складчатых Карпат. Насколько можно судить, по времени он является допалеозойским или древнепалеозойским. Есть некоторые данные о па-

леозойском этапе развития области, во время которого образовались породы складчатого основания Восточных Карпат, распространенные, вероятно, в их северной части.

Следовательно, на вопрос о том, является ли основание Карпат геосинклинальным, мы должны ответить утвердительно.

Следующий установленный период истории Восточных Карпат охватывает мезозой в домеловое время. Он соответствует первой стадии мезозойской трансгрессии на Карпатах, сопровождавшейся образованием известняковых формаций, широко распространенных в альпийской геосинклинальной области. Для этого периода характерно восстановление подвижности области, которая была, видимо, значительно консолидирована в предшествующие этапы.

Главное значение в этом отношении имели опускания крупных площадей, сопровождавшиеся нарастанием морских трансгрессий. В целом это был период дробления древней складчатой зоны, становления геосинклинального режима альпийского этапа геологической истории Карпат.

Следующий, отчетливо выраженный период соответствует развитию геоантиклинальной зоны и геосинклинального прогиба Восточных Карпат, формировавшихся в эпоху мела и палеогена. И, наконец, последний период, который мы не рассматривали, соответствует формированию современной структуры карпатской горной страны и ее рельефа.

Дифференцированное развитие геосинклинального прогиба и геоантиклинальной зоны можно считать доказанным с нижнемелового времени, когда произошло крупное опускание внешней части геосинклинальной области.

Для геоантиклинальной зоны, протягивавшейся вдоль внутренней окраины современных Карпат, на протяжении всей дальнейшей истории характерно особое осадконакопление, преимущественно мелководных типов, резко и часто сменяющих один другого. В процессе осадконакопления имели место неоднократные перерывы. Начиная со среднеолигоценового времени осадконакопление в геоантиклинальной зоне прекратилось, что соответствует началу регрессии на Карпатах.

Морфологически эта зона в нижнемеловое время представляла, очевидно, узкую гряду.

В настоящее время зона характеризуется очень сложными тектоническими нарушениями, выраженными сильнейшей перемятостью свит, разрывами, зонами брекчирования, сопровождающимися значительной метаморфизацией пород. Наибольшая степень дислоцированности и метаморфизации характерна для юрских известняков, что указывает на проявление мезозойских складкообразовательных движений. С геоантиклинальной зоной впоследствии (миоцен) оказались связанными крупные линейные разломы на внутреннем крае Карпат.

Геосинклиналь Восточных Карпат испытывала в течение длительного времени устойчивый режим прогибания. В меловое и палеогеновое время здесь происходило непрерывное осадконакопление (по Внутренней антиклинальной зоне — до среднего олигоцена), во время которого сформировался терригенный комплекс мощностью 3500—4500 м. В этом комплексе выделяется ряд формаций, которые резко отличаются от образований геоантиклинальной зоны.

Отдельные формации характеризуют особые этапы в развитии геосинклинали.

Раннему этапу этого развития соответствует формация черных песчано-глинистых и окремнелых пород (нижний мел). Она образовывалась в крупном, но относительно простом по своему строению прогибе, примыкающем к окраине Русской платформы. Формация сложена черными песчано-глинистыми, нередко битуминозными породами, среди которых за-

легают черные известняки и кремнеземные породы. Характерны сидеритовые образования. В нижней части разреза присутствуют магматические образования (тешениты — в Западных Карпатах, диабазы, порфиристы и др. — в Восточных Карпатах) и содержатся включения глыб титонских известняков и кристаллических пород. Характерно, что среди пород, слагающих формацию, встречается значительное количество окаменелостей. Кремнеземные породы (сита кремнистых мергелей) особенно характерны для верхней части формации; образование их связано с замедлением в приносе обломочного материала в прогиб, который не всегда загружался осадками.

По своему литологическому составу, тектоническому положению и фациальным условиям образования описываемая формация резко отличается от формаций предшествующего этапа развития и обозначает начало новой эпохи осадконакопления. Если сравнивать общий тип нижнемеловых отложений Восточных Карпат с отложениями других областей, можно установить их сходство с породами нижнего мела Северо-Западного Кавказа, где среди черных терригенных пород также отмечается битуминозность, чуждые включения, сидеритовые образования и достаточно большое количество окаменелостей.

Флишевая формация соответствует следующему этапу развития геосинклинали (верхний мел — палеоген). Время образования флишевой формации также совпадает с периодом крупного прогиба геосинклинали, но одновременно происходит интенсивное дифференцированное развитие отдельных тектонических структур (поднятий и прогибов). В этом коренное отличие этапа флишенакпления от этапа образования предыдущей формации. Возникновение в геосинклинали поднятий и прогибов второго порядка указывает на переломный момент в ее истории, поскольку дальнейшее развитие этих тектонических новообразований в конечном счете влечет за собой переход геосинклинали в совершенно новое качественное состояние — горно-складчатую область.

Образование флиша по всей площади Восточных Карпат началось в верхнемеловое время. Этот процесс совпал с трансгрессией на Русской платформе. Первая эпоха флишеобразования, охватывающая сенон, характеризуется формированием песчано-глинистого известкового флиша в относительно слабо еще расчлененном бассейне, открытом для свободного перемещения водных масс. Наиболее характерный флиш образовывался во внешней части геосинклинали, примыкающей к платформе. По внутреннему борту прогиба формировались толщи с не вполне ясной ритмичностью. В центральной части прогиба флиш не возникал, а продолжалось развитие черных неритмичных терригенных толщ. Таким образом, в верхнемеловое время в северной части Карпат не существовало у з к о г о «флишевого трога», как это наблюдается в некоторых других областях, а был достаточно крупный прогиб, по обоим бортам которого и образовывался флиш. Обратим внимание, что в центральной части этого прогиба впоследствии развилась синклиналиальная зона, в то время как в области накопления флиша возникли антиклиналиальные зоны. Можно поэтому полагать, что в центральных и, повидимому, наиболее прогнутых и глубоких частях крупных прогибов флиш не образуется.

Флишевые отложения палеогена отличаются широким распространением известковистого песчано-глинистого флиша, а также значительным развитием довольно мощных горизонтов песчаников, красно-зеленых глинисто-песчанистых пород и горизонтов с включениями. С этим временем связано достаточно четкое обособление Внешней антиклиналиальной, Центральной синклиналиальной и Внутренней антиклиналиальной зон. И здесь наиболее характерный флиш образовывался во внешней части прогиба, примыкающей к платформе. Может быть, из этой предпосылки и нужно

исходить при выяснении условий образования ритмичности карпатского флиша, учитывая общую высокую динамичность геосинклинали в эпоху флишеобразования.

Третий этап развития геосинклинали Восточных Карпат характеризуется образованием комплекса горючих глинистых сланцев менилитовой формации (олигоцен). С этим этапом связано ослабление дифференциальных движений в геосинклинальной зоне и возникновение однотипных условий осадконакопления в разных частях бассейна. В этом бассейне, глубиной в несколько сот метров, происходило накопление глинистых илов и битуминозного вещества. Области питания в это время давали сравнительно небольшое количество обломочного материала и временами происходило образование кремнезема. Тонкая сортировка обломочного материала и отсутствие грубозернистых пород позволяют сделать вывод о пологости берегов бассейна и отсутствии в нем островных дуг. Это была эпоха относительного выравнивания тектонических условий в геосинклинали. С течением времени площади распространения менилитовой формации все более и более сокращаются. Сокращение идет от внутренних частей геосинклинали к ее внешней части, примыкающей к платформе. Этот процесс связан с новым резким усилением дифференцированного развития тектонических структур в геосинклинали; отдельные из них испытывают сильную складчатость.

Усиление дифференциальных движений в геосинклинали, происходящее на общем фоне расширения областей поднятия, снова привело к развитию флишевой формации, которая и отвечает по существу последней эпохе осадконакопления в области Карпат (кросненская свита). Характерно, что возобновление флишевого режима произошло в области Центрального синклинория. Синклинорий представлял в это время узкий, но сильно вытянутый в длину трог, обрамленный на юго-западе поднятиями Внутренней антиклинальной зоны, а на северо-востоке — грядой Внешнего антиклинория, испытавшей воздымание.

Таким образом, существуют, очевидно, крупные прогибы, в центральной части которых флиш не образуется (время формирования «иноцерамовой» свиты), и узкие прогибы типа «трогов», заполняющиеся флишем полностью (кросненская свита).

Как указывалось, развитие геосинклинали Восточных Карпат происходило в направлении постепенного усложнения первоначально сравнительно простого по своему строению прогиба.

Смена формаций происходит достаточно резко, но некоторые формации могут переходить в следующий этап развития геосинклинали, для которых они не характерны и где они существуют наряду с новыми формациями, свойственными этому этапу.

Основные структурные элементы геосинклинали развивались длительно.

Однако сильные складкообразовательные движения последнего этапа альпийского орогенеза в пределах геосинклинали впервые произошли в среднем олигоцене, проявившись во Внутренней антиклинальной зоне. Другие тектонические зоны Карпат, расположенные во внешней части геосинклинали, подверглись интенсивной складчатости в более позднее время. Таким образом, складчатость распространялась от геоантиклинальной зоны в сторону платформы.

Общее поднятие Карпат и формирование современных складчатых структур падает на послеолигоценовое время.

На плане расположения основных тектонических элементов Восточных Карпат отразилось строение их складчатого основания.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геол., 1949, № 40.
- Богданов А. А. и Муратов М. В. Новые данные о геологическом строении Восточных Карпат. Вестн. Акад. Наук СССР, 1949, № 8.
- Богданов А. А. и Пушаровский Ю. М. Основные черты тектоники Центральной синклинали зоны Восточных Карпат. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1950, № 2.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вялов О. С. Час утворення флішевого трого Карпат і характер порід його фундаменту. Доповіді Акад. Наук Укр. РСР, 1950, № 6.
- Вялов О. С. Схема стратиграфии северного склона Карпат. Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 77, № 4.
- Вялов О. С., Ладыжинский Н. Р. и Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. Докл. Акад. Наук СССР, 1951, 79, № 1.
- Голубков И. А. К вопросу о палеогеографии и особенностях флиша северо-восточного склона Советских Карпат. Геол. сб. ВНИГРИ, 1951, № 1 (4).
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук СССР, 1949, вып. 104, геол. сер. (№ 34).
- Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, № 3.
- Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, № 2.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2, М.—Л. Изд. Акад. Наук СССР, 1949.
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. Докл. Акад. Наук СССР, 1951.
- Муратов М. В. и Маслакова Н. И. История развития Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, № 3.
- Мятлюк Е. В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фаун фораминифер. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., 1951, вып. 51. Микрофауна СССР, сб. IV.
- Пушаровский Ю. М. 1. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша Внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., 1948, № 3.
- Пушаровский Ю. М. 2. О красненских отложениях Центральной синклинали зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 25, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, № 6.
- Славиин В. И. Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой клиппеновой зоны Карпат. Мат. по геол. и гидрогеол. Укр. геол. упр., 1947, № 4.
- Nowak J. Zarys tektoniki Polski. Krakow, 1927.
- Uhlig V. Die wernsdorfer Schichten und ihre Äquivalente. Sitzb. Akad. Wiss., 1882, 86.

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Ренгартен. К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа	3
В. И. Славин. Титон-валанжинские аммониты Карпат	39
Ю. М. Пущаровский. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время	65

Утверждено к печати Институтом геологических наук Академии Наук СССР
 Редактор издательства Л. И. Спрыгина. Технический редактор Т. В. Алексеева.
 Корректор Н. Н. Певцова
 РИСО АН СССР № 19-20В. Т-02552. Издат. № 3846. Тип. заказ № 996. Подп. и печ. 24/III 1953 г.
 Формат бум. 70×108¹/₁₆. Бум. л. 2,62 + 8 вкл. Печ. л. 7,19 + ¹/₂ л. вклеек. Уч.-издат. 7,2+0,4 л.
 Тираж 1200. Цена по прейскуранту 1952 г. 5 р. 25 к.
 2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
7	17 св.	<i>Subdaedalea</i>	<i>daedalea</i>
10	18 св.	в северном и южном крыльях зерен	в северном крыле минералов
24	23 св.	Willers	Villers
63	{ 8 св. 9 св.	Unlig	Uhlig

Труды ИГН, вып. 149