ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1966

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Выпуск 1

ТРУДЫ КАРПАТСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ МГУ
И ЗАКАРПАТСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ
КИЕВСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ТРЕСТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1966

УДК 550 : 553.06 (234.421.1i)

094

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

С. Л. БЫЗОВА, Н. А. ЕФИМОВА (отв. секретарь), Ю. Г. МОРГУНОВ, В. И. СЛАВИН (отв. редактор), Е. Г. ЧЕРНОВ

12654

БІБЛІОТЕКА
фізики
АН УРСР

ВВЕДЕНИЕ

В 1965 г. Советское Закарпатье отметило 20-летие соединения с УССР. Всего 20 лет свободно трудятся народы Закарпатья на своей земле, а как неузнаваемо изменился этот край. И 20 лет вместе со всем народом трудятся здесь советские геологи: 20 лет назад в Закарпатье было известно всего одно месторождение соли в Солотвино, а ныне геологи открыли и разведали месторождения ртути в Вышково, крупнейшие в стране месторождения перлитов в Береговском холмогорье, доломитов в Раховском массиве и т. п. 20 лет назад в Закарпатье не было геологической карты, сейчас оно полностью покрыто геологической съемкой. В настоящее время геологи приступили к большой работе — сплошному покрытию Закарпатья геологической сйемкой крупного масштаба. Это огромный качественный скачок в деле познания недр, и он требует существенной подготовки. Настоящий сборник в какой-то мере отражает результаты этой подготовки, результаты первых кондиционных съемок крупного масштаба, проведенных Карпатской экспедицией МГУ и Закарпатской экспедицией Киевского геологического треста.

Закарпатская экспедиция — старейшая геологическая организация в Закарпатье. Она работает с первых дней воссоединения. Большой фактический материал собран этой экспедицией и ждет своего опубликования.

Карпатская экспедиция геологического факультета МГУ официально работает на Карпатах с 1961 г., но является фактическим преемником работ Карпатской экспедиции МГРИ (1946—1950 гг.). Она тесно связана с Карпатами уже второе десятилетие, тем более, что отдельные сотрудники экспедиции (В. И. Славин, Н. И. Маслакова, А. А. Богданов, С. Л. Афанасьев) непрерывно продолжали заниматься геологией Карпат.

В последние годы Карпатская экспедиция МГУ проводила государственную кондиционную съемку отдельных листов в различных фациально-структурных зонах Закарпатья и засняла большую компактную площадь в бассейне р. Черемош и все Чивчинские горы. Эта площадь структурно тесно связана с Закарпатьем и поэтому совместное изучение этой юго-восточной части Советских Карпат и Закарпатья весьма целесообразно.

Настоящий первый выпуск трудов посвящен, главным образом, геологии и рудным полезным ископаемым юго-восточных Карпат. Работы экспедицией не закончены, а потому в сборнике приводятся статьи только по отдельным разделам, хотя расположены они в том естественном порядке, который свойствен регионально-геологическим монографиям.

Главное внимание в первом выпуске уделено стратиграфии, которая является основой для всякого рода геологических исследований. Новое, значительно более дробное расчленение метаморфических толщ Чивчинских гор приводится в статье С. Г. Рудакова. Автор безоговорочно стоит на позиции палеозойского возраста большей части метаморфических пород Чивчинских гор и свои выводы он подкрепляет материалом, вынесенным им из личного знакомства с метаморфическими породами Румынии и Раховского массива в Закарпатье.

В статье Ф. И. Жукова (АН УССР) и В. И. Славина впервые для Советских Карпат выделяются и описываются пермские отложения.

Изучение мезозойских отложений Карпат является традиционной темой геологического факультета. Стратиграфическая схема триасовых отложений, приведенная в работе В. И. Славина, базируется на новейших находках макрофауны и подкрепляется данными микропалеонтологического анализа. Изучение триасовых фораминифер (статья Н. А. Ефимовой) осуществлено на Карпатах впервые, но, конечно, это еще далеко не завершенная работа.

Меловым отложениям уделено в сборнике много внимания, им посвящено 5 статей, авторы их (С. Л. Бызова, Н. И. Маслакова, Т. Н. Горбачек), базируясь на данных микропалеонтологической лаборатории экспедиции МГУ, дают дробное и обоснованное расчленение меловых отложений Шипотской и Раховской зон. Впервые приводится детальный анализ шипотской свиты с выделением фациальных разностей. Также подробно В. Г. Черновым анализируется мел Мармарошской зоны, причем автор решил детально описать тот стратотипический разрез горы Соймул, который положен в основу свиты. Правда, автор понимает стратотип несколько шире, чем это было сделано раньше автором термина О. С. Вяловым,— он включает в свиту также и верхние конгломераты, сеноманский возраст которых не доказан. В то же время еще Д. Н. Андрусов считал их базальной толщей пуховской свиты.

Палеогеновым отложениям в сборнике посвящена только одна статья (М. А. Беэр и Н. И. Маслаковой), касающаяся строения и возраста дусинской свиты. Всестороннее изучение строения, условий залегания и анализ многочисленной микрофауны позволяет однозначно решить вопрос об олигоценовом возрасте свиты.

Геологическая съемка в пределах Выгорлат-Гутинского хребта позволила Н. В. Короновскому и Е. Е. Милановскому выступить с новой трактовкой возраста стратовулканов Синяк и Берлиов-Дил, причем авторы здесь впервые широко использовали палеомагнитный метод определения возраста.

В течение ряда лет изучением неогена и четвертичных отложений на Карпатах занимается специальная кайнозойская партия МГУ, руководимая Е. М. Великовской. Некоторые результаты работ этой партии представлены в статьях Н. О. Рыбаковой, Т. В. Стрельцовой и А. В. Кожевникова. В первой статье большой интерес представляют палинологические исследования, позволяющие коррелировать даже удаленные разрезы.

Очень тонкие наблюдения А. В. Кожевникова над аллювием рек, строением террас и долин позволили ему увязать аллювий горных рек и Чоп-Мукачевской впадины и коррелировать четвертичные отложения в скважинах.

Второй раздел сборника, посвященный тектонике, геоморфологии и истории геологического развития, невелик, что, по-видимому, объясняется этапностью работ — экспедиции еще находятся в стадии сбора и анализа фактического материала. В статье «Тектоника юго-восточ-

ной части Советских Карпат» авторы ее, основываясь на специальном структурно-тектоническом картировании, отстаивают идеи резкого разграничения структурно-фациальных зон в Карпатах, большой роли глубинных и долгоживущих разломов и на примерах крупных пологих надвигов в районе горы Петрос и горы Чивчин они выдвигают теорию частных покровов, генетически связанных с разломами. Идея значительной ведущей роли разломов развивается и в следующей статье В. Н. Зайцевой и Т. Ю. Пиотровской «Этапы неотектонического развития Закарпатского прогиба».

Закарпатскому прогибу посвящено много работ, но здесь, пожалуй, дана наиболее полная и четкая сводка по тектонической истории прогиба.

Разбором новейших движений в горной части Закарпатья и Чивчинских гор Т. Ю. Пиотровская завершает данный раздел.

Таким образом, в сборнике освещены вопросы неотектоники и геоморфологии всей территории Закарпатья и Чивчин.

Последний, третий, раздел сборника посвящен вопросам металлогении и древнему магматизму. К сожалению, эти вопросы разрабатываются только для Чивчинских гор. С. Г. Рудаковым дана характеристика трех главных групп гранитоидных интрузий, выявленных в последние годы в пределах Чивчинского кристаллического массива. Н. С. Видякиным довольно подробно описаны марганцевые, колчеданные и полиметаллические рудопроявления, закономерности распределения золота и серебра в породах Чивчинских гор, а также приведены данные об условиях их образования. Выдвигается оригинальная идея образования марганцевых руд в связи с вулканогенными образованиями боеровской свиты. И несмотря на то, что авторы не дают оптимистических прогнозов, выявленные ими закономерности рудопроявления, генезиса и возраста представляют интерес.

В заключение хочется отметить, что хотя сборник не представляет из-за своей фрагментарности полной картины геологического строения юга Советских Карпат и многие вопросы в нем дискуссионны и не разрешены, мы надеемся, что он будет полезен при проведении средне- и крупномасштабных геологических съемок, поисковых и тематических работ.

I. СТРАТИГРАФИЯ

С. Г. РУДАКОВ

О МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЧИВЧИНСКИХ ГОР И ЕГО ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ С ДРЕВНЕЙШИМИ ПОРОДАМИ РАХОВСКОГО МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

В Чивчинских горах, расположенных в верховьях рек Белый и Черный Черемош, на площади в 50 *кв. км* вскрываются допермские метаморфические породы, представленные преимущественно разновидностями, относящимися к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. В тектоническом отношении выходы древних пород принадлежат к осевой зоне Восточно-Карпатского мегантиклинория. Палеонтологические находки в метаморфическом комплексе Чивчин отсутствуют, стратиграфическое расчленение комплекса до последнего времени оставалось недостаточно детальным. Лишь немногочисленные статьи характеризовали петрографию различных групп метаморфических пород (Данилович, 1962; Казаков, 1963).

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЧИВЧИНСКИХ ГОР

Геологическое картирование, проведенное в Чивчинских горах экспедицией МГУ, показывает, что метаморфический комплекс здесь состоит из трех (боеровской, баласинувской и ластунской) свит, различающихся по современному и первичному составу пород и обладающих одной и той же степенью регионального метаморфизма.

Наиболее древние отложения принадлежат к боеровской свите, которая особенно широко развита в центральной и южной частях массива. Наиболее полный разрез данной свиты расположен по руслу и долине ручья Боеровка, правого верхнего притока ручья Минчель, впадающего в р. Перкалаб на крайнем юге массива (рис. 1). Главную роль в строении боеровской свиты играют метаморфические сланцы низкой степени метаморфизма. Преобладающими минералами являются хлорит, серицит и кварц, значительно реже встречаются актинолит, эпидот и карбонаты. Зеленые и зеленовато-серые хлорит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и хлоритовые сланцы, светло-серые и серебристо-серые серицитовые и серицит-кварцевые сланцы составляют основную массу пород данной свиты. Прослои плотных серовато-зеленых мелкозернистых кварцитов, имеющие мощность по нескольку метров, играют подчиненную роль. В верхней части боеровской свиты просле-

живается невыдержанный по мощности (от 0 до 100 *м*) горизонт черных углистых кварцитов, иногда переслаивающихся с черными филлитовидными сланцами. Наблюдающиеся в ряде мест (ручей Стримба, правый берег р. Перкалаб, ручей Чимирный) небольшие линзы и прослои мраморизованных известняков пространственно связаны с горизонтом черных кварцитов. К верхам этого прерывистого горизонта приурочены небольшие линзы родонит-родохрозитовых пород (хребет Прелучный, правобережье руч. Маскотын). В междуречье Сараты и Перкалаба в верхней части боеровской свиты имеются небольшие (до 20—30 *м* в длину) линзовидные тела актинолитовых, эпидот-актинолитовых и актинолит-хлоритовых сланцев. Хлорит-эпидотовые сланцы, обнажающиеся в долине ручья Минчель, содержат мелкие чешуйки биотита.

Кроме древних вулканогенных пород, слагающих естественный терригенно-вулканогенный комплекс, выделенный в качестве баласинувской свиты (Рудаков, 1964), в Чивчинах имеются вулканогенные образования, одновозрастные с верхней частью горизонта черных кварцитов боеровской свиты. Эти взаимоотношения были установлены на правобережье долины р. Перкалаб и в бассейне верховьев ручья Стримбы. Вулканогенные породы верхней части боеровской свиты представлены зеленовато-серыми мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми порфиритоидами, переслаивающимися с зелеными слабо ороговикованными хлоритовыми сланцами. Мощность этой пачки переслаивания не превышает 80—90 *м*, а общая мощность боеровской свиты — 630—650 *м*.

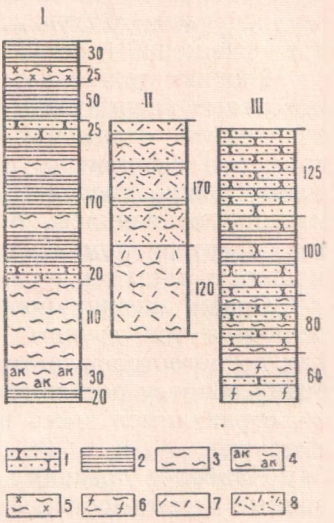


Рис. 1. Стратотипические разрезы боеровской (I — по ручью Боеровка), баласинувской (II — по ручью Баласинув), ластунской (III — по ручью Ластун) свит:
1 — кварциты, *2* — серицит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы, 3 — хлоритовые и хлорит-кварцевые сланцы, *4* — актинолит-содержащие хлоритовые сланцы, *5* — хлоритовые сланцы, содержащие углистое вещество, *6* — хлоритовые сланцы, содержащие полевой шпат, вулканогенные полевошпатово-кварцевые породы, *7* — кварцевые и кварцполевошпатовые порфироиды, *8* — тонкозернистые кристаллокластические туффоиды

При составлении разрезов и детальном картировании баласинувская свита была расчленена на две подсвиты [1]. Лучший разрез свиты имеется на ручье Баласинув, в 2 *км* выше его устья (рис. 1). Ручей Баласинув представляет собой правый приток ручья Ластун, впадающего в р. Черный Черемош в 3 *км* выше пос. Мокрынец.

В разрезе нижней подсвиты преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые порфироиды, достигающие наибольшей мощности (в 300 *м*) на ручье Серебристом, правом притоке ручья Маскотын. Кроме вулканогенных пород, значительную роль играют кварциты, кварцитовые и хлорит-кварцевые сланцы, имеющие, видимо, осадочное происхождение. Общая мощность нижнебаласинувской подсвиты в отдельных разрезах колеблется от 70 до 300 *м*. Верхняя подсвита сложена туффоидами, кварцитами и хлоритовыми сланцами и имеет мощность до 350 *м*. Таким образом, общая мощность баласинувской свиты достигает 650 *м*.

[1] Предложенное ранее (Рудаков, 1964) деление баласинувской свиты требует пересмотра в связи с накоплением новых данных о геологическом строении района.

Разрез метаморфического комплекса завершается терригенной ластунской свитой. Термин «ластунская свита» был предложен в 1951 г. В. И. Чулочниковым. Наиболее полные разрезы нижней части свиты располагаются по долинам ручья Ластун (в 2 *км* выше его устья) и р. Перкалаб. В связи с недостаточной обнаженностью характеристика верхней части ластунской свиты приводится по сопоставлению отдельных обнажений (рис. 1).

Нижняя толща ластунской свиты представляет собой чередование массивных кварцитов и кварцитовых сланцев с хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами. Изредка встречаются тонкие прослои пород с примесью туфогенного материала. В верхней, преимущественно кварцитовой, толще господствуют зеленоцветные мелко- и среднезернистые массивные кварциты. Встречаются разности, обогащенные полевошпатовым материалом. Имеются прослои кварцитовых сланцев. Суммарная мощность ластунской свиты не превышает 380—400 *м*.

Среди древних пород Чивчинского кристаллического массива выделяются три группы гранитоидных интрузий, которые различаются как по петрографическим особенностям, так и по возрасту. Поскольку этому вопросу посвящена самостоятельная статья в настоящем сборнике, ограничимся здесь перечислением возрастных групп гранитоидных интрузий.

Наиболее древними, вероятно, девонскими являются метаморфизованные гранит-порфиры. Следующую группу составляют наиболее многочисленные в Восточных Карпатах ортогнейсы типа Рарэу-Черный Див, внедрившиеся в конце раннекаменноугольной эпохи (330 млн. лет назад по K-Ar методу). Эти гнейсы в Чивчинах особенно широко развиты на хребте Черный Див. Третьей группой являются послескладчатые биотитовые плагиограниты хребта Черный Див, которые относятся к средне-, позднекаменноугольным интрузиям.

Внутренняя структура Чивчинского массива определяется наличием четко выраженных линейных складок, характеризующихся выдержанностью основных простираний. Господствует общая для Советских и северной части Румынских Восточных Карпат северо-западная линейная вытянутость главных структурных элементов. Некоторые отклонения представляют собой исключения из общего правила. Таким аномальным участком в средней части массива является полоса между реками Перкалаб и Черный Черемош, отличающаяся наибольшей сложностью строения. На этом участке отсутствуют отчетливо выраженные линейные складки, но широко развиты разрывные нарушения различных размеров, возраста и морфологии. Важнейшим структурным элементом данного участка является древний (видимо, герцинский) пологий надвиг бассейнов ручьев Стрымба и Веснарка. Поверхность смеситителя надвига полого (10—15°) наклонена в южную сторону. В большей же части Чивчинского массива, особенно на северо-западе, его основные складчатые формы отчетливо прослеживаются на протяжении 5—6 *км* в юго-восток — северо-западном направлении. В ядрах антиклинальных складок развиты породы боеровской свиты, а синклинали выполнены ластунскими или верхнебалаcинувскими отложениями. Складки обычно прямые, с падением крыльев в 40—60°. К северо-западной окраине массива (на правобережье ручья Попадынец) намечается некоторое погружение шарниров частных структур; западнее выходы древнейших пород обрезаны крутым поперечным молодым сбросом, протягивающимся к югу в Марамурешские горы Румынии.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЧИВЧИНСКОГО И РАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Кроме Чивчинских гор, древние метаморфические толщи Советских Карпат вскрыты на площади около 250 *кв. км* в бассейне верхнего течения р. Тисы, где они слагают так называемый Раховский кристаллический массив. В пределах Советского Союза эти массивы пространственно разобщены, однако оба массива составляют единое целое с Марамурешским кристаллическим массивом, расположенным в соседнем районе Румынии, в бассейнах рек Васер и Рускова.

Вопрос о характере взаимоотношений метаморфических комплексов Чивчинского и Раховского массивов, о структурных особенностях взаимного расположения обоих массивов в зоне внутреннего антиклинория Советских Карпат не является новым. Многолетние исследования позволили накопить обширный материал, попытки сопоставления которого предпринимались неоднократно. Пространственная разобщенность массивов, сравнительно небольшие площади их и отсутствие общих для обоих массивов крупномасштабных геологических карт весьма затрудняют стратиграфическое и структурное сопоставление древнейших комплексов обоих массивов.

Причинами неудач при попытках сопоставления были, на наш взгляд, как недостаточная детальность и обоснованность существовавших стратиграфических схем, так и механическое применение схемы, выработанной на одном массиве, к толщам, слагающим другой массив. Кроме того, сопоставление зачастую производилось без учета особенностей метаморфического преобразования исходных пород. Задача особенно затруднена практически полным отсутствием палеонтологических данных о возрасте изучаемых комплексов. Тем не менее решение задачи является настоятельно необходимым, а накопившиеся новые материалы по геологическому строению обоих массивов позволяют сделать попытку сопоставления на несколько иных основах.

Одним из важных моментов, позволяющих наметить ограниченные рамки для сопоставления комплексов, может служить время проявления регионального метаморфизма, фиксируемое радиологическими методами. Вторым существенным моментом является время внедрения определенных возрастных групп интрузивных пород, например различных древнейших гранитоидов. Существенную помощь оказывают также сопоставление частных геологических разрезов и стратиграфических колонок, выявление маркирующих горизонтов и прослеживание их по площади. В этом отношении метод детальной геологической съемки является весьма плодотворным. Следует здесь же отметить, что существенную помощь оказывает сопоставление не столько сводных стратиграфических колонок, сколько сопоставление частных разрезов, что требует большей обоснованности фактическим материалом.

Различная степень контактово- или регионально-метаморфического преобразования сопоставляемых пород выдвигает задачу снятия «метаморфизма» и корреляции отложений по их первичному составу. В этом отношении полезным оказывается сравнение химического состава исследуемых разностей при обязательном петрографическом изучении метаморфических пород с выяснением метасоматоза и других изменений химического состава. Изучение акцессорных минералов зачастую помогает более тонко коррелировать различные по облику толщи и решать вопрос о первичной природе исходного материала метаморфических пород.

В данном несколько специфичном случае очень большое значение

приобретает изучение геологического строения смежного района — Румынского Марамурешского массива, особенно в бассейнах рек Васер и Вишеу. Этот район занимает пространственно, а, возможно, и в геологическом отношении, промежуточное положение между Чивчинским и Раховским массивами Советских Карпат.

В домезозойском комплексе Раховского кристаллического массива выделяются три свиты, расчлененные на ряд более мелких подразделений. Белопотокская свита состоит преимущественно из гнейсов и слюдяных сланцев, среди которых выделяется несколько разновидностей. Общая мощность свиты достигает 650 *м*. Залегающая выше деловецкая свита отличается большим петрографическим разнообразием и сложена, в основном, зеленоватыми слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами; содержит изредка линзы и прослои мраморов и кислых порфироидов. Общая мощность свиты около 800 *м*. Наиболее молодая из свит домезозойского метаморфического комплекса — мегурская — состоит из чередующихся сланцеватых светлых кварцитов и темных зеленовато-серых кварц-слюдяных сланцев, с увеличением роли кварцитов вверх по разрезу. Видимая мощность свиты колеблется от 300 до 800 *м*.

А. К. Бойко (1965) рассматривает метаморфический комплекс Раховского массива как единый структурный этаж, как толщу преимущественно осадочных пород, не обладающую крупными перерывами в осадконакоплении. А. К. Бойко, в частности, отрицает наличие перерыва перед накоплением исходного материала пород, слагающих ныне деловецкую свиту. Отметим здесь, что эта точка зрения противоречит некоторым более ранним стратиграфическим схемам, а также новым данным о цирконах из метаморфических пород Раховского массива. М. Ф. Ненчук (1964) указывает, что «для пород деловецкой серии допустим перемыв цирконов белопотокской серии». Отметим также, что породы белопотокской и вышележащих свит различаются и степенью регионально-метаморфического преобразования. Выделение А. К. Бойко среди древнейших комплексов Раховского массива метаморфизованных кислых эффузивов и смешанных пород типа туффитов в деловецкой свите (Бойко, 1964) является совершенно новым. Внешний вид, особенности минералогического состава, петрографическая характеристика и химический состав порфироидов Раховского массива говорят об их идентичности с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфироидами Чивчин. Магматическая природа порфироидов деловецкой свиты подтверждается обликом акцессорных цирконов (Ненчук, 1964). Геологические данные, в частности, присутствие черных углистых кварцитов ниже порфироидов Раховского массива, выявленное нами в бассейне ручья Белый поток, также подтверждают их тождественность с древними вулканогенными образованиями Чивчин. Порфироиды выявлены, кроме того, среди деловецких сланцев вблизи устья ручья Малый Берлебаш (Ненчук, 1964). Эти факты, с одной стороны, дают новый опорный горизонт при сопоставлении комплексов, а с другой, помогают и при определении возраста метаморфических пород.

Отсутствие палеонтологических доказательств превращает вопрос о возрасте метаморфических пород в сложную проблему, решение которой связано с реконструкцией всего хода метаморфической эволюции пород от накопления исходного материала до его современного состояния.

Время регионального метаморфизма является важным общим рубежом для древнейших комплексов. Благодаря определениям, проведенным Э. К. Герлингом по нашим материалам, для Чивчинских гор время регионального метаморфизма установлено в 320—330 млн. лет. Эти ре-

зультаты отвечают границе между ранним и средним карбоном и могут быть сопоставлены с судетской фазой герцинской складчатости. Таким образом, конец раннекаменноугольной эпохи является верхним возрастным пределом возможного накопления исходного материала. Очковые ортогнейсы типа Рарэу, прорывающие все стратифицированные комплексы Чивчинского массива, также имеют возраст в 330 млн. лет, что подтверждает сделанное выше заключение о верхнем возрастном пределе. Аналогичные гнейсы имеются и на Раховском кристаллическом массиве.

С другой стороны, очень важным фактом, установленным в последние годы, является наличие древних эффузивных образований кислого состава в пределах обоих советских кристаллических массивов. В румынской части Восточных Карпат аналогичные образования («порфирогенные породы») распространены очень широко. Кислые порфироиды имеются также в массиве Есеника в Силезии и в Судетах. Таким образом, для древней Судетско-Карпатской зоны намечается существование единого крупного этапа развития, характеризующегося активным эффузивным магматизмом. В Силезии и Судетах Бедерке (E. Bederke, 1925) и Стейскалом (J. Stejskal, 1938) доказан девонский возраст кислых эффузивов. Можно предполагать, что в разрезах древнейших метаморфических толщ Восточных Карпат мы имеем дело с единой геосинклинальной спилито-кератофировой формацией, имеющей девонский возраст. По классификации, предложенной Ю. А. Кузнецовым (1964), в Восточных Карпатах может быть выделена кварц-кератофировая формация с преобладанием кислых эффузивных разностей. Видимо, активность вулканической деятельности была различной в разных частях региона, в частности, на Раховском массиве вулканизм проявился слабее, чем в районе современных Чивчинских гор, однако даже слабые признаки вулканизма обеспечивают возможность сопоставления верхних частей разреза.

Частные разрезы, составленные нами на Чивчинах, показывают, что метаморфизованные известняки слагают линзы, залегающие ниже большей части вулканогенных образований и тесно связанные с горизонтом черных кварцитов в боеровской свите. Для Раховского массива имеются данные о наличии карбонатных метаморфических пород на различных стратиграфических уровнях, которые подтверждают предположение Крейтнера (Th. Kräutner, 1940) о том, что «в Марамуреше кристаллические известняки не представляют собою единого стратиграфического горизонта, но встречаются на различных уровнях среди сланцев «эпизональной серии». На наш взгляд, мраморизованные известняки Чивчин, залегающие ниже вулканогенных образований, предположительно могут быть сопоставлены с силурийскими, по Папиу (V. Papiu, 1963), известняками гор Пояна-Рускэ и силурийскими известняками Северной Добруджи. Аналогом их на Раховском массиве, видимо, являются мраморы, слагающие линзы и прослои в деловецкой свите, известные, например, в районе с. Деловое. Косвенным признаком палеозойского, а не более древнего возраста деловецкой свиты Раховского массива и кореллируемой с ней боеровской свиты в Чивчинах могут служить также перекристаллизованные остатки члеников криноидей, встреченные нами в известняках деловецкой свиты вблизи с. Деловое.

При сравнении интрузивных образований Чивчинских гор и Раховского массива обнаруживается их полное сходство. Девонские (?) гранитоиды на Раховском массиве выявлены нами в районе с. Костылевка, а раннекаменноугольные известны по северо-восточной окраине масси-

ва (горы Менчул и Камень-Клевка). Более молодые гранитоиды на Раховском массиве в настоящее время не описаны, однако их выявление в будущем вполне возможно. С другой стороны, на Раховском массиве известны более древние, чем на Чивчинах, гранитоиды. Эти породы представляют собой так называемые «катаклазированные граниты», небольшие тела которых расположены в среднем течении ручья Яворникового и в урочище Обниж. Несколько отличается и химический состав этих гранитоидов, относящихся к более щелочным разностям, чем девонские и раннекаменноугольные граниты. «Катаклазированные граниты» связаны почти исключительно с белопотокской свитой.

Петрографическое сравнение метаморфических пород Чивчинского и Раховского массивов и смежных районов Румынского Марамуреша показывает, что среди них по минералогическому составу и степени метаморфизма могут быть отчетливо выделены две большие группы пород. Для большей из них характерен набор минералов, типичных для зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, таких, как хлорит, серицит, альбит, реже эпидот и кальцит. К этой группе должны быть отнесены все стратифицированные метаморфические отложения Чивчин, породы деловецкой и мегурской свит Раховского массива и «эпизональные» метаморфические сланцы Румынских Восточных Карпат. Из метаморфических пород, вскрытых долиной р. Васер, к ним относятся, в частности, хлоритовые сланцы, черные кварциты и так называемые «порфирогенные породы» (порфироиды и туффоиды) окрестностей пос. Фэина и пос. Лустон. Появление в ряде мест в породах зеленосланцевой группы таких минералов, как биотит, альмандин и ставролит, связано с контактовым воздействием гранитоидных соскладчатых интрузий, усиливающих степень метаморфической переработки вмещающих пород. Характерно, что только в этих контактовых ореолах отчетливыми являются процессы более позднего диафтореза.

Другую петрографическую группу составляют белопотокские образования Раховского массива, а также гнейсы и кварциты так называемой «мезозональной серии» (или серии Бретила) Румынского Марамуреша. Для этих пород характерен несколько иной набор главных минералов, включающий в себя биотит, мусковит, полевые шпаты, кварц, роговую обманку, гранат, ставролит. Отметим, что среди плагиоклазов встречаются средние олигоклазы и даже андезины, не свойственные породам первой группы. Важным характерным признаком являются крупночешуйчатые и крупнозернистые структуры.

Выделенные группы пород принадлежат к различным метаморфическим фациям (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой) (Елисеев, 1963) или к разнотемпературным субфациям единой зеленосланцевой фации (Тернер, Ферхуген, 1961). Возможно, что метаморфические породы второй группы (белопотокские образования и «мезозональные» породы) являются в значительной степени затронутыми диафторезом, чего, на наш взгляд, нельзя сказать о всей массе зеленых метаморфических сланцев Чивчин и Раховского массива. Невозможно представить себе, во-первых, такие обширные площади распространения нацело переработанных диафторезом пород. Во-вторых, отсутствие реликтов ранних более высокотемпературных минеральных ассоциаций на всей площади распространения пород заставляет предполагать глубокую и равномерную переработку их. В-третьих, небольшой интервал колебаний результатов определения абсолютного возраста метаморфических сланцев на территории Чивчин (272—330 млн. лет) и полное отсутствие определений, превышающих рубеж в 330 млн. лет,

убеждают в неприемлемости представления о всей массе зеленых («эпизональных») метаморфических сланцев как о диафторитах.

Диафторитические явления, хорошо известные в рассматриваемых породах, видимо, представляют собой результат локального метаморфизма, проявившегося в мезозое и, возможно, связанного с титон-валанжинской активизацией магматической деятельности. Геологические данные и прямые радиологические определения позволяют уверенно датировать возраст этой активизации в 127±5 млн. лет. Влияние ее отчетливо проявилось в районе горы Чивчин, где палеозойские амфиболиты в результате омоложения обнаружили искажение возраста, определенного радиологическими методами (195 млн. лет). Возможно, что данные, сообщенные Н. П. Семененко (1963), составляют ряд, «спектр» промежуточных значений, характеризующих неполностью диафторированные в верхнем мезозое среднепалеозойские сланцы. Заслуживает внимания вопрос, о диафторированных гнейсах и сланцах белопотокской свиты и «мезозональной серии» в Румынии. На карте массива Родно (Th. Kräutner, 1938) отчетливо прослеживается приуроченность зон диафтореза к зоне контакта между «мезо-» и «эпизональными» породами. Наличие крутых разломов и пологих надвигов между этими толщами пород определяет развитие диафторитических процессов в верхах более высокометаморфизованных толщ. Что касается возраста этого диафтореза, то он, очевидно, совпадает с герцинской складчатостью. Таким образом, герцинский метаморфизм, являясь прогрессивным и региональным для среднепалеозойских пород, вызвал местами диафторитические превращения в более древних образованиях.

В связи со сказанным выше схема сопоставления метаморфических комплексов Чивчинских гор и Раховского массива может быть намечена следующим образом (табл. 1). Аналогами гнейсов, кварцитов и слюдяных сланцев белопотокской свиты Раховского массива являются «ме-

Таблица 1

Схема стратиграфического сопоставления метаморфических комплексов Чивчинских гор, Марамурешского массива (Румыния) и Раховского массива

Предполагаемый возраст	Чивчинские горы	Румынские Восточные Карпаты (Марамурешский массив)	Раховский массив (по А. К. Бойко, 1965)
Ранний карбон	ластунская свита: кварциты, кварцитовые и хлоритовые сланцы	эпизональная серия: порфирогенные породы, черные кварциты, мраморизованные известняки, хлоритовые и серицитовые сланцы	мегурская свита: кварциты, кварц-слюдяные сланцы
Девон	баласинувская свита: туффоиды, кварциты, кварцевые порфироиды, хлоритовые сланцы		деловецкая свита: кварц-полевошпатовые сланцы, порфироиды, мраморизованные известняки, черные кварциты, хлорит-слюдяные и серицит-хлоритовые сланцы
Силур	боеровская свита: черные кварциты, мраморизованные известняки, хлоритовые и серицитовые сланцы		
	на дневной поверхности отсутствуют	серия Бретила (мезозональная серия): слюдяные сланцы, парагнейсы, амфиболиты	белопотокская свита: гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты

зональные» породы Румынских Восточных Карпат, обнажающиеся, в частности, в Марамуреше в долине р. Васер юго-западнее станции Шулигул. На Чивчинах одновозрастные образования на современной дневной поверхности неизвестны. Предположительный возраст накопления этих пород — поздний докембрий.

Весь метаморфический комплекс Чивчинских гор тождественен «эпизональным» сланцам Румынского Марамуреша и сопоставляется с мегурской и деловецкой свитами Раховского массива. Более тонкая корелляция может быть обеспечена наличием маркирующих пачек и горизонтов характерных пород (кислых метаморфизованных эффузивов, черных кварцитов, мраморизованных известняков и т. д.), а также петрографическим сходством ластунской и мегурской свит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Намеченная схема стратиграфического сопоставления обоих массивов позволяет поставить вопрос о характере формаций горных пород, слагающих метаморфические комплексы Советских Карпат.

Баласинувская свита Чивчин и метаморфизованные кислые эффузивы Раховского массива, генетически связанные с субвулканическими телами интрузий метаморфизованных гранит-порфиров, представляют собой метаморфизованную кварц-кератофировую формацию (Кузнецов, 1964). Резкое уменьшение площадей развития вулканогенных пород на Раховском массиве при значительно большей роли парапород в этом комплексе по сравнению с Чивчинами отражают обычные для геосинклинальных областей частичное взаимное замещение и переслаивание спилито-кератофировой (или кварц-кератофировой) и аспидной формаций. Примером тому могут служить и нижнеюрские толщи южного склона Большого Кавказа.

Мощная монотонная толща зеленых сланцев (боеровская свита Чивчин и низы деловецкой свиты Раховского массива), подстилающая терригенно-вулканогенный комплекс и частично переслаивающаяся с ним, возникла за счет прогрессивного метаморфизма глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников. По-видимому, эти отложения слагают собой аспидную формацию, отвечающую начальной стадии развития герцинской геосинклинали.

Залегающая выше вулканогенных образований толща кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев (ластунская свита Чивчин и мегурская свита Раховского массива) представляет собой метаморфизованную толщу песчаников и аргиллитов с отдельными прослоями пород, обогащенных примесью туфогенного материала. По набору пород и характеру их чередования эти отложения, возможно, представляли собой терригенный флиш. Местами (долина р. Черный Черемош, выше плотины Болтагул и Белый поток) в породах этой толщи сохранились реликты правильного переслаивания пород с четкими границами раздела между ними. Видимо, ластунская и мегурская свиты могут рассматриваться как метаморфизованная флишоидная формация.

Из сказанного выше видно, что на материале Чивчинского и Раховского массивов в какой-то мере удается проследить историю герцинского геосинклинального развития Советских Карпат.

1. Стадии начального прогибания отвечает накопление мощной аспидной формации. Вулканизм неактивен и проявляется лишь в форме внедрения диабазовых даек. Время этой стадии — конец раннего палеозоя.

2. Несколько позднее и не везде равномерно активность вулканиз-

ма возрастает и в ряде мест происходит формирование девонской (?) кварц-кератофировой формации, включающей в себя как эффузивные, так и интрузивные разности.

3. Предорогенной стадии герцинского геосинклинального цикла отвечает накопление формации терригенного флиша (Хаин, 1964), развитой на обоих массивах. Время накопления — ранний карбон (?).

4. Окончание предорогенной стадии знаменуется главной фазой интрузивной деятельности — внедрением синорогенных интрузий гранодиоритовой магматической формации. Возраст этих интрузивных тел, представленных ныне ортогнейсами типа Черный Див — Рарэу — Менчул, определен К-Ar методом как конец раннего карбона. Таков же возраст регионального метаморфизма зеленых сланцев.

5. Дальнейшее послеинверсионное развитие фиксируется отдельными выходами среднекаменноугольных отложений, тяготеющих к нижнемолассовому формационному типу, и внедрением небольших интрузий биотитовых плагиогранитов, не несущих следов регионального метаморфизма, прорывающих все более древние образования и трансгрессивно перекрытых комплексом пермских, триасовых и юрских осадочных пород.

В заключение подчеркнем, что герцинская геосинклинальная система Советских Восточных Карпат является, видимо, эвгеосинклинальной.

ЛИТЕРАТУРА

Бойко А. К. О стратиграфии домезозойского метаморфического комплекса Раховского массива Восточных Карпат. «Изв. высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1965, № 4.

Данилович Ю. Р. Деякі петрографічні особливості метаморфічних порід Чивчинського кристалічного масиву. В сб.: «Мат-лы по геолог. та корисн. копалін зах. обл. УРСР». Київ, 1961.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1964.

Казаков Л. Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. «Геол. журн.», 1963, т. 23, № 4.

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

Ненчук М. Ф. Про використання циркону для пізнання первинної природи метаморфічних порід Рахівського масиву. В сб.: «Пробл. розв. природн. і точних наук». Львів, 1964.

Рудаков С. Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. ДАН СССР, 1964, т. 155, № 2.

Семененко Н. П. и др. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. «Научн. сообщения V съезда КБГА», т. III/2. Бухарест, 1963.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Bederke E. Bau und Alter der Ostsudeten. «Neues Jahrb. f. Min., Geol.», 1925 Abt. B.

Krăutner Th. Das kristalline Massive von Rodno. «An. Inst. Geol. Rom.», 1938, vol. 19.

Krăutner Th. Observations geologiques et petrographiques dans les massif cristallin du Maramureș. «C. R. Inst. Geol. Rom», 1940, vol. 23.

Papiu V.-C. şi alte. Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana—Ruscăi. «Asoc. Geol. Carp-Balc., congr. V.», 1963, vol. 2.

Stejskal J. La zone de porphyroides devoniens de Vrbno aux abords est de Vysoky Jesenik. «Sp. vydav. prirodov. fac. Masaryk Univ. Brno», 1928, № 2.

В. И. СЛАВИН, Ф. И. ЖУКОВ

О ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ В СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

В Чивчинских горах, Раховском массиве и на р. Уголька над метаморфическим сланцевым комплексом располагается толща пестроцветных обломочных отложений, доломитов и известняков, лишенных фауны. Эти отложения одними исследователями целиком относились к триасу, другими — к перми.

Впервые предположение о пермском возрасте этих отложений в Буковинских Карпатах обосновал Пауль (K. Paul, 1876). Он отнес к перми кварцевые конгломераты, пестрые сланцы и песчаники. Этой же точки зрения придерживался Запалович (H. Zapalowicz, 1886). Улиг в своих ранних работах (V. Uhlig, 1883) относил к перми не только красные сланцы и конгломераты, но и доломиты, переходящие вверх по разрезу в серые известняки. Так же поступил Фетерс (H. Vetters, 1905) в отношении разреза восточной части Чивчинского хребта. Эти мнения базировались не на находках фауны, а на сопоставлении конгломератов и песчаников с толщей веррукано, а доломитов и известняков — с белерофоновыми известняками Южных Альп. Позднее Улиг (V. Uhlig, 1910) изменил свое мнение и стал относить доломиты к нижнему триасу, а еще позднее, в 1927—1928 гг. И. Атанасиу палеонтологически обосновал нижнетриасовый возраст доломитов и известняков в северной части Румынских Карпат. Исходя из тесной связи доломитов с нижележащей толщей красных песчаников и конгломератов, последняя также была отнесена к триасу. С тех пор отложения перми как в Советских, так и в Румынских Карпатах не выделялись. Исключение составили работы Паздро (Z. Pazdro, 1934) по Чивчинским горам и Илие (M. Ilie, 1957) по р. Молдава, которые вновь нижнюю часть толщи, включая и некоторые доломиты, отнесли к перми.

Но это были единичные попытки, основанные скорее на интуиции, чем на фактическом материале. Все же остальные исследователи, в том числе и советские (Ткачук, 1957; Кривин, 1960; Славин, 1963), пестроцветную толщу, доломиты и известняки относили к триасу. Новейшие исследования, основанные на находках фауны, укрепили мнение о принадлежности части доломитов и известняков к триасу и в то же время заставили Ф. И. Жукова (1964) для Раховского массива, а В. И. Славина для Чивчинских гор пересмотреть вопрос о триасовом возрасте пестроцветной толщи. Углубленное изучение всего комплекса пестроцветных пород показало сложность его строения и выявило особенности взаимоотношений как с покрывающими, так и с подстилающими отложениями.

На Раховском кристаллическом массиве в верховьях ручья Квасного и вблизи с. Кобылецкая Поляна (гора Причулка) пестроцветная толща залегает на каменноугольных отложениях, представленных более чем 100-метровой пачкой терригенно-карбонатных темноцветных осадков. Это мелкогалечные конгломераты, песчаники, темные известняки и углистые сланцы. В песчаниках обнаружены прослои витролитокластических туфов андезитов и микропрослои кластолав среднего и основного состава. Возраст этих пород подтверждается спорово-пыльцевым анализом, проведенным Л. А. Сергеевой в лаборатории ИГН АН УССР. Отсюда описаны: *Trachytriletes medium* Naum., *Hymenozonotriletes obscurus* Byvscheva, *H. bialatus* (Waltz) Isch., *Stenozonotriletes facilis* Isch., *S. trarus* Isch., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum., *Azonomonoletes minutus* (Ibr.) Lub., *Azonoletes similis* Lub.

Таким образом, надежно определяется послекаменноугольный возраст вышележащей пестроцветной толщи, в которой на Раховском массиве можно выделить три пачки: базальную, вулканогенно-осадочную и терригенно-гипсоносную.

Базальная пачка начинается с трансгрессивно лежащих конгломерато-брекчий. Они обнажаются: а) в ручье Красное Плесо, б) в крупном обнажении в Каменешти, 3) в верховьях ручья Квасного (Ново-Берлебашский, Берлебашский и другие участки). В основном в конгломерато-брекчиях преобладает угловатый молочно-белый или розовый кварц размером от 0,3 до 5 *см*. Значительно меньше пластинообразных обломков хлоритизированных и серицитизированных сланцев метаморфического комплекса, размер которых по длинной оси достигает 10 *см*. Еще меньше мелких (до 0,5 *см*) обломков углисто-графитистых сланцев каменноугольного возраста. Чаще всего обломочный материал нагроможден хаотически и лишь изредка наблюдается горизонтальная слоистость, замеченная по ориентировке крупных обломков. Цемент конгломерата — слегка хлоритизированная песчано-глинистая масса, переполненная часто рудной (гематитовой) пылью. За счет цемента порода имеет красновато-фиолетовый и зеленовато-серый цвет. Мощность базальных конгломератов составляет 30—50 *м*. Повсеместно вверх по разрезу видно увеличение удельного веса алевролито-песчанистых разностей над конгломератами, и порода постепенно переходит в крупнозернистые, а затем средне- и мелкозернистые песчаники фиолетового и серовато-зеленого цвета.

Общая мощность базальной свиты достигает 50—70 *м*.

На левом берегу р. Тисы в Каменешти в верхней части конгломератов был отобран образец, в котором обнаружены пермские споры и пыльца.

Вулканогенно-осадочная пачка, выделенная и описанная Ф. И. Жуковым (1964), согласно перекрывает породы базальной свиты. Это особенно хорошо видно в ручье Красное Плесо и в канавах на участке Ново-Берлебашском. Макроскопически вулканогенно-осадочные образования представляют собой пестрые сланцеватые породы, слабо отличающиеся от подстилающих и перекрывающих осадков. В них видна обильная крупночешуйчатая слюда на плоскостях напластования. В ручье Красное Плесо и в керне скважин, пробуренных на Ново-Берлебашском участке, на протяжении более 100 *м* по мощности было прослежено чередование нормально-осадочных образований — песчанистых алевролитов и вулканогенно-осадочных пород. Песчанистые алевролиты постепенно переходят в равномерно-среднезернистые туфогенные песчаники. В составе обломков размером 0,3—0,5 *мм* встречаются кварц (60%), плагиоклаз (30%), значительно меньше слюды и обломков

кислой, слабо измененной эффузивной породы. Последняя представлена мелкозернистой серицитизированной массой, образовавшейся за счет раскристаллизации стекла. Цементирующий материал присутствует в относительно небольшом количестве — до 10—15%. Он сильно изменен и в настоящее время почти целиком замещен слюдами и гидрослюдами. В небольшом количестве наблюдается хлорит, тесно ассоциирующий со слюдистым материалом, а также образующий изредка самостоятельные агрегаты, возникшие по стекловатой массе.

Несколько выше по разрезу (ручей Красное Плесо) туфогенные песчаники переходят в кластолаву кислого состава с некоторым отклонением к среднему составу. При микроскопическом изучении видна основная масса, представленная тонко раскристаллизованным и интенсивно измененным стеклом. Продукты изменения — серицит и, отчасти, хлорит. Степень измененности сильно варьирует в первую очередь за счет различной величины чешуек серицита. Основная масса переполнена обломочным материалом. Обломки кварца обычно остроугольные, реже слегка оплавленные, корродированные. Размер зерен 0,1—0,2 *мм*. Реже встречаются сильно измененные зерна плагиоклазов. Рудных минералов и акцессориев мало. В виде обломков присутствуют и эффузивные породы кислого состава. Обломочный материал распределен неравномерно. Местами наблюдаются участки округлой формы, в которых выявляются лавы с остатками перлитовой структуры. Мощность прослоев кластолавы 1—2 *м*. Они чередуются с туффитовыми мелкозернистыми песчаниками мощностью около 1 *м*.

Аналогичный сложно построенный разрез встречен скважиной 5 и шурфом 35 на Ново-Берлебашском участке в верховьях ручья Квасного.

Небольшие обнажения и крупные развалы таких пород описаны на левом берегу Тисы, а также на участке Берлебашском.

Общая предполагаемая мощность вулканогенно-осадочной свиты — около 100—150 *м*.

Терригенно-гипсоносная пачка завершает разрез пестроцветной толщи перми. Она сложена красно-фиолетовыми и серовато-зелеными аргиллитами и песчанистыми алевролитами с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. Эти породы встречены на правом берегу р. Тисы в районе с. Красное Плесо и на левом берегу реки в сложных тектонических условиях, а также в виде небольших останцов в районе Берлебаша и с. Кобылецкая Поляна.

При микроскопическом изучении порода определена как гипсоносный аргиллитовый сланец. В его состав входит тонкозернистая, существенно гидрослюдистая основная масса до 85%; гипс — 12—15%; обломочный кварц — 1—2%; минеральные примеси — рутил, циркон, турмалин, плагиоклаз, цеолиты. Основная масса состоит преимущественно из гидрослюдистого материала тонкочешуйчатого строения с ориентировкой чешуй согласно сланцеватости породы. Тонкие чешуйки гидрослюд перемежаются с довольно значительным количеством таким же образом ориентированных хлоритовых и серицитовых чешуек. В несколько меньшем количестве присутствует собственно пелитовый, первичный глинистый материал. Распределение этих компонентов неравномерное, иногда такситовое, с образованием линзовидных участков, обогащенных преимущественно то одним, то другим минералом. Такая приуроченность линз подчинена общей сланцеватости породы.

Гипс образует небольшие линзовидные обособления и участки, иногда небольшие линзовидные прослойки явно аутигенного характера. Средний размер обособлений — около 1 *мм*, по длине иногда они достигают нескольких миллиметров при мощности 0,1—0,3 *мм*. Слагаю-

щие эти участки и обособления зерна — 0,05—0,1 *мм* — характеризуются вытянутой, таблитчатой, иногда призматической формой. Повсеместно отмечается двойникование, нередко полисинтетическое по 100.

Перекрываются гипсоносные породы гравелитами и кварцитовидными песчаниками нижнего триаса. На Раховском массиве это наблюдалось в районе Каменешти и в долине ручья Квасного.

В Чивчинском хребте к пермским отложениям относится нижняя часть пестроцветной толщи, отделенная от верхней части, относимой к триасу, угловым и стратиграфическим несогласием.

Пермские отложения выявлены здесь всего в трех местах: на левом берегу ручья Стрымба, на правом берегу р. Черный Черемош в устье ручья Доломитового и на правом берегу р. Перкалаб к СВ от пос. Перкалаб. Пермская толща залегает всегда несогласно на метаморфических породах среднего палеозоя. Лучший разрез пермских отложений наблюдается на левом берегу ручья Стрымба (снизу вверх):

1. Алевролиты светло-серые кварцевые с листочками мусковита. Мощность — 0,5 *м.*
2. Аргиллиты красные. Мощность — 1 *м.*
3. Алевролиты розовато-белые кварцевые слюдистые. Мощность — 2 *м.*
4. Известняк серый мелкокристаллический. Под микроскопом видно, что известняк имеет мелкозернистую структуру и содержит незначительное количество кварцево-слюдистой примеси алевритовой размерности. Из слюд преобладает мусковит. Известняк участками перекристаллизован и доломитизирован. Структура доломитовых участков гипидиоморфная. Размеры ромбоэдров — 0,1—0,2 *мм.* Судя по взаимоотношениям доломитовых зерен с кальцитовыми, доломит можно считать вторичным. В известняке встречена микрофауна. Мощность — 0,5 *м.*
5. Белые песчаники мелкозернистые кварцевые. Мощность — 0, 5 *м.*

По-видимому, данный разрез представляет собой только самую нижнюю часть какой-то более мощной толщи, так как резко несогласно на этих отложениях располагается белый кварцевый конгломерат триаса.

На правом берегу р. Черный Черемош, в устье ручья Доломитовый имеется очень близкий к описанному разрез. Здесь расчисткой удалось вскрыть (снизу вверх):

1. Песчаники коричневато-серые среднезернистые. Залегают непосредственно на кварцево-хлоритовых сланцах палеозоя. Мощность — 0,5 *м.*
2. Средне- и грубозернистые кварцевые зеленые песчаники с галькой кварца и черных кремней. Мощность — 1,5 *м.*
3. Глина красная. Мощность — 0,10 *м.*
4. Песчаники зеленоватые среднезернистые с прослоями красных алевролитов. Мощность — 2,5 *м.*
5. Известняк буровато-серый песчаный с прожилками кальцита, с фауной фораминифер. Мощность — 0,5 *м.*
6. Песчаники, аналогичные слою 4. Мощность — 1,0 *м.*
7. Белый кварцевый конгломерат с редкими обломками кристаллических сланцев. Заполняющее вещество — мелкозернистый кварцевый песчаник. Мощность — 2,0 *м.*
8. Алевролиты красные, частично глинистые. Видимая мощность — 1 *м.*

Далее пять метров по мощности задерновано и выше следует белый кварцевый конгломерат нижнего триаса.

На правом берегу р. Перкалаб обнажаются красные узловатые, волнистослоистые, с многочисленными ходами червей алевролиты, весьма сходные с породами вулканогенно-осадочной пачки Раховского массива. Видимая мощность их — 10 *м*.

Несомненно, что в Чивчинских горах имеется только часть пермского разреза, соответствующая верхам вулканогенно-осадочной пачки раховского разреза и настраивающая его вверх.

В заключение описания пестроцветной толщи приведем все данные, обосновывающие возраст этих пород.

В Раховском массиве установили, что описываемые отложения располагаются с некоторым стратиграфическим несогласием поверх темных углистых сланцев, каменноугольный возраст которых обосновывается спорово-пыльцевым комплексом (Жуков, 1964). Так устанавливается нижний предел распространения толщи. Покрывается пестроцветная толща в Чивчинском хребте темно-серыми известняками с фауной *Myophoria costata* Ziet., т. е. заведомо кампильскими отложениями. В основании этих известняков часто располагаются базальные конгломераты, а также свои пестроцветные породы (ручей Стрымба в Чивчинах). Как показывают наблюдения, в Чивчинском хребте эти отложения на нижней пестроцветной толще также лежат с угловым и стратиграфическим несогласием. Значит, верхний предел распространения нижней пестроцветной толщи ограничен кампильским ярусом нижнего триаса. В Раховском массиве в Каменешти пестроцветная толща перекрывается сероцветной терригенной толщей с триасовыми фораминиферами; в этой толще содержатся конгломераты, аналогичные триасовым конгломератам на Чивчинах. Итак, можно считать вполне доказанным, что образование данной толщи не выходит из интервала времени пермской системы.

Прямым доказательством возраста являются находки фауны, спор и пыльцы. В базальной пачке в Раховском массиве в Каменешти Ф. И. Жуков обнаружил *Hymenozonotriletes granulatus* (Naum.) Isch., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *T. trivalvis* (Waltz) Isch., *Perisaccus pumicosus* (Ibr.) Isch., *Rhytisaccus subnotatus* Naum., *Pemphygaletes auritus* Lub., *Florinites* sp. В этом списке последние 4 формы являются пермскими, а первые три, по-видимому, переотложены из каменноугольных отложений. Фауну остракод, фораминифер и червей удалось обнаружить на Чивчинах как в ручье Стрымба, так и в ручье Доломитовом; по определению Н. А. Ефимовой, здесь оказались: *Hypirammina* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* cf. *gordialis* J. and P., *Nodosaria* ex gr. *elabugae* Tcherd., *Dentalina* ex gr. *farcimen* Sold. Все эти формы не противоречат пермскому возрасту. *Nodosaria elabugae* Tcherd описана из отложений казанского яруса верхней перми Русской платформы. Подтверждает пермский возраст пестроцветной толщи Раховского массива также большое сходство пород и последовательность напластования с пермскими отложениями, развитыми в Южной Словакии в Гемеридах. Там так же, как и на Раховском массиве, выделяются (снизу вверх): грубообломочная подэффузивная толща, эффузивная — кварцевые порфиры и их туфы, надэффузивная, содержащая линзы и пропластки гипса и ангидрита (Жуков, 1963). Особенно характерны для перми всего Карпатского региона (Банат, Мечек, Апусени и т. п.), а также для Альп и Аппенин кислые эффузивы — кварцевые порфириты; они встречаются обычно в верхней части разреза нижней перми. Таким образом, суммируя все данные, можно говорить

о пермском возрасте пестроцветной толщи, достаточно широко развитой в советской части Восточных Карпат. По-видимому, здесь имеются как нижнепермские отложения (базальная и вулканогенно-осадочная пачки), так и верхнепермские (терригенно-гипсоносная пачка на Раховском массиве и отложения в овраге Стрымба на Чивчинах).

В целом, пермский разрез Карпат очень похож на недавно вскрытый разрез перми Преддобруджинского прогиба.

Пермские отложения, по-видимому, распространяются и к северу от кристаллических массивов во флишевый прогиб, что подтверждается появлением соленых вод перед фронтом Раховского и Чивчинского массивов.

ЛИТЕРАТУРА

Жуков Ф. І., Сергеева Л. О., Пасічник Я. В. Деякі характерні риси карпатського палеозою на Рахівському масиві. «Геол. журн.», 1964, т. 24, вип. 6.

Кривін Л. А. Особливості геолог. будови північно-західної окраїни Мармарошського масиву. «Геол. журн.», АН УССР, 1960, т. 20, вип. 1.

Славин В. И. Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения. «Мат-лы V съезда КБГА». Киев, 1962.

Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. Киев, 1957.

Ilie M. Cercetări geologice în reguinea Rarău — Cîmpyilungul Moldovei. «Anuarul Com. Geol.», 1957, vol. 30.

Paul K. Grundzüge der Geologie der Bukowina. «Jahrb d. k. k. Reich.», 1876, vol. 26.

Pazdro Z. Pasmá gór Czywczyńskich. «Roczn. Polsk. towarz.», 1934, t. 10.

Uhlig V. Beiträge zur Geologie der West—Galizischen Karpathen. «Jahrb. d. k. k. Geol. Reich», 1883, bd. 33.

Vetters H. Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina. «Jahrb. d. k. k. Geol Reich», 1905, bd. 55.

Zapalowicz H. Geol skyzze der Östlichen Theiles der pokutisch marmaroschen Grenz-Karpathen. «Jahrb. d. k. k. Geol. Reich», 1886, bd. 36.
Karpathen. «Jahrb. d. k. k. Geol. Reich», 1886, bd. 36.

Zukov F. I. Iedna z variant rozdeleni svrchnepermskych sedimentu Spissko-Gemerskeho rudohori. Geol. prace, 1963, zpr. 30. Bratislava.

В. И. СЛАВИН

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧИВЧИНСКИХ ГОР И РАХОВСКОГО МАССИВА

Триасовые отложения в северной части Восточных Карпат были выделены в середине прошлого столетия работами Хауера (F. Hauer, 1859), Пауля (K. Paul, 1876), Запаловича (H. Zapalowicz, 1886) и др., которые условно, по аналогии с Альпами и более южными частями Восточных Карпат отнесли к триасу относительно маломощную пачку красных сланцев, доломитов, известняков, кремнистых сланцев и яшм, залегающую между древней метаморфической толщей и отложениями юры и мела.

Отсутствие фауны рождало споры о стратиграфическом положении отдельных частей этого разреза; так, Улиг (V. Uhlig, 1885), а позднее Феттерс (H. Veters, 1905) красные сланцы и конгломераты в Чивчинах сравнивали со свитой веррукано, а известняки — с беллерофоновыми слоями перми Южных Альп. Паздро (Z. Pazdro, 1934) яшмовокремнистую толщу перенес из триаса в верхнюю юру и в то же время включил в состав верхнего триаса базальтовые порфириты горы Чивчин. Андрусов (D. Andrusov, 1936) красные сланцы, песчаники и конгломераты вновь стал считать верфеном. Андрусов отнес к нижнему триасу также и «базальтовые мелафиры» Каменного потока, позднее отнесенные к юре. Доломиты и известняки, обнажающиеся в Раховском массиве, Андрусов отнес к среднему триасу, а небольшие линзы известняков в Каменном потоке считал верхнетриасовыми.

Таким образом, устойчивых обоснованных представлений о стратиграфии триаса Чивчинских гор и Раховского массива не было. Советские исследователи в первые годы работ принуждены были присоединиться к одной из выдвинутых ранее стратиграфических схем, и они взяли за основу схему Андрусова.

Только в 1949 г. на Раховском массиве в районе Рударни геологам В. Н. Живлюк, Н. С. Расточинской и В. И. Славину удалось обнаружить впервые фауну пелеципод и брахиопод, которые определили нижнекарнийский возраст известняковой толщи. И. Д. Гофштейн (1954), вновь описав триасовые отложения в Чивчинах, вулканогенные породы горы Чивчин перенес в юру. В 1961 г. Л. К. Курячий в Раховском массиве обнаружил фауну кораллов, на основании которой был определен ладинский возраст известняков. В 1961 г. автор настоящей работы подвел итоги изучения триасовых отложений Карпат и опубликовал их в работе «Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат» (1963). Из этой работы вытекало, что как на Чивчинском, так и на Раховском массиве триасовые отложения удается расчленять только до отдела.

Начиная с 1961 г. триасовые отложения в Чивчинских горах и в Ра-

ховском массиве изучались экспедицией МГУ. В результате этих работ были получены новые данные как по литологии, так и по фауне. Геологическое картирование на Чивчинах позволило уточнить контуры и стратиграфические взаимоотношения триаса по всем основным обнажениям.

Триасовые отложения как в Чивчинских, так и в Раховских горах пользуются достаточно широким распространением, но, к сожалению, больших сплошных разрезов этих отложений нигде не имеется. Располагаются триасовые отложения чаще всего в трудно доступных районах, очень сложных по своей геологической структуре. (Рис. 1). Лучшие разрезы, к тому же с более обильной фауной, встречаются в Чивчинском хребте.

Обнажения триасовых отложений в Чивчинском хребте сосредоточены на четырех участках: в первом — Саратинском — они следуют в пределах узкой полосы вдоль края кристаллического массива по левому берегу р. Сарата от государственной границы, т. е. из бассейна ручья Солонцовка до устья Сараты; во втором участке, ограниченном на востоке низовьями долин р. Перкалаб и ручья Стрымба, на севере — реками Маскотын и Прелучный. По имени р. Маскотын в дальнейшем мы и будем называть весь участок. В Маскотынском участке обнажения триаса образуют две параллельные полосы северо-западного простирания. Выходы отложений триаса в пределах третьего — собственно Чивчинского — участка приурочены к верховьям рек Попадынец и Альбин, а также располагаются на южном и восточном склонах горы Чивчин, т. е. снова по северной окраине метаморфических пород. Четвертый участок — Минчельский — располагается в верховьях р. Перкалаб и ее левого притока ручья Минчель. Почти все выходы триасовых отложений располагаются на склонах или в депрессиях массива древних метаморфических пород.

Рис. 1. Схема распространения основных разрезов триаса в Чивчинских и Раховских горах.

Наименование разрезов:
1 — Солонцовка; *2* — Глыбовый; *3* — Див-правый; *4* — гора Див; *5* — Стрымба; *6* — Двурогий (низовье); *7* — Двурогий (верховье); *8* — Прелуки; *9* — Ротондул; *10* — Минчель; *11* — ЮВ Чивчин; *12* — СВ Чивчин; *13* — Черный Грунь; *14* — Трехглавая; *15* — Маргитул; *16* — Соймул; *17* — Каменешти; *18* — Рударня; *19* — Кузя; *20* — Розис

В каждом из выделенных участков триасовые отложения обладают некоторыми специфическими особенностями, что связано с фациальными изменениями. Четко выделяются 2 типа триасовых разрезов: доломитовый, для которого характерно широкое развитие доломитовых фаций в среднем и нижнем триасе; этот тип разреза развит в южных частях Чивчинских гор, в районах, тяготеющих к границе, и особенно характерен в Минчельском участке, но также развит на Маскотынском участке. Второй тип — известняковый — характерен для Саратинского участка и частично Чивчинского. В ряде мест наблюдаются переходные типы разрезов от доломитовой к известняковой фации.

Лучшие разрезы доломитового типа имеются в Маскотынском участке. Опорным разрезом может считаться разрез на хребте Прелуч-

ном в верховьях оврага Двурогого. Представляется он в следующем виде (снизу вверх):

1. Конгломераты белые кварцевые. Мощность 5 *м*.
2. Доломиты темно-серые тонкослоистые, иногда брекчиевидные. Мощность 5—10 *м*.
3. Известняки темно-серые слоистые, местами доломитизированные, с обломками фауны плохой сохранности: мелкие гастроподы, брахиоподы, членики криноидей. Мощность 20 *м*.
4. Доломиты серые содержат пласты доломитовой брекчии. Видимая мощность 40—50 *м*.

Описанный разрез хорошо прослеживается вдоль хребта Прелучного. В одном километре к западу от этого разреза в известняках, аналогичных слою 3, обнаружен значительный комплекс фауны пелеципод, среди которых Л. Д. Кипарисова определила: *Myophoria costata* Ziet., *Gervilleia modiola* Frech., G. sp. и др. Таким образом, здесь впервые надежно обоснован кампильский возраст известняков.

Определение возраста доломитовой пачки связано с большими трудностями; в связи с тем, что доломиты слоя 4 лежат поверх кампильских известняков согласно, можно предполагать, что, во всяком случае, их нижняя часть в этом разрезе отвечает по возрасту анизийскому ярусу.

На участке Минчель доломиты имеют мощность до 100 *м* и располагаются здесь они прямо на базальных кварцевых конгломератах. По-видимому, здесь доломиты замещают полностью кампильские известняки. Верхний стратиграфический предел доломитовой толщи не вполне четко установлен: в нижних частях ручья Двурогого в доломитовой толще встречены валуны известняков, содержащих анизийскую фауну: *Rhynchonella* cf. *decurtata* Gir., *R.* cf. *mentzeli* Buch., *Terebratula* sp. (определение А. С. Дагиса). Это дает право предположить, что эта часть доломитов соответствует уже ладинскому ярусу. В самых низах триасового разреза Маскотынского участка иногда встречаются красные алевролиты и песчаники, располагающиеся между конгломератами и доломитами (разрез ручья Стрымба). Кстати, здесь же, на Стрымбе, видно несогласное залегание конгломератов триаса на пермской пестроцветной пачке.

На Саратинском участке развит известняковый тип разреза. Наиболее характерные обнажения имеются в верховьях р. Сарата, в долине ручья Солонцовка. В основании разреза здесь располагаются такие же, как и в Маскотынском участке, кварцевые конгломераты. Мощность их 3—5 *м*. Выше их следует мощная карбонатная толща. Нижняя ее часть сложена темно-серыми, почти черными известняками, иногда песчанистыми. Известняки прорезаны белыми кальцитовыми жилками. Мощность известняков не менее 15—20 *м*.

Севернее, на горе Див, мощность этих известняков увеличивается до 30—40 *м* и именно здесь в них П. Д. Букатчуком была обнаружена *Myophoria* ex gr. *laevigata* Ziet форма, чаще всего встречаемая на Карпатах в отложениях кампильского яруса.

Верхняя часть триасовой толщи в Саратинском участке сложена кремовыми, белыми, розовыми массивными мелкозернистыми известняками. В верхней части этих известняков встречаются прослои и линзы красных известняковых брекчий. Цемент брекчий представлен известковистым железистым песчаником или песчанистым известняком. В последнем встречается фауна пелеципод *Entolium discites* Schloth, характерная для анизийского яруса. Общая мощность известняковой толщи — 80—100 *м*.

Выше светло-серых анизийских известняков в бассейне ручья Див-

правый встречены темно-серые, коричневато-серые, местами сильно песчанистые массивные известняки. В основании этих известняков располагаются серые кварцевые песчаники мощностью до 2 *м*. В известняках собран обильный комплекс фауны: *Myophoria* aff. *curvirostris* Schl., *Gryphaea* sp., *Lima* sp., *Aviculopecten* sp., *Entolium discites* Schl. По заключению определившей эту фауну Л. Д. Кипарисовой, возраст этих известняков ладинский.

Еще более молодые отложения триаса на Саратинском участке встречены только в одном месте — в долине ручья Глыбового. Здесь они представлены серыми известняковыми брекчиями, обломки в которых — из серых известняков, цемент — из розового карбоната. Брекчия слоистая, перемежается с розовыми известняками. Мощность — 5 *м*.

Выше располагаются пестрые, хорошо слоистые известняки красной, розовой, белой окраски. Известняки афанитовые с плоско раковистым изломом с сутурными швами. В отдельных пластах их встречены желваки красных кремней. В известняках обнаружена хорошо сохранившаяся фауна пелеципод *Halobia moluccana* Wanner, свидетельствующая о карнийском возрасте известняков. Полную мощность карнийских отложений определить не представляется возможным, так как известняки в ручье Глыбовом находятся в сложных тектонических условиях. Видимая мощность всей пачки до 15 *м*.

Таким образом, в известняковом разрезе являются палеонтологически охарактеризованными кампильские, анизийские, ладинские и карнийские отложения. Разрез Саратинского участка является наиболее полным и наиболее хорошо охарактеризованным фауной для всех Восточных Карпат, но, к сожалению, здесь нет единого стратиграфического разреза и он составляется из ряда обнажений, располагающихся преимущественно в долине ручья Див.

В ряде мест как Саратинского, так и Маскотынского участков наблюдается переходный тип разреза между двумя вышеописанными. В нем доломиты слагают только верхнюю — ладинскую часть и в виде отдельных пластов присутствуют среди кампильских известняков. Лучший разрез этого типа имеется на горе Ротондул — на левом берегу р. Черный Черемош.

Здесь на метаморфические сланцы палеозоя трансгрессивно налегают:

1. Белые кварцевые конгломераты мощностью 7—10 *м*.
2. Непосредственно на них располагаются известняки темно-серые, перемежающиеся с тонкоплитчатыми серыми, с поверхности светло-серыми сетчатыми доломитами. Мощность этой пачки до 15 *м*.
3. Непосредственно выше лежат известняки светло-серые, кремовые, розовые, афанитовые, местами оолитовые. Мощность их 30 *м*.
4. В верхней части этих известняков встречаются прослои красных известняковых брекчий. В известняках многочисленные жилы, сложенные красным глинистым веществом, а также встречена линза железистого аргиллита красного цвета мощностью 10 *м*. По внешнему виду и комплексу фораминифер известняки эти сходны с анизийскими известняками р. Сарата и ручья Болтагул.
5. Над известняками в обрывах, обращенных на северо-восток, обнажается толща серых, иногда желтовато-серых доломитов и доломитовых брекчий. Ориентировочная мощность доломитовой пачки — 60 *м*.

В западной части Чивчинского хребта в районе горы Чивчин разрез триаса имеет некоторые специфические отличия. Составить полный непрерывный разрез здесь также трудно из-за сложных тектонических

нарушений. Нижняя часть разреза в этом районе лучше всего обнажена к северо-востоку от вершины горы Чивчин. Здесь имеется следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломераты нижнего триаса (в высыпках).

2. Выше также в плохих обнажениях на задернованном склоне встречаются темно-серые мелкокристаллические известняки. Видимая мощность их здесь не превышает 5 *м* (по-видимому, они редуцированы вследствие надвига).

3. Выше располагаются доломиты серые, кремово-серые, иногда доломитовые брекчии. Видимая мощность — 40—50 *м*.

4. Известняки серые кристаллические псевдоолитовые массивные. В них местами обильный органогенный детрит: членики криноидей, обломки брахиопод, одиночный коралл, к сожалению, из-за перекристаллизации ближе не определимый, и комплекс фораминифер. Мощность — 10—15 *м*.

5. Песчанистые известняки серые с плохо окатанными мелкими обломками кварца, а в верхней части известняки брекчированы. Мощность 5 *м*.

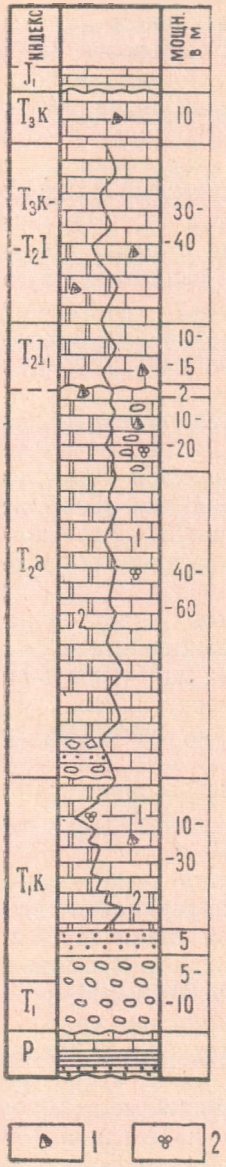


Рис. 2. Сводный разрез триаса Чивчинских гор: 1 — положение находок макрофауны; 2 — положение находок микрофауны

На юго-восточном склоне горы в отдельных холмах обнажаются светло-серые не слоистые известняки мощностью до 30 м. Здесь в них был обнаружен коралл характерный, по мнению определившей его Т. Г. Ильиной, для кассиановских слоев Альп, относимых ныне к верхней части ладинского яруса.

В описанном разрезе Чивчинского участка доломиты не играют существенной роли и здесь разрез в основном известняковый, но в южной части снова увеличивается роль доломитов, и они, по-видимому, замещают известняки.

Итак, в Чивчинских горах, где до последнего времени триасовые отложения считались немыми и расчленялись только по литологическим признакам, теперь уверенно выделяются кампильские, анизийские, ладинские и карнийские отложения, а также выявляются две фации, постепенно замещающие друг друга. Южная доломитовая фация пользуется широким распространением в прилежащих к границе частях Румынских Карпат. Сводный стратиграфический разрез триасовых отложений Чивчинских гор изображен на рис. 2.

Вторым районом широкого развития триасовых отложений является Раховский массив кристаллических пород. Триасовые отложения располагаются здесь на различных горизонтах метаморфических толщ палеозоя. Так же как и в Чивчинских горах, триасовые отложения на Раховском массиве выявляются в виде изолированных «пятен» в сложных тектонических условиях. Большинство выходов приурочено к внешней северо-восточной периферии мас-

сива, к полосе, граничащей с зоной надвига массива на меловой флиш.

Вторая, внутренняя, полоса распространения триаса приурочена к бассейну р. Белый Поток, ручью Кузя — притокам р. Тисы.

В северо-восточной полосе триасовые отложения прослеживаются от верховьев ручья Квасной на юго-востоке до сел. Кобылецкая Поляна — на северо-западе.

Наиболее полные разрезы имеются в этой полосе в бассейне р. Тисы. Здесь отложения нижнего триаса описаны на левом берегу р. Тисы к югу от сел. Лазы в местности, именуемой еще Д. Н. Андрусовым Каменешти. Триасовые отложения залегают здесь на пестроцветной толще, состоящей из конгломератов, красных алевролитов и аргиллитов, ныне относимых к перми. Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Песчаники средне- иногда грубозернистые, полимиктовые, кварцевые, с зернами полевых шпатов, чешуйками слюды и алевролиты серые. Мощность — 18 *м*.
2. Конгломераты кварцевые белые. Цемент кремнистый, в связи с чем конгломерат напоминает массу жильного кварца, но на выветрелой поверхности галька хорошо различима. Мощность — до 5 *м*.
3. Песчаники серые среднезернистые полимиктовые, известковистые, переслаиваются с алевролитами. Мощность — 15 *м*.
4. Известняки темно-серые, сильно песчанистые, слюдистые, переслаиваются и фациально замещаются известковистыми песчаниками зеленовато-серого цвета. В известняках встречена фауна фораминифер. Известняки тонкослоистые. Мощность — 6 *м*.
5. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, известковые, мелкозернистые. Мощность — 5 *м*.
6. Конгломерат белый кварцевый, аналогичный слою 2. Мощность — 2—5 *м*.
7. Переслаивание песчаников зеленовато-серых, полимиктовых и аргиллитов буровато-серых тонкорассланцованных известковистых. Мощность — 15 *м*.
8. Известняки темно-серые массивные, сильно песчанистые с многочисленными прожилками кальцита. Мощность — 10 *м*. Контакт их с нижележащей терригенной толщей обычно не вскрыт, но в одном месте на участке в 2 *м* видна неровная волнистая нижняя поверхность известняков.
9. Известняки темно-серые то чистые мелкокристаллические, то песчанистые с обломками кварца, слюды, слоистые. Известняки псевдооолитовые с гранулированными серыми комочками кальцита. В известняках встречены членики криноидей, неопределимые обломки пелеципод.

Вся эта серая терригенная толща относится с некоторой долей условности к нижнему триасу. Перекрывающие ее известняки слоя 8 соответствуют, на основании фауны фораминифер, среднему триасу.

Отложения среднего триаса в долине р. Тисы выявляются в ряде мест. Анизийские отложения в настоящее время уверенно доказываются только среди гальки и в составе небольших тектонических клиньев. На горе Соймул они представлены пестрыми афанитовыми известняками, содержащими обломки и зерна метаморфических сланцев. В этих известняках обнаружена фауна *Rynchonella* cf. *mentzeli* Buch, характерная для анизийских отложений. На водоразделе Тисы и Косовки в карьере Рударня розовые мелкозернистые известняки встречены в

виде валунов и гальки в основании доломитовой пачки. Известняки макроскопически очень сходны с пестрыми анизийскими известняками Чивчинских гор и более восточных частей Раховского массива.

Выше стратиграфически несогласно располагается мощная толща доломитов. Обычно они сильно размыты. Наиболее полный разрез их имеется под вершиной горы Соймул (снизу вверх):

1. Доломиты серые массивные с кремнистыми прожилками, местами тонко-, микрослоистые. Мощность — 25 *м.*
2. Доломиты белые или голубовато-серые, сахаровидные, массивные. Мощность — 20 *м.*
3. Доломитовая брекчия серая. Мощность — 30 *м.*

Менее полные разрезы доломитов имеются на правом берегу р. Тисы, в верховьях ручья Красного, на участке Рударня и т. п. Выше также стратиграфически несогласно располагаются серые или темно-серые слоистые, часто песчанистые известняки с многочисленными прожилками кальцита. Лучшие обнажения этих известняков имеются в разрезе Каменешти. В шлифах видно, что известняки псевдоолитовые с гранулированными комочками кальцита. В известняках под вершиной горы Соймул встречены членики криноидей, мшанки *Cyclostomata* и *Heterapora* Bl., неопределимые обломки пелеципод. В Каменешти — значительный комплекс фораминифер, свидетельствующих о ладинском возрасте известняков. Мощность — 50—60 *м.*

Наиболее молодыми отложениями триаса в бассейне р. Тисы являются светло-серые, коричневато-серые массивные плотные перекристаллизованные известняки, обнажающиеся в карьерах Рударни. Именно в них в 1949 г. В. Н. Живлюк и Н. С. Расточинской были обнаружены пелециподы и брахиоподы. *Aviculopecten* aff. *wissmani* Münst, *Waldheimia* ex. gr. *edlingeri* Assm., *Worthenia tornguisti* Assm., комплекс которых, по мнению Л. Д. Кипарисовой, характеризует нижнекарнийские отложения. Видимая мощность известняков — 10—20 *м.*

Юго-восточнее в той же северной периферической полосе массива в верховьях ручья Маргитул имеется лучший разрез пачки ладинских известняков. Известняки располагаются здесь поверх красных аргиллитов. Разрез их представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Известняк темно-серый плотный песчанистый, псевдоолитовый, с члениками криноидей, с отпечатками пелеципод и кораллов. Мощность — 7,5 *м.*
2. Песчаник известковистый слюдистый с зернами кварца. Кварц в виде неокатанных обломков. Местами крупнозернистый песчаник переходит в гравелит с известковистым цементом. Обогащение кварцевыми зернами, неравномерное. Зерна в среднем по 0,1—0,2 *см,* но встречаются до 0,5—0,7—1 *см.* Песчаник плотный, на нем в ручье образуется водопад. Л. К. Курячим в этом слое были найдены кораллы. Мощность — 4 *м.*
3. Известняк темно-серый песчанистый слюдистый, но без кварцевых зерен, с неровным изломом, битуминозный, массивный. Мощность — 3 *м.*
4. Известняк темно-серый, почти черный, плотный, слабо слюдистый, с резкими кальцитовыми прожилками и члениками криноидей; с полураковистым изломом. Известняк плитчатый, плитки в среднем по 5—10 *см,* рассланцованный и трещиноватый. Мощность — 28 *м.*
5. Известняк более светло-серый, плотный, слабо песчанистый, с раковистым изломом, с пиритом. Мощность — 2,5 *м.*
6. Известняк массивный темно-серый, сильно песчанистый, псевдоолитовый, с криноидеями, очень сходен с нижележащим слоем 1. Мощность — 12 *м.*

Общая мощность известняков в этом разрезе около 60 *м*. Фауна кораллов, обнаруженная Л. К. Курячим, Н. С. Расточинской, а позднее В. И. Славиным, была определена Т. Г. Ильиной как *Procyclolites* aff. *mojsvari* Voltz., *Pr.* sp. Эти формы в Альпах встречаются в верхнеладинских отложениях.

В юго-восточной части Раховского массива в верховьях ручья Черный Грунь (приток ручья Квасного) разрез триаса сильно меняется. Наиболее полно он вскрывается в районе горы Трехглавой. Здесь на кварцитах, углистых сланцах и слюдяных метаморфических сланцах залегают следующие породы:

1. Доломиты, контактирующие (но часто тектонически) с метаморфическими сланцами палеозоя. Доломиты темно-серые и синевато-серые трещиноватые, в основании иногда доломитовая брекчия.
   Мощность — 4—7 *м*.
2. Известняк темно-серый плотный с многочисленными кальцитовыми прожилками. Лучше всего этот известняк обнажен на маленькой «Белой горке» к северо-востоку от горы Трехглавой. Известняк здесь слоистый, в нижней части содержит обломки раковин пелеципод, членики криноидей; в средней части пачки он имеет раковистый излом, в верхней пачке чередуется со слабо комковатым, иногда слюдистым известняком. Общая мощность пачки — 15—20 *м*.
3. Известняк светло-серый чередуется с розовато-серым с розовыми пятнами мраморизованным известняком. Мощность — 10 *м*.
4. Известняк светло-серый, слабо просвечивающийся по краям, мягкий, с чешуйчатым изломом, слоистый, однородный.
   Мощность — 60 *м*.

Палеонтологические остатки в описанной толще отсутствуют. По внешним признакам известняки и доломиты сходны с отложениями Чивчинских гор, причем два нижних слоя условно отнесены к нижнему триасу, а два верхних — к анизийскому ярусу.

По-видимому, выше этих известняков в нижней части ручья Черный Грунь располагается пачка темно-серых слюдистых известняков, в отдельных пластах сильно песчанистых. Известняки массивные, очень плотные. Они содержат многочисленные членики криноидей, а местами обильную фауну пелеципод: *Entolium discites* Schl., En. sp. и др. Мощность известняков 30—35 *м*.

Интересно отметить, что разрез триаса в восточной части Раховского массива сходен с разрезами Чивчин даже больше, чем с остальными частями массива.

Резко отличаются от выше описанных разрезы триаса на южной периферии массива. Здесь характерен доломитовый тип разреза. Лучше всего он изучен в долине ручья Кузя — правого притока р. Тисы, хотя следует оговориться, что и здесь вследствие очень сложного тектонического строения еще многое не ясно, а главное, полное отсутствие фауны исключает хорошие сопоставления. Последовательность напластований здесь следующая (снизу вверх):

1. Известняки черные слоистые слюдистые, с углистым веществом, с прослоями зеленых и черных филлитовидных сланцев.
   Мощность — 10—15 *м*.
   Известняки располагаются трансгрессивно на отложениях палеозоя. Иногда в основании разреза встречаются белые кварцевые конгломераты.
2. Трансгрессивно на известняках, а часто прямо на палеозойских отложениях располагается доломитовая толща значительной мощ-

ности. В основании ее чаще всего лежит доломитовая брекчия серая, голубовато-серая, с поверхности желтая.

Мощность — 20 *м*.

3. Выше располагается доломит светло-серый, белый, мелкокристаллический, массивный, очень чистый, однородный. Мощность его изменчива, максимально достигает 100 *м*.
4. Над однородными доломитами располагаются доломиты массивные, серые, с линзами и пропластками сильно окремнелых доломитов, рельефно выступающих на выветрелой поверхности. В этой толще иногда наблюдаются стяжения черных, темно-серых кремней.
5. В верхней части этой пачки встречена серая доломитовая брекчия, состоящая из обломков тонкослоистого доломита, а также пласты тонкослоистых (микрослоистых) серых доломитов. Общая мощность слоев 4—5 равна 50—70 *м*.
6. Выше располагаются серые тонкослоистые известняки с прослоями зеленых филлитов.

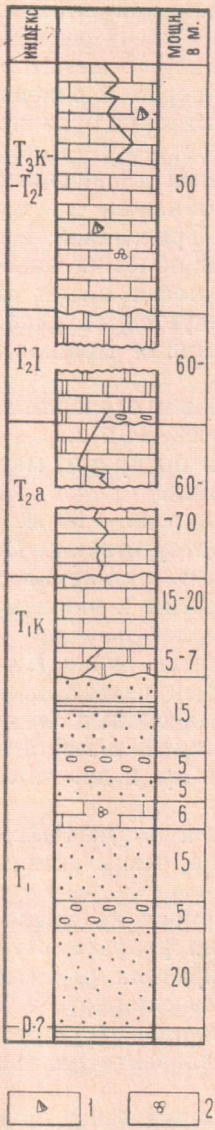


Рис. 3. Сводный разрез триаса Раховского массива: 1 — положение находок макрофауны; 2 — положение находок микрофауны

Черные известняки (слой 1) в этом разрезе условно относятся к нижнему триасу. Вся толща доломитов по аналогии с доломитами северной полосы относится к среднему триасу, а серые известняки с филлитами (слой 6) параллелизуются с известняками горы Соймул и могут отвечать по возрасту скорее всего юре.

Итак, среди триасовых отложений Раховского массива выделяются три фациально различных типа разрезов: 1 — Тисенский, для которого характерен терригенный нижний триас, слабое развитие отложений анизийского яруса, доломиты анизийско-нижнеладинского возраста, верхне-ладинские и карнийские известняки; 2 — юго-восточный тип разреза — характеризуется относительно более слабым развитием доломитов кампильско-анизийского возраста, широким развитием анизийских известняков и верхнеладинских темно-серых известняков. В этом типе разреза очень многие его части (например, анизийские известняки) сходны с определенными типами пород Чивчинских гор; 3 — Кузинский — характерен для южной периферии массива. В его сложении главную роль играют доломиты. Этот тип разреза несколько напоминает минчельский тип в Чивчинских горах.

Сводный стратиграфический разрез триаса Раховских гор приведен на рис. 3.

В итоге изучения триасовых отложений советской части Восточных Карпат появилась возможность ярусного деления этих отложений.

КАМПИЛЬСКИЙ ЯРУС (T_1K)

В пределах нижнего отдела возможно выделить и палеонтологически обосновать только отложения верхнего-кампильского яруса, по-видимому, связано это с тем, что первая трансгрессия триасового моря в северной части Восточных Карпат имела место только

во вторую половину раннетриасовой эпохи. Континентальные же отложения сейского яруса, по-видимому, не сохранились.

Отложения кампильского яруса повсеместно располагаются на размытой поверхности палеозойских пород. В основании их залегает базальная пачка, представленная в Чивчинских горах белым кварцевым конгломератом, поверх которого местами (ручьи Стрымба, Доломитовый) сохранились пестрые песчаники, аргиллиты и алевролиты. В Раховских горах белые кварцевые конгломераты входят в состав сероцветной терригенной песчано-алевролитовой толщи (долина р. Тисы). Местами над конгломератами, а иногда и непосредственно на палеозое (ручей Черный Грунь) располагаются доломиты; в ряде участков (хребет Прелучный) доломиты переслаиваются с известняками. Морской генезис всех типов базальной пачки определяется по наличию в ней пластов известняков, часто сильно песчанистых или доломитизированных, содержащих фауну фораминифер (Стрымба в Чивчинских горах, Каменешти в Раховских горах).

Выше располагается наиболее характерная для кампильских отложений пачка темно-серых или черных известняков. Микроскопически эти известняки микрозернистые (агрегатно поляризующиеся) до среднезернистых на отдельных участках. Известняки содержат угловатые зерна кварца, полевого шпата, кварцита. Иногда встречаются срезы раковин, мелкие фораминиферы.

Мощность кампильских отложений сильно варьирует, особенно для базальной пачки. Базальные конгломераты в пределах Чивчин обычно имеют мощность 5—10 *м*, но в разрезе ручья Широкого резко увеличиваются до 30—40 *м*. Песчаная толща в Каменешти достигает 70 *м*. Мощность пачки черных известняков обычно меняется в пределах 10—30 *м*. Таким образом, общая мощность кампильских отложений колеблется от 20 до 100 *м*.

Возраст кампильских отложений определяется по фауне пелеципод: *Myophoria costata* Ziet., M. ex. gr. *laevigata* Ziet., *Gervilleia modiola* Frech. Весь этот комплекс фауны весьма характерен для кампильских отложений Карпат и Паннонского массива (Славин, 1963).

В сероцветной терригенной толще в районе Каменешти встречены триасовые фораминиферы, исключающие отнесение этих отложений к палеозою.

АНИЗИЙСКИЙ ЯРУС (T_2a)

Отложения анизийского яруса пользуются наибольшим распространением. Как в Чивчинских, так и в Раховских горах среди них встречаются два фациальных типа: известняковый и доломитовый.

Доломиты, по-видимому, отлагались в более мелких прибрежных частях разреза. Залегают они стратиграфически несогласно на подстилающих отложениях. Известняки же связаны постепенным переходом с кампильскими известняками и поэтому в ряде участков (горы Див и Трехглавая) граница между ними проводится условно.

Анизийские известняки серого и светло-серого цвета, слоистые, с тонкими, более светлыми жилками кальцита. Микроскопически — микрозернистый кальцит с отдельными участками более крупнозернистого кальцита, в последних есть оглиненные участки. В шлифах видны перекристаллизованные обломки фауны.

Среди серых известняков встречаются пласты розовых, красных, зеленоватых.

В верхней части известняки на Чивчинах заменяются известняковыми брекчиями красного и розового цвета. Обломки в брекчии состоят из того же анизийского известняка, а цемент представлен красным, сильно железистым карбонатным песчаником.

Именно в этих брекчиях встречена в районе Солонцовки многочисленная фауна: *Entolium discites* Schl., *Lima* ex gr. *costata* Golgf., *Aequipecten* sp., характерная для анизийских отложений Румынии, Венгрии и т. п. Кроме того, в ручье Двурогий в глыбе известняков, сходных с анизийскими, встречены: *Rhynchonella* cf. *decurtata* Gir., *Rh.* cf. *mentzeli* Buch., *Terebratula* sp. В Раховском массиве в районе горы Соймул в глыбах пестрых известняков встречена *Rhynchonella* cf. *mentzeli* Buch. Указанные ринхонеллы являются руководящими формами анизийских отложений и даже по имени их назван декуртатовый горизонт.

В анизийских отложениях встречаются также повсеместно фораминиферы, позволяющие сопоставлять и коррелировать эти отложения в разрозненных обнажениях.

Доломитовая фация в анизийском ярусе распространена шире известняковой. Доломиты обычно серые, буровато- или желтовато-серые, массивные. В некоторых разностях наблюдается макрослоистость. Очень часто встречаются доломитовые брекчии. Фауна в доломитах отсутствует, не удалось обнаружить и остатки водорослей.

Таким образом, возраст их устанавливается по стратиграфическому положению: они залегают поверх известняков кампильского яруса и покрываются верхнеладинскими известняками. Наличие в верхней части их переотложенной анизийской фауны убеждает в том, что накопление их шло не только в анизийском, но и в ладинском веке.

Мощность анизийских отложений (если они не размыты) повсеместно более или менее одинакова — 40—70 *м*.

ЛАДИНСКИЙ ЯРУС (T_2l)

Отложения ладинского яруса развиты также очень широко в тех же двух фациях — доломитовой и известняковой, что и анизийские. Ладинские доломиты практически невозможно отличить от анизийских. На Чивчинах в нижнем течении ручья Двурогий в основании их встречен конгломерат, в гальке которого обнаружены красные анизийские известняки, а также серые известняки с выше приведенной фауной брахиопод.

Таким образом, устанавливается стратиграфическое несогласие между анизийскими и ладинскими доломитами.

На хребте Прелучном в доломитах встречен прослой (0,5 *м*) серых криноидных известняков с фауной фораминифер, свойственных верхнеладинским отложениям Раховского массива.

На Раховском массиве в основании доломитов, правда, только в одном месте (Рударня) также встречена галька пестрых известняков, и лежат они здесь непосредственно на палеозое. На Раховском массиве в северной полосе доломиты, по-видимому, отвечают только ладинскому возрасту, в то время как в южной полосе (Кузя) — всему среднему отделу триаса.

Известняковая фация ладинских отложений представлена разнообразными известняками. В основании ладинских известняков в ручье Див-правый располагаются серые кварциты. В шлифах видны зерна кварца размером 0,1—0,3 *мм*, изредка наблюдаются зерна мусковита, полевых шпатов. Цемент кварцевой регенерации. Мощность — 2 *м*.

Следующие выше известняки темно-серые или коричневато-серые, сильно песчанистые. В шлифах видно, что основная масса известняка состоит из разнозернистого кальцита с плохо сохранившимися органогенными структурами, с многочисленными зернами кварца, слюды, меньше кремнистых пород. Обломки угловатые, размером 0,1—0,3 *мм*. Именно в этих известняках собрана фауна: *Myophoria* aff. *curvirostris* Schl., *Entolium* cf. *discites* Schl., *Gryphaea* sp., *Lima* sp., *Aviculopecten* sp., *Oxytma* sp., брахиоподы, членики криноидей. Определявшая эту фауну Л. Д. Кипарисова считает, что, несмотря на руководящий анизийский вид *Entolium* cf. *discites* Schl., появление в массовом количестве *Gryphaea* sp. *Lima* sp., *Oxytoma* sp. дает право считать весь этот комплекс фауны ладинским. Мощность известняков здесь 10 *м*, но, конечно, это далеко не полная мощность.

Самым верхним членом ладинских отложений являются серые песчанистые, очень часто псевдоолитовые известняки. Эти известняки развиты как в Раховском районе, так и в Чивчинском. Располагаются они повсеместно трансгрессивно на нижележащих отложениях, знаменуя начало новой, (может быть, местной) трансгрессии.

Микроскопически известняки состоят из округленных сгустков гранулированного кальцита. Грануляция охватывает или весь эллипсоид, или только его край. Часто в центре комочка наблюдается обломок кварца. Размер эллипсоидов 0,2—0,5 *мм*, реже 0,8 *мм*. Основная масса состоит из хорошо раскристаллизованного среднезернистого кальцита. В нем также есть обломки кварца. Вся порода разбита тонкими трещинками, рассекающими и сгустки, и основную массу.

Мощность этих известняков на Чивчинах достигает 40 *м*, а в северной полосе Раховского массива — 60 *м*. В известняках встречена фауна кораллов *Procyclolites* aff. *dichotoma* Kb. (гора Чивчин), *Procyclolites* aff. *mojsvari* Voltz., *Pr.* sp. (ручей Маргитул), характерная для кассиановских слоев Альп, т. е. по современной стратиграфической шкале принадлежащая к верхней части ладинского яруса. Принимая во внимание, что фауна встречена в нижних слоях пачки известняков, не исключается принадлежность их в верхней части к карнийскому ярусу.

КАРНИЙСКИЙ ЯРУС ($T_3к$)

Отложения, уверенно относимые к карнийским, развиты на очень ограниченной площади. По-видимому, во время юрских размывов они наиболее пострадали. В Чивчинских горах они известны только в долине р. Сарата в ручье Глыбовом. Это пестрые, серые, розовые, красные, белые известняки с раковистым изломом, с линзами и желваками кремней.

Микроскопически известняки мелкокристаллические с агрегатно-поляризационным строением. На фоне основной массы наблюдаются более светлые круглые зерна, выполненные кристаллическим кальцитом, иногда имеющие зубчатые края и реликты органической структуры. Это остатки радиолярий, в которых, по-видимому, кремнезем оказался замещенным кальцитом.

Карнийский возраст их определяется по фауне *Halobia moluccana* Wanner. В Раховском массиве карнийские отложения выявлены также только в одном месте — в междуречье Тисы и Косовки на перевале Рударня. Они располагаются здесь стратиграфически несогласно на ладинских доломитах и представлены светло-серыми, коричневато-серыми кристаллическими известняками, разбитыми многочисленными

трещинами, заполненными белым кальцитом. В этих известняках встречена фауна: *Pecten* cf. *tetiuchensis* Kipar., *Aviculopecten* aff. *wissmanni* Münst, *Waldheimia* ex gr. *edlingeri* Assm., *Wörthenia tornguisti* Assm. Определившая их Л. Д. Кипарисова считает, что эти формы характеризуют нижнекарнийские отложения, хотя могут встречаться и в верхнеладинских.

Видимая мощность карнийских известняков здесь не превышает 20 *м*.

Несомненно, что в своем первичном расположении карнийские осадки не ограничивались указанными пунктами. Возможно, что одновременно с указанными известняками шло формирование известняков верхней части, ранее описанной верхнеладинской толщи.

НОРИЙСКИЙ И РЭТСКИЙ ЯРУСЫ

Отложения этих ярусов на территории Советских Карпат не встречены, но в более южных частях Восточных Карпат — в Румынии, в бассейне р. Молдовы находились глыбы красных известняков с фауной норийских аммонитов: *Rhacophyllites despectus* Mojs., *Megaphyllites insectus* Mojs. и др.

Что касается рэтских отложений, то, по-видимому, на всей площади Восточных Карпат они отсутствовали, так как в это время Карпаты оказались подняты над уровнем моря.

ЛИТЕРАТУРА

Букатчук П. Д. К вопросу стратиграфии и изученности триасовых отложений севера Буковинских Карпат. «Научн. докл. высш. школы», сер. геол.-геогр. наук, 1959, № 2.

Гофштейн И. Д. К стратиграфии мезозоя Чивчинских и Северо-Буковинских Карпат. «Геол. сборник Львовск. геол. о-ва», 1954, № 1.

Славин В. И. О мезозойской истории Карпат. «Уч. зап. МГУ», сер. геол., 1956, вып. 176.

Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Andrusov D. Geologické výzkumy v podkarpatské Rusi v letech 1932—1934. «Carpatica», 1936. Praze.

Hauer F., Richthofen F. Bericht über die geol. Uebersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn. «Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt», 1859, bd. 10, h. 3.

Pazdro Z. Pasmá gór Czywczyńskich. «Roczn, Polsk. towarz. geol.», 1934, t. 10.

Paul K. Grundzüge der geologie der Bukowina. «Jahrb. d. k. k. Reich.», 1876, bd. 26.

Uhlig V. Beiträge zur Geologie der West—Galizischen Karpathen. «Jahrb. d. k. k. geol. Reich.», 1883, bd. 33.

Vetters H. Kleine Beitrage zur Geologie der Bukowina. «Jahrb. d. k. Kgeol. Reich.», 1905, bd. 55.

Zapalowicz H. Eine geol. Skisse der Östlichen Teiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpaten. «Jahrb. k. k. geol. Reich.», 1886, bd. 36.

Н. А. ЕФИМОВА

О ФАУНЕ ФОРАМИНИФЕР ИЗ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Фораминиферы триасовых отложений Советских Карпат до настоящего времени систематически не изучались, отмечалась лишь случайная находка фораминифер в пестроцветных отложениях нижнего триаса (Славин, 1963). Это связано с относительно редкой их встречаемостью, только в отдельных прослоях, хотя иногда и в значительном количестве.

Сохранность раковин обычно плохая из-за сильной перекристаллизации пород. Приурочены фораминиферы главным образом к известнякам, что затрудняет возможность выделения раковин. Мелкие размеры и плохая сохранность делают невозможным изготовление ориентированных шлифов, так что методом изучения фораминифер в основном было исследование неориентированных сечений.

В литературе триасовые фораминиферы, как и большинство мезокайнозойских, описаны преимущественно по внешней форме. Отсюда определение их родов и видов по неориентированным сечениям в большинстве случаев может быть сделано пока только предположительно, что снижает уверенность в датировке возраста вмещающих пород. Кроме того, триасовые фораминиферы вообще в настоящее время изучены еще недостаточно и мало используются для стратиграфических корреляций и пока не применяются для детальных биостратиграфических подразделений.

Первые фораминиферы из триасовых отложений альпийской области были описаны Швагером (C. Schwager, 1864). Он нашел семь видов родов *Dentalina, Marginulina, Cristellaria, Textularia* и *Globulina.* Из последующих работ второй половины XIX в. для нас представляет особый интерес работа Борнеманна (I. Bornemann, 1885), в которой автор описал по сечениям четыре вида фораминифер из раковинного известняка среднего триаса Тюрингии. Он отнес их к уже известным родам, распространенным от перми до настоящего времени (*Ammodiscus, Trochammina, Nodosaria* и *Dentalina*).

Кирхнер (H. Kirchner, 1925, 1926) нашел 11 видов фораминифер в отложениях раковинного известняка (средний триас) Баварии. Из них один вид новый. Эти виды относятся к 8 родам — *Ammodiscus, Trochammina, Cornuspira, Nubecularia, Spiroloculina, Nodosaria, Dentalina, Marginulina.*

Интересна для нас работа Вирца (A. Wirz, 1945), где по сечениям описаны фораминиферы из ладинского яруса альпийского триаса.

Таппан (H. Tappan, 1951) описывает с поверхности фораминиферы верхнего триаса Аляски. Эта фауна включает 26 новых видов, принадлежащих 13 родам и 9 семействам. Около половины всех видов относится к семейству Lagenidae.

В последнее время появились небольшие заметки о фораминиферах триаса Польши. Белецкая (W. Bielecka, 1956) указывает на находку агглютинированных фораминифер (*Haplophragmoides*) в среднем триасе северо-западного окаймления Свентокшиских гор. Работу В. Белецкой дополняют данные Стык (O. Styk, 1958). В пестром известняке нижнего триаса, раковинном известняке среднего триаса на территории Польши ею были найдены *Nodosinella* sp., *Spirilina* sp., *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Rotalia* sp.

Глинтцбокель (Ch. Glintzboeckel, 1956) отмечает находку Trocholina в среднем триасе Южного Туниса.

Интересна работа Хо (Ho Yen, 1959), в которой описан специфический комплекс фораминифер из известняка Chialingkiang (T_{2+3}) Южного Китая. Хо было изучено и описано 28 видов фораминифер по шлифам, принадлежащих к тринадцати родам, из них 1 род и 12 видов новые. Распространение фораминифер по разрезу позволило Хо выделить ряд возрастных подразделений. По данным Хо, фораминиферы известняка Chialingkiang представлены главным образом семейством Ammodiscidae (*Glomospira, Glomospirella, Ammodiscus, Arenovidalina*).

Шелл и Кларк (W. Schell and D. Clark, 1960) описали из нижнего триаса Невады 5 видов фораминифер, из них 2 — новых. Эти фораминиферы выделены из известняка при помощи ледяной уксусной кислоты и описаны с поверхности.

Из работ самых последних лет интересны работы болгарской исследовательницы Трифоновой (Ек. Трифонова, 1962; П. М. Йовчева и Ек. Трифонова, 1964). В работе 1962 г. автор приводит описание с поверхности и изображение фораминифер из отложений верхнего триаса Котельского района (Балкони). Из нижнекарнийских известняков определены 22 вида, из них 7 — новых. Из отложений верхнего карния указываются лишь единичные экземпляры Trochammina и остракод. Из низов норийского яруса (мергельно-известковый горизонт) определено 17 видов, из них 8 — новые. Преобладают семейства Ammodiscidae (5 родов) и Lagenidae (5 родов).

В работе 1964 г., касающейся стратиграфии мезозоя Плевенской нефтеносной области, Ек. Трифонова приводит микрофаунистические ассоциации, характерные для среднего и верхнего триаса (в нижнем триасе микрофауна не была найдена). Для среднего триаса автор указывает *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho, *Spirilina gurgitata* Tapp., *Dentalina* sp. Ho и *Ostracoda* для верхнего триаса — *Discorbis? pristina* Tapp., *Gaudryina triassica* Trif., *Trochammina* sp., *Thurammina* sp., *Spirilina* cf. *gurgitata* Tapp., *Dentalina* sp. *Ho* и *Ostracoda*.

В Советском Союзе систематическое и монографическое изучение фораминифер триаса по существу начато только в последнее десятилетие исследованиями А. Д. Миклухо-Маклая и А. А. Герке. В работе 1952 г. А. Д. Миклухо-Маклай впервые для СССР указывает на присутствие фораминифер в различных типах известняков норийского яруса триасовых отложений Северного Кавказа. В серии работ А. А. Герке очень детально описывает фораминифер триаса. Особено большое значение для изучения триасовых фораминифер имеют его монографии 1957 и 1961 гг. (Герке, 1957, 1961), где он дает описания фораминифер севера Центральной Сибири и северо-восточных районов СССР.

А. А. Герке, исследуя выделенные из породы экземпляры, изучал их внутреннее строение путем просвечивания в глицерине, изготовления пришлифовок и шлифов.

Подведя итог рассмотренным литературным данным, можно сделать вывод, что большинство авторов описывали триасовых фораминифер или только по внешней форме или только по случайным срезам.

В связи с различной методикой их изучения возникает трудность определения фораминифер триаса; сопоставление видов, описанных по сечениям, и видов, известных лишь с поверхности, нередко произвольно, а иногда и просто невозможно. Как уже говорилось, все это пока сокращает возможность использования триасовых фораминифер в стратиграфических целях.

В Советских Карпатах триасовые отложения выходят на поверхность в трех разобщенных участках: на Раховском массиве, в Чивчинских горах и в верховьях бассейна р. Угольки. Нами изучался материал из всех этих районов, но фораминиферы были встречены в породах только двух первых.

Лучшие обнажения пород триаса с наибольшим количеством фораминифер находятся в Чивчинских горах, хотя и здесь нет полного непрерывного разреза, который можно было бы принять за опорный.

Изучение распределения фораминифер по отдельным выходам триасовых отложений позволило выделить три различных комплекса фораминифер, или три зоны, дающих возможность сопоставить и увязать эти разрозненные выходы.

Подробное описание разрезов, в которых изучались фораминиферы, приводится в статье В. И. Славина, помещенной в настоящем сборнике.

Первый комплекс фораминифер встречен в темно-серых мелкозернистых известняках в районе хребта Прелуки (Чивчинские горы).

В верховьях ручья Двурогого и в одном километре к западу от него в известняках, лежащих под доломитами, найдены сходные комплексы фораминифер, а также обломки раковин пелеципод, гастропод, остракод, серпулид и членики криноидей.

Фораминиферы здесь довольно многочисленны, хотя родовой и видовой состав их весьма однообразен. Самыми характерными являются: *Ammodiscus incertiformis* sp. nov. (табл. I, фиг. 1, 2, 3), *Hyperammina* (?) ex gr. *proneptis Schleifer,* редко встречаются однорядные лагениды (табл. I, фиг. 4).

На Раховском массиве на горе Соймул (северо-западный склон) в черных плитчатых известняках, по литологии сходных с известняками хребта Прелуки, встречены плохой сохранности сечения аммодискусов, которые только предположительно можно отнести к тому же виду, что и формы хребта Прелуки.

По бедности родового состава первый комплекс напоминает ассоциацию фораминифер, указанную А. А. Герке (1961) из нижнетриасовых отложений Нордвикского района, где из песчанистых фораминифер преобладают гипераммины и отчасти аммодискусы. Среди известковых фораминифер указываются Dentalina splendida Schleifer. В нашем материале, по-видимому, имеются близкие к ней формы. Возраст горизонта с нижнетриасовыми фораминиферами А. А. Герке определяет как оленекский.

Так как в одном из разрезов на хребте Прелуки совместно с фораминиферами этого комплекса встречены пелециподы, весьма типичные для кампильских слоев нижнего триаса Восточных и Западных Карпат (*Myophoria costata* Ziet., *M.* ex gr. *laevigata* Ziet., *Gervilleia modiola* Frech. и *Gervilleia* sp.), то мы считаем возможным использовать этот комплекс как руководящий для кампильских отложений Советских Карпат.

Второй комплекс приурочен к светло-серым, розовато-серым мраморизованным известнякам рифогенного типа, развитым преимущественно в пределах известняковой фации Чивчинских гор. Известняки микрозернистые, с комковатой структурой, кальцит часто перекристаллизован. В шлифах, кроме фораминифер, встречаются обломки мшанок, остатки иглокожих, гастроподы, остракоды и членики криноидей, а также многочисленные сифоновые водоросли.

Отложения с фораминиферами этого комплекса встречены нами в четырех разрезах обнажений на хребте Ротондул, в ручье Болтагул, в районе горы Черный Див и в бассейне р. Солонцовка (с северо-запада на юго-восток). Это самый богатый и разнообразный комплекс, имеющий уже специфический мезозойский облик.

В известняках, расположенных к северу от вершины горы Черный Див, наиболее часто встречаются *Endothyranella saratensis* sp. nov. (табл. I, фиг. 7, 8), *Trochammina* (?) *pulchra* sp. nov. (табл. I, фиг. 5, 6) и многочисленные водоросли *Acicularia* sp.

Можно предполагать, что известняки, содержащие эту фауну, отлагались в мелководных условиях вблизи водорослевого рифа. На хребте Ротондул и в разрезе ручья Болтагул встречаются те же формы, но нет столь многочисленных водорослей.

В бассейне реки Солонцовка в верхней части известняковой толщи встречается известняковая брекчия с многочисленными пелециподами *Entolium discites* Schl., *Lima* ex gr. *costata* Goldf., *Aequipecten* sp. По мнению Л. Д. Кипарисовой, эти пелециподы имеют анизийский возраст. В этих же известняках найден специфический комплекс фораминифер со значительным преобладанием лагенид. Из этого разреза фораминиферы изучались в шлифах, а также были выделены из породы путем растворения в уксусной кислоте (в виде внутренних ядер). Самыми характерными формами здесь являются *Frondicularia* ex gr. *lepida* Gerque. *Fr.* ex gr. *reliqua* Gerque, *Nodosaria* sp., *Dentalina* ex gr. *communis* Orb. (табл. I, фиг. 10—14), а также встречаются *Trochammina* (?) *pulchra* sp. nov., *Ammobaculites* sp. (табл. I, фиг. 9).

Лагениды пока еще недостаточно изучены, не сопоставлены сечения и выделенные экземпляры, поэтому их описания здесь не приводятся.

По геологическим данным и согласно определению пелеципод, известняки со вторым комплексом относятся к отложениям анизийского яруса.

На Раховском массиве в известняках, относимых В. И. Славиным (1965) к анизийским, подобный микрофаунистический комплекс нами не наблюдался.

Третий комплекс фораминифер распространен в толще обломочных, местами псевдооолитовых, темно-серых известняков, развитых, главным образом, на Раховском массиве; в Чивчинских горах аналогичный комплекс найден лишь в маломощном прослое известняка среди мощной доломитовой толщи.

На Раховском массиве в разрезе Каменешти (левый берег р. Тиса),

в верховьях ручья Маргитул, на горе Соймул и на водоразделе ручьев Радомир и Б. Берлебаш комплексы фораминифер очень сходны. Наиболее характерны и многочисленны: *Verneuilina* sp. *N 1* и *V.* sp. *N 2, V.* sp. *N 3* (табл. II, фиг. 1—10). *Lenticulina* sp. (табл. II, фиг. 11—14), встречаются также *Trocholina* sp. *N 1* и *T.* sp. *N 2* (табл. II, фиг. 15—16) (в разрезе Каменешти и на водоразделе ручьев Радомир и Б. Берлебаш).

Третий комплекс близок к сообществу, описанному А. Вирцем (A. Wirz, 1945) из ладинских отложений Восточных Альп. Одновременно встреченные сечения *Lenticulina* sp. сходны с *Lenticulina cassiana* (Gumbel) из слоев Сан Кассиан верхов ладинского яруса Австрийских Альп. (C. Gumbel, 1869). Кроме того, по-видимому, в закарпатском материале имеются близкие виды к видам годриин, установленным Ек. Трифоновой (1962) в карнийских отложениях Котельского района Болгарии. К сожалению, о полной тождественности их говорить пока трудно, так как наши формы известны по сечениям, а годриины Ек. Трифоновой только с внешней поверхности.

В известняках с третьим комплексом в верховьях ручья Маргитул встречены кораллы *Procyclolites* aff. *moisvari* Voltz., *Pr.* sp., характерные для кассиановских слоев верхнеладинских отложений Альп.

Все эти данные позволяют относить слои с третьим комплексом фораминифер к ладинскому ярусу, скорее всего, к его верхней части, а, возможно, частично и к низам карнийского яруса.

Полученные первые результаты изучения фораминифер дают возможность предполагать, что при дальнейшем углубленном изучении фораминиферы будут являться хорошими руководящими ископаемыми для корреляции бедных по макрофауне триасовых отложений Советских Карпат.

ОПИСАНИЕ

СЕМЕЙСТВО HYPERAMMINIDAE

РОД *HYPERAMMINA* H. B. BRADY, 1878

Hyperammina? ex gr. *proneptis* Schleifer

Раковины мелкие в виде узкой трубки с почти постоянным диаметром, с округленным основанием без обособления начальной камеры. Устьевой конец обычно обломан.

Длина неполных экземпляров 0,25—0,30 *мм,* диаметр трубки 0,02—0,05 *мм.*

Стенка состоит из тонкозернистого кальцита, причем отдельные зерна неориентированы. Толщина стенки 0,008—0,009 *мм.*

В шлифах встречаются чаще всего поперечные сечения или несколько скошенные.

Сравнение. Встреченные экземпляры по форме раковины сходны с *Hyperammina proneptis* Schleifer, описанной А. А. Герке из нижнетриасовых отложений Нордвикского и Оленекского районов, но отличаются меньшими размерами и меньшей шириной трубки, а также тонкозернистой кальцитовой стенкой. Согласно последнему признаку, возможно, их следует относить к р. *Earlandia.*

Местонахождение и возраст. Район хребта Прелуки и гора Соймул; нижний триас; руч. Стрымба; верхняя пермь.

СЕМЕЙСТВО AMMODISCIDAE

РОД *AMMODISCUS* REUSS, 1861

Ammodiscus incertiformis[1] sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2, 3

Ammodiscus incertus: Bornemann, 1885, S. 293, Fig. 3—5;
Kirchner, 1924, SS. 6—8, Taf. I, Fig. 1—3;
Ho Jen, 1959, pp. 407, Pl. 1, fig. 1—11.

Раковина мелкая, дисковидная, с низкой очень медленно возрастающей спиралью; плоская или слабо вогнутая с боков.

Число оборотов 4—6, чаще 5. Диаметр равен 0,20—0,25 *мм;* толщина в краевой части 0,065 *мм,* в центральной 0,045—0,050 *мм;* высота последнего оборота 0,015—0,020 *мм,* первого — 0,010 *мм.* На продольном сечении видны слабые сливающиеся боковые утолщения по оборотам.

Стенка известковая тонкозернистая, очень тонкая.

Сравнение. Под названием *Ammodiscus incertiformis* sp. nov. объединяются аммодискусы, имеющие раковины мелкие плоско-чечевицеобразные с тонкой известковой тонкозернистой стенкой (секреционной?), с компактной спиралью. Четко выраженные, сливающиеся в сплошной слой боковые утолщения придают раковинам этого вида сходство с хемигордиусами. Это сходство усиливается еще тем, что ось навивания оборотов (1—2) ранней стадии их развития иногда несколько колеблется. Подобные аммодисциды были описаны уже из триасовых отложений Тюрингии, Баварии и Китая под названием *Ammodiscus incertus.* Наши формы близки к ним по размеру, при том же числе оборотов, но отличаются более тонкой и более тонкозернистой стенкой, а также четко выраженными боковыми утолщениями.

Местонахождение и возраст. Район хребта Прелуки и гора Соймул; нижний триас руч. Стрымба; верхняя пермь.

СЕМЕЙСТВО LITUOLIDAE

РОД *AMMOBACULITES* CUSHMAN, 1910

AMMOBACULITES? SP.

Табл. I, фиг. 9

Сечения раковин *Ammobaculites* sp. были встречены только в виде отдельных сегментов однорядной части. Целые раковины, по-видимому, очень крупные, так как даже сегменты, состоящие из двух камер, имели в длину до 1,14 *мм* при ширине 0,72 *мм.* Камеры высокие, в продольном сечении имеют сердцевидную форму, в поперечном круглые.

Стенка известковая грубоагглютинированная, состоит из крупных зерен кальцита и мелких раковин фораминифер, сцементированных тонкозернистым кальцитом. Толщина стенки равна 0,10—0,14 *мм.*

Устье находится на выпуклой фронтальной поверхности; характер его остался неизвестным.

[1] Подобный аммодискусу A. incertus.

Сравнение. По очертанию камер в продольном сечении, известковой грубоагглютинированной стенке, триасовые аммобакулиты (?) очень напоминают среднекаменноугольных хаплофрагмин Подмосковного бассейна.

Местонахождение и возраст. Бассейн р. Солонцовки; анизийский ярус.

СЕМЕЙСТВО ENDOTHYRIDAE

РОД *ENDOTHYRANELLA* GALLOWAY ET HARLTON, 1930

ENDOTHYRANELLA SARATENSIS[1] SP. NOV.

Табл. I, фиг. 7, 8

Раковина небольшая, состоящая из округлой спиральной части с эндотироидным навиванием и прямой однорядной. Спиральная часть состоит из полутора-двух оборотов и восьми-девяти камер; однорядная из пяти. Однорядная часть по мере роста слабо расширяется к устьевому концу. Наибольший диаметр спиральной части равен 0,22 *мм;* наибольшая же ширина однорядной части равна 0,17 *мм*. Общая длина раковины достигает 0,56 *мм*. Камеры в однорядной части уплощенные, их ширина превышает высоту примерно в 1,5 раза.

Стенка тонкая, однороднозернистая, состоит из очень мелких зерен кальцита; толщина ее равна 0,02 *мм*.

Устье базальное в спиральной части и конечное в однорядной со слегка намечающейся шейкой.

Сравнение. Эндотиранеллы впервые отмечаются в триасе. Триасовые эндотиранеллы очень сходны с эндотиранеллами, известными из каменноугольных отложений Русской платформы и Северной Америки, отличаясь в среднем меньшим числом камер в спиральной части, относительно сильно уплощенной формой камер однорядной части и характером приустьевых образований.

Местонахождение и возраст. Район горы Черный Див (р. Сарата), ручей Болтагул; анизийский ярус.

СЕМЕЙСТВО TROCHAMMINIDAE

РОД *TROCHAMMINA* PARKER ET JONES, 1859

TROCHAMMINA? PULCHRA[2] SP. NOV.

Табл. I, фиг. 5, 6

Trochammina sp. Wirz, 1945, S. 44, Taf. 71, Fig. 26.

Раковина мелкая, хрупкая, в форме низкого конуса с уплощенной вершинной поверхностью, состоит из двух оборотов. Диаметр основания раковины колеблется от 0,26 *мм* до 0,44 *мм;* высота конуса 0,20—0,26 *мм*. Диаметр превышает высоту в среднем в 1,8 раз. Число камер в последнем обороте 8—9. В центре раковины замыкается своеобразная умбиликальная полость (?) (табл. I, фиг. 6).

Стенка известковая тонкая, очень тонкооднороднозернистая.

---

[1] По названию р. Сарата.

[2] Красивая.

Сравнение. По контуру сечения через основание раковины и размерам раковина описываемого вида очень сходна с *Trochammina* sp., встреченной Вирцем (Wirz, 1945) в отложениях ладинского яруса Восточных Альп. Однако продольные сечения *Trochammina* sp. Wirz значительно отличаются от карпатских характером расположения камер.

Замечание. В шлифах было встречено много осевых, поперечных и скошенных сечений, принадлежащих этому виду. Хотя по сечениям не все признаки вида могут быть выявлены сразу, они настолько характерны, что легко узнаются по неориентированным шлифам. Данный вид может быть хорошим показателем возраста вмещающих пород. Мы относим его под вопросом к роду *Trochammina,* так как хотя по низко коническому навиванию и расположению камер этот вид соответствует характеристике этого рода, но отличается по строению стенки.

Местонахождение и возраст. Район горы Черный Див (р. Сарата), ручей Болтагул и гора Ротондул; анизийский ярус.

СЕМЕЙСТВО ATAXOPHRAGMIIDAE

РОД *VERNEUILINA* ORBIGNY, 1840

Verneuilina (?) sp. N 1

Табл. II, фиг. 1—3

Раковина маленькая, коническая, в осевом сечении треугольно-округлая, двухрядная. В осевом сечении количество камер 6—9, чаще всего 7. Камеры округлые, начальная камера маленькая 0,02—0,04 *мм,* первые 3—4 камеры также маленькие, а последующие быстро возрастают. Две последние камеры обычно самые крупные, они занимают примерно $^1/_3$ от общей длины раковины. Длина раковины 0,20—0,32 *мм,* наибольшая ширина 0,12—0,18 *мм.*

Стенка известковая, тонкая, тонкозернистая.

Сравнение. Осевые сечения раковин *Verneuilina* (?) sp. N 1 по своим размерам и общим очертаниям очень близки к таковым, описанным Вирцем (Wirz, 1944), как сечения текстуляриид, из ладинских отложений Восточных Альп, но экземпляры Вирца отличаются более грубозернистой агглютинированной стенкой.

Замечание. Отнесение наших форм к роду *Verneuilina* является в некоторой степени условным, так как мы уверенно не знаем, двурядны они или трехрядны на всем протяжении раковины или частично двурядны, а частично трехрядны. Встреченные поперечные сечения состоят как из двух, так и из трех камер. Возможно, их надо относить к роду *Gaudryina.*

Местонахождение и возраст. Гора Соймул, ручей Маргитул; ладинский ярус — низы карнийского (?) яруса.

Verneuilina (?) sp. N 2

Табл. II, фиг. 6, 7

Раковина небольшая, удлиненно-коническая, слабо расширяющаяся к устьевому концу или с почти параллельными боковыми сторонами. В осевом сечении двухрядная. Камеры треугольно-округлой формы в осевом сечении. Число камер в осевом сечении 11—12. Нарастание

камер по величине постепенное, 6—8 последних камер примерно одинаковы по величине. Длина раковины 0,36—0,40 *мм*, наибольшая ширина 0,16—0,20 *мм*.

Стенка известковая тонкозернистая.

Сравнение. Отличается от *Verneuilina* (?) sp. N 1 слабо расширяющейся удлиненной раковиной.

Местонахождение и возраст. Ручей Маргитул; ладинский ярус — низы карнийского (?) яруса.

Verneuilina (?) sp. N 3

Табл. II, фиг. 4, 5, 8—10

Раковины небольшие, конические, в осевом сечении двухрядные; в скошенных сечениях наблюдается трехрядное расположение камер. В боковых сечениях характерен округлый контур камер. Камеры быстро возрастающие по величине во взрослой стадии роста. Начальная камера маленькая 0,003—0,004 *мм*, последующие камеры крупные и почти одинаковые по размеру. Количество камер 5—9. Длина раковины 0,28—0,38 *мм;* наибольшая ширина 0,24—0,36 *мм*.

Стенка известковая тонкая, тонкозернистая.

Сравнение. Отличается от *Verneuilina* sp. *N 1* и *V.* sp. *N 2* крупными высокими камерами, примерно одинаковыми по величине.

Местонахождение и возраст. Левый берег р. Тисы (разрез Каменешти), ручей Маргитул; ладинский ярус — низы карнийского (?) яруса.

СЕМЕЙСТВО SPIRILINIDAE

РОД *TROCHOLINA* PAALZOW, 1922

Trocholina sp. N 1

Табл. II, фиг. 15

Раковина небольшая, уплощенно-коническая с округленной вершиной. Брюшная сторона слегка выпуклая. Количество оборотов 4—6. Трубчатая камера довольно большого диаметра. Размеры встреченных экземпляров несколько колеблются. У мелких высота 0,22—0,28 *мм*, диаметр брюшной стороны 0,26—0,54 *мм*, а самый крупный экземпляр имеет высоту 0,52 *мм* и диаметр брюшной стороны 0,98 *мм*. Отношение диаметра к высоте 1,9.

Стенка светлая, в шлифах перекристаллизованная.

Сравнение. Мелкие раковины из разреза Каменешти по форме сходны с таковыми *Trocholina biconvexa minor*, описанными Оберхаузером из карнийских отложений Западных Альп. Однако в настоящее время мы не располагаем полным набором признаков, необходимых для отождествления закарпатского и альпийского видов трохолин.

Местонахождение и возраст. Левый берег р. Тисы (разрез Каменешти); ладинский ярус — низы карнийского (?).

Trocholina sp. N 2

Табл. II, фиг. 16

Раковины мелкие, конические со сглаженной вершиной, в осевом сечении округленно треугольные. Брюшная сторона чаще плоская, иногда слегка выпуклая. Количество оборотов 7—9. Высота раковины 0,24—0,26 *мм*, диаметр брюшной стороны 0,26—0,32 *мм*. Отношение диаметра к высоте 1,1—1,25.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Стенка светлая в шлифах, перекристаллизованная.

Сравнение. Отличается от *Trocholina* sp. N 1 большей высотой и уплощением брюшной стороны; кроме того, диаметр трубчатой камеры у *Trocholina* sp. N 2 несколько меньше, чем у *Trocholina* sp. N 1. По форме осевого сечения и размерам *Trocholina* sp. N 2 сходна с трохолинами, описанными Глинтцбокелем (*Glintzboeckel,* 1956) из среднего триаса Туниса.

Местонахождение и возраст. Водораздел ручьев Радомир и Б. Берлебаш; ладинский ярус — низы карнийского (?) яруса.

Таблица I

Фиг. 1—3. *Ammodiscus incertiformis* sp. nov. Хребет Прелуки, ручей Стрымба; верхняя пермь — нижний триас:
1 — осевое сечение, ручей Стрымба, шлиф 162/21, ×75; *2, 3* — поперечное сечение, хребет Прелуки, шлиф 147/18, ×75

Фиг. 4. Lagenidae. Хребет Прелуки нижний триас, осевое сечение, шлиф 142/18, ×100

Фиг. 5—6. *Trochammina pulchra* sp. nov. Река Сарата, анизийский ярус: *5* — продольное сечение, шлиф 153/19, ×75; *6* — поперечное сечение через основание, шлиф 153/19, ×75

Фиг. 7—8. *Endothyranella saratensis* sp. nov. Река Сарата, анизийский ярус: 7 — продольное сечение, шлиф 153/19 ×75; *8* — продольное сечение, шлиф 154, ×75

Фиг. 9. *Ammobaculites* sp. Река Солонцовка, анизийский ярус, продольное сечение, шлиф 186/5, ×75

Фиг. 10. *Nodosaria* sp. Река Солонцовка, анизийский ярус, продольное сечение, шлиф 178, ×65

Фиг. 11—13. *Frondicularia* ex. gr. *reliqua* Gerque. Река Солонцовка, анизийский ярус: *11* — продольное сечение, шлиф 178, ×75; *12, 13* — раковины, полученные путем растворения в уксусной кислоте, обр. 178, ×75

Фиг. 14. *Dentalina* ex. gr. *communis* Orb. Река Солонцовка, анизийский ярус, раковина, полученная путем растворения в уксусной кислоте, обр. 178, ×75

Таблица II

Фиг. 1—3. *Verneuilina* sp. N1. Гора Соймул, ручей Маргитул, ладинский ярус: *1* — продольное сечение, гора Соймул, шлиф 64/10, ×75; *2* — продольное сечение, ручей Маргитул, шлиф 106, ×75; *3* — скошенное продольное сечение, гора Соймул, шлиф 64/10, ×75

Фиг. 4, 5, 8—10. *Verneuilina* sp. N 2: *4* — скошенное продольное сечение, ручей Маргитул, шлиф 106, ×75; *5* — боковое сечение, разрез Каменешти, шлиф 32, ×75; *8* — скошенное продольное сечение, разрез Каменешти, шлиф 32, ×75; *9, 10* — боковое сечение, ручей Маргитул, шлиф 106, ×75

Фиг. 6, 7. *Verneuilina* sp. N 3. Ручей Маргитул, ладинский ярус: *6* — продольное сечение, шлиф 97/12, ×75; *7* — несколько скошенное продольное сечение, шлиф 106, ×75

Фиг. 11—14. *Lenticulina* sp. Ручей Маргитул, разрез Каменешти, хребет Прелуки, ладинский ярус:
11 — экваториальное сечение, разрез Каменешти, шлиф 32, ×45; *12* — осевое сечение, ручей Маргитул, шлиф 107/12, ×75; *13* — скошенное осевое сечение, ручей Маргитул, шлиф 102, ×45; *14* — скошенное осевое сечение, хребет Прелуки, шлиф 114 б/14, ×45

Фиг. 15. *Trocholina* sp. N 1. Разрез Каменешти, ладинский ярус, осевое сечение, шлиф Н-154, ×75

Фиг. 16. *Trocholina* sp. N 2. Водораздел ручьев Радомир и Б. Берлебаш, ладинский ярус, осевое сечение, шлиф Н-672, ×75

ЛИТЕРАТУРА

Герке А. А. Некоторые новые представители фораминифер из верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Арктики. «Сб. статей по палеонтологии». Л., изд. Ин-та геол. Арктики, 1957, вып. 3.

Герке А. А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири. «Тр. НИИ геол. Арктики», 1961, т. 120.

Герке А. А. Фрондикулярии из пермских, триасовых и лейасовых отложений севера Центральной Сибири. «Тр. НИИ геол. Арктики», 1962, т. 127.

Миклухо-Маклай А. Д. О триасовых фораминиферах Северного Кавказа. «Вестн. Ленингр. ун-та», 1957, № 10.

Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Bielecka W. Notes on triassic Foraminifera of the north.-west periphery of the Swiety Krzyz montains. «Bull. Inst. geol. Pologne», 1956, № 102.

Bornemann I. Beitrage zur Kenntnis des Muschelkalk insbesondere der Schichtenfolge und der Gesteine des unteren Muschelkalks in Thuringen. «Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst und Bergakademi zu Berlin», 1885, vol. 6.

Glintzboeclel Ch. Presence de Trocholines dans le Trias de la Tunisie. «C. R. Soc. geol. France», 1956, n°. 13.

Gumbel C. Uber foraminiferen Ostrakoden und mikroskopische Thier—Uberreste in den Saint—Cassianer und Raibler Schichten. «Jahrb. K.-k geol. Reichsanst.», 1869, vol. 19, N 1.

Ho Yen. Triassic Foraminifera from the Chialingkiang limestone of south Szechuan. «Acta paleontologica Sinica», 1959, vol. 7, N 5.

Kirchner H. Die Fossilen der Wurzburger Trias I Teil. «Foraminiferen und Echinodermen». Wurzbury, 1924.

Kirchner H. Neue Fossilfunde in frankischen Muschelkalk. «Zentralblat. Min. Abt. B. Geol. und Palaeont», 1925, N 1.

Kristan-Tollmann E. Entwicklungsreihen der Trias-Foraminiferen. «Palaontologische Zeitschrift», 1963, bd. 37, Nr. 1/2.

Oberhauser R. Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. «Jahrbuch der geolog. Bundesanstalt», 1957, bd. 100, H. 2.

Schell W., Clark D. Lower Triassic Foraminifera from Nevada. «Micropaleontology», 1960, vol. 6, No. 3.

Schwager C. In. Dittmar, A. V.: Die Contortazone. Munchen, 1864.

Styk O. Triassic microfauna in the neighborhood of Chrzanow and in the north-western part of the Mesozoic periphery of the Swiety Krzyz Mts. «Poland Instyt. Geol.», 1958, Biul. 121, t. 3.

Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska General Introduction and Part I. Triassic Foraminifera. «Geol., Surv. Profess. Paper», 1951, No. 236—A.

Трифонова Е. Фораминиферы от горния триас в Котленско-Източна Стара планина. «Годишник на управлението за геоложки проучвания», 1961, т. 12.

Йовчева П., Трифонова Е. Стратиграфия на мезозоя в Плевенската нефтоносна област (по Сондажни данни). «Годишник на главного управление по геология» 1964, т. 13.

Wirz A. Beitrage zur Kenntnis des Ladinikums in Gebiete des Monte San Giorgio. Trias fauna der Tessiner Kalkalpen. «Sch. Pal. Abhandl.», 1945, vol. 65.

С. Л. БЫЗОВА, Н. И. МАСЛАКОВА, Т. Н. ГОРБАЧИК

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ШИПОТСКОЙ СВИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Шипотская свита под именем шипотских слоев была впервые выделена Паулем в бассейне р. Сучавы еще в 1876 г. После долгих лет разного понимания ее объема и стратиграфического положения [1] в настоящее время свита понимается всеми исследователями однозначно как толща темных битуминозных осадков, залегающих в основании разреза мела в Шипотской (Черногорской) зоне. Нет разногласий также и в вопросах сопоставления свиты со слоями аудиа или черными сланцами в Румынии и с силезскими фациями нижнего мела в Польше.

В связи со скудностью палеонтологических находок и их плохой сохранностью точный возраст шипотской свиты до последнего времени оставался предметом дискуссии. Львовские геологи (Вялов, Дабагян, Кульчицкий, 1962, 1963) на основании определения фораминифер в кровле свиты всю ее относили к нижнему мелу.

Настоящая статья посвящена новым данным о возрасте свиты и о ее строении, полученным в результате наших исследований в юго-восточной части Советских Карпат.

Общая ширина Шипотской зоны здесь колеблется от 11 до 18 *км*. С юго-востока и с северо-запада она ограничена крупными разломами, по которым контактирует с двумя другими фациально-тектоническими зонами флишевой области Карпат — Раховской и Кросненской. Господствующими структурами в пределах зоны являются линейно-вытянутые складки — чешуи с сорванными северо-восточными крыльями. Картирование показало, что простирание структур в Шипотской зоне не совпадает с общим простиранием зоны, так как складки-чешуи под острым углом срезаются обоими разломами, ограничивающими зону.

Почти все антиклинальные складки сложены в ядрах породами шипотской свиты, в строении которой наблюдаются закономерные фациальные изменения в направлении, перпендикулярном к господствующему простиранию пород. Мы выделяем сейчас две фациальных подзоны, которые, как и большинство складок, протягиваются косо к простиранию зоны. Основанием для выделения подзон служит резкое различие в литологии свиты. Большую часть исследованной территории занимает собственно Шипотская подзона, внутри которой намечаются уже второстепенные фациальные различия — разные типы разреза свиты. Эти различия выражаются в основном в изменении мощности верх-

[1] История этого вопроса подробно рассмотрена в статье Н. И. Маслаковой (1965).

ней подсвиты и соотношения между песчаниками и аргиллитами во флише. У юго-западной границы зоны располагается другая фациальная подзона, названная нами Близницкой[1]. На рассматриваемой территории она имеет форму узкого клина, расширяющегося на северо-

Рис. 1. Схема распространения фаций шипотской свиты в пределах Шипотской (Черногорской) фациальной зоны:
I — Собственно Шипотская фациальная подзона, в том числе: Iа — скуповской тип разреза, Iб — мариенский тип разреза, Iв — пробийненский тип разреза, Iг — торниковский тип разреза, Iд — верхнеяловецкий тип разреза; II — Близницкая фациальная подзона, в том числе: IIа — приразломная полоса. Основные разрезы: Ск — Скуповая, Л — Людовец, М — Мариен, НЯ — Нижний Яловец, С — Сучава, Я — Яворник, П — Пробийновка, ВЯ — Верхний Яловец, Т — Торниковский

запад в сторону бассейна Тисы и выклинивающегося на юго-востоке в бассейне левых притоков Белого Черемоша. В бассейне правых притоков Белого Черемоша и р. Сучавы эта подзона неизвестна (рис. 1).

ШИПОТСКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ПОДЗОНА

Описание свиты мы начинаем с собственно Шипотской подзоны, где свита представлена в своем наиболее типичном виде и за небольшим исключением везде подразделяется на две подсвиты — нижнюю, преимущественно глинистую, и верхнюю со значительной ролью песчаников. Как уже отмечалось выше, в пределах этой подзоны строение свиты не остается постоянным, а испытывает более или менее закономерные изменения. Больше всего изменяются состав и мощность верхнешипотской подсвиты. В связи с этим мы выделяем в пределах подзоны 5 продольных участков с разным типом разреза шипотской свиты: 1) скуповский, 2) мариенский, 3) пробийненский, 4) верхнеяловецкий и 5) торниковский (рис. 1).

Лучше всего изучен нами **мариенский** тип разреза шипотской свиты. В бассейне р. Белый Черемош он представлен разрезом Мариен выше устья р. Лопушны и разрезом Нижний Яловец в нижнем течении р. Яловичоры; в бассейне р. Сучавы шипотская свита в этой фации вскрывается в ядрах и на юго-восточных крыльях трех складок-чешуй в районе сел. Шепот. На реке Черный Черемош хороший разрез этого типа вскрывается в районе устья р. Людовец (рис. 2).

Повсюду в этой полосе шипотская свита отчетливо делится на две подсвиты и каждая подсвита на несколько пачек.

Нижнешипотская подсвита представлена монотонной толщей черных аргиллитов. Ее основание и подстилающие свиту породы нигде на про-

[1] Термин предложен М. А. Беэром по названию горы в бассейне Черной Тисы.

тяжении зоны неизвестны. В наиболее полных и хорошо обнаженных разрезах в составе толщи выделяются четыре пачки.

1. Нижняя пачка описана нами только в разрезе по Черному Черемошу ниже устья р. Людовец. Она сложена преимущественно черными некарбонатными аргиллитами с редкими и небольшими (до 15 *см*) прослоями тонкополосчатых алевролитов. В составе глинистой части ритма средней мощностью порядка 80 *см* встречаются тонкие прослои зеленых аргиллитов. Сидериты встречаются в виде выклинивающихся прослоев толщиной не более 20—25 *см*. Видимая мощность пачки в этом обнажении 150 *м*. Никакими данными о ее возрасте мы не располагаем.

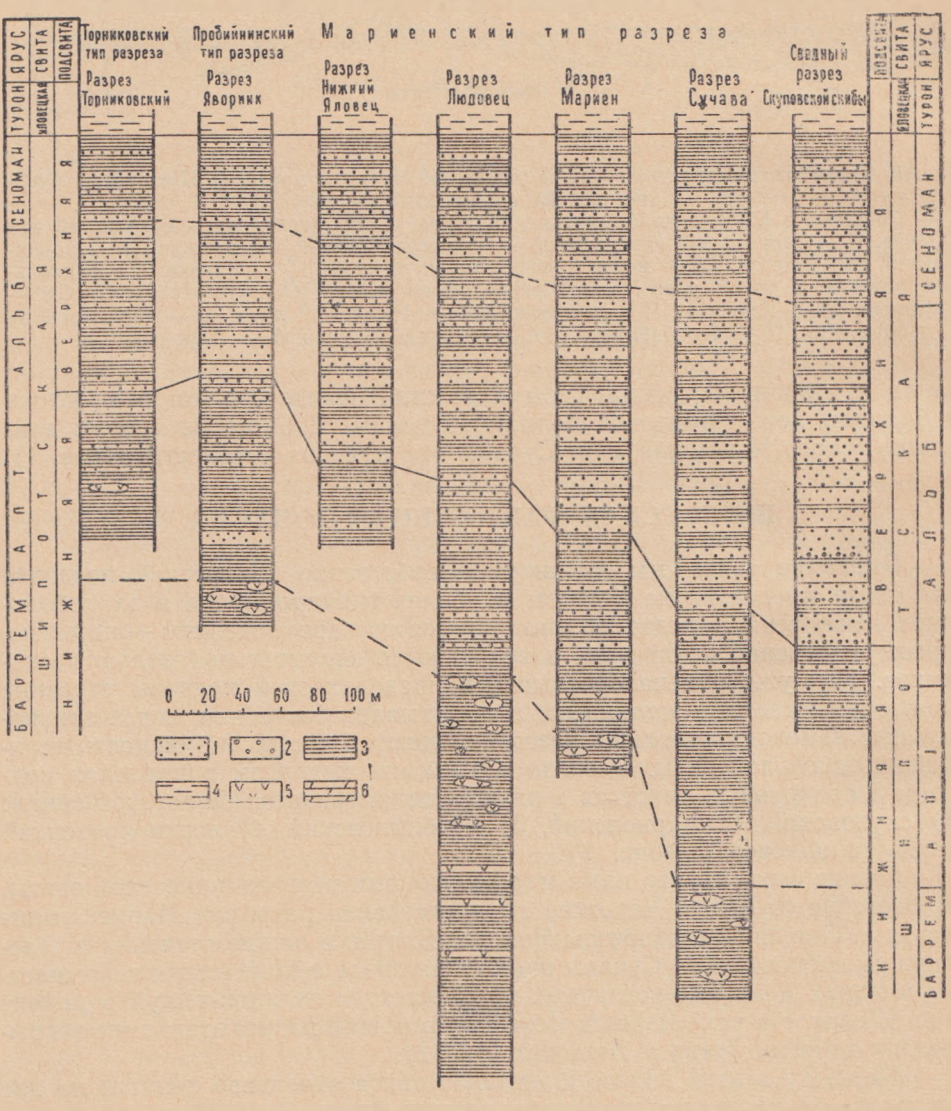


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов шипотской свиты в пределах собственно Шипотской фациальной подзоны:
1 — песчаники и алевролиты, 2 — гравелиты, 3 — аргиллиты и алевропелиты, 4 — красные глины, 5 — сидериты, 6 — мергели

2. Выше выделяется пачка, которая характеризуется присутствием сидеритов в виде крупных конкреций до 1,5 *м* и прослоев до 45 *см* толщиной. Основным фоном пачки по-прежнему остаются черные аргиллиты с тонкими (2—8 *см*) прослоями алевролитов. Толща может быть охарактеризована как мелкоритмичный глинистый флиш с мощностью ритмов до 50 *см* и сильным преобладанием второго элемента ритма. Мощность пачки порядка 80—100 *м*.

В мариенском разрезе, на р. Белый Черемош, где эти породы слагают ядро антиклинальной складки, в них было найдено плохо сохранившееся ядро аммонита, условно определенного В. В. Друщицем как *Craspedodiscus* sp., что позволяет говорить о доаптском возрасте вмещающих пород. Здесь найдены также единичные экземпляры агглютинированных фораминифер, видовое определение которых затруднено недостаточной изученностью встреченных форм. Отсюда определены *Reophax* aff. *minuta* Tappan, *Ammobaculites* sp., *Recurvoides* sp., *Plectorecurvoides* sp. и *Haplophragmoides* sp., к сожалению, не позволяющие судить о возрасте вмещающих пород. В известной мере условно мы относим эту пачку, как и нижележащую, к баррему.

3. Выше залегают черные и темно-серые преимущественно некарбонатные (изредка слабо карбонатные) аргиллиты с линзовидными тонкими прослоями сидеритов и с редкими тонкими прослоями серых алевролитов толщиной от 0,5 *см* до 5 *см*. Эта пачка уже меньше подходит под определение флиша, так как кроме нормальных ритмов содержит неполные ритмы, состоящие только из аргиллитов и сидеритов.

В этой пачке в разрезе Людовец были определены фораминиферы: *Hedbergella aptica* Agal., *Plectorecurvoides* aff. *alternans* Noth, *Haplophragmoides* sp.. *Reophax* sp., *Proteonina* aff. *complanata* Franke, *Saccamina* sp., *Gaudryina* sp., первая из которых указывает на аптский возраст вмещающих пород.

В разрезе Мариен встречены *Discorbis damplae* Mjatl., *Plectorecurvoides* aff. *alternans* Noth, *Textularia* sp., *Haplophragmoides* sp., *Recurvoides* sp., *Lenticulina* sp., *Lagena* sp., *Trochammina* sp. Первый из перечисленных видов является характерным для аптских отложений Крыма, Кавказа и Русской платформы. Мощность пачки в разрезах этого типа около 40 *м*.

4. Верхняя пачка представлена мелкоритмичным глинистым флишем с толщиной ритмов до 50 *см* и с мощностью пород 1 элемента ритма до 20 *см*. На протяжении пачки флиш постепенно становится менее глинистым — увеличивается роль алевролитов и песчаников. Аргиллиты черные и темно-серые некарбонатные или слабо карбонатные: изредка встречаются прослои зеленовато-серых некарбонатных аргиллитов. Песчаники и алевролиты темно-серые или серые, слабо карбонатные, часто окремненные. В составе зерен сильно преобладает кварц, но присутствует также небольшое количество обломков кварцитов и известняков, а также зерна плагиоклаза и мусковита. Цемент кварцевый регенерационный, реже глинистый или кремнисто-глинистый; иногда вторичный карбонатный. В цементе содержится глауконит. В составе этой пачки иногда встречаются прослои черных сильно окремненных аргиллитов — почти кремней. В самой верхней части рассматриваемой пачки кроме тонких прослоев плотных песчаников во многих разрезах выделяется один или два массивных прослоя рыхлого алевритистого разнозернистого песчаника темно-серого цвета мощностью от 0,5 до 2 *м*. Эти прослои содержат небольшие железисто-алевритовые конкреции, включения черных и зеленовато-серых глин, растительные остатки, а также мелкие обломки раковин в виде белых точек, хорошо различи-

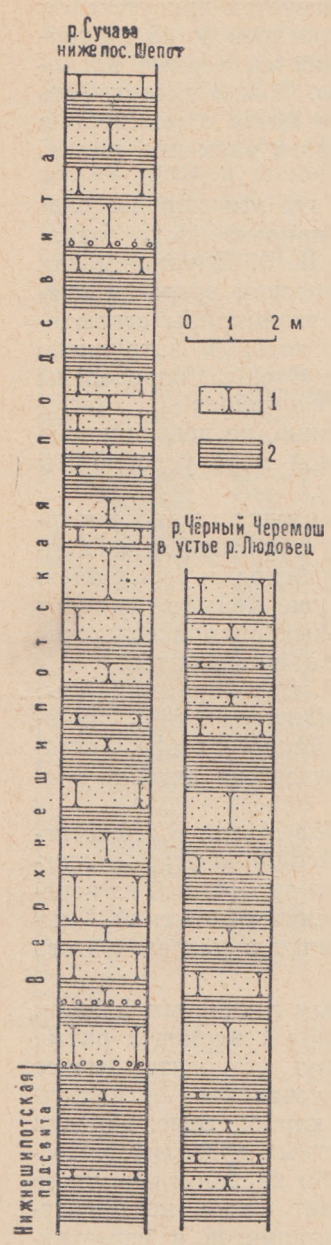


Рис. 3. Строение нижней части верхнешипотской подсвиты (составлено по послойным описаниям разрезов):
1 — первый элемент ритма, представленный стекловатыми глауконитово-кварцевыми песчаниками и алевролитами; 2 — второй элемент ритма, представленный черными и зелеными аргиллитами

мых простым глазом. Под микроскопом установлено, что это преимущественно обломки иглокожих, реже обломки раковин пелеципод и раковинки фораминифер. Основная масса зерен состоит из кварца и обломков кварцитов. Песчаники содержат стяжения пирита, окруженные гидроокислами железа, очень редкие и мелкие зерна глауконита. Цемент базальный глинисто-карбонатный.

В породах этой пачки удалось обнаружить и определить следующих фораминифер: *Trochammina infracretacea* Tairov, *T. regina* Tairov et Kuzn., *Glomospira* ex gr. *charoides* (Parker et Jones), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Proteonina complanata* Franke, *Recurvoides* sp., *Plectorecurvoides* sp., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Reophax* sp.

Первые два вида описаны Ч. А. Таировым (1961) из аптских отложений Азербайджана.

Мощность пачки в разрезах этого типа колеблется в пределах между 60 и 70 *м*. Таким образом, общая видимая мощность нижнешипотской подсвиты порядка 350 *м*, и по возрасту она относится к барремскому и аптскому ярусам, может быть, частично к альбскому ярусу нижнего мела.

В составе **верхнешипотской подсвиты** во всех разрезах мариенского типа также можно выделить три пачки: нижнюю, представленную крупноритмичным песчанистым флишем; среднюю, сложенную среднеритмичным алевритистым флишем, и маломощную верхнюю, сложенную глинистым флишем. Граница между пачками, особенно между двумя нижними, проводится условно, так как изменение флишевой ритмичности происходит постепенно.

1. Нижняя пачка, представленная крупноритмичным песчаным флишем, составляет по мощности больше половины всей подсвиты. Она характеризуется средней мощностью ритмов порядка 2,5 *м*, а некоторые ритмы достигают мощности 3,5 *м*. Породы I элемента ритма — песчаники и алевролиты слагают массивные пласты мощностью от 0,7 до 2,5 *м*. Характер чередования в этой части разреза может проиллюстрировать рис. 3, составленный по данным послойного описания на левом склоне р. Сучавы ниже пос. Шепот и на р. Черный Черемош выше устья р. Людовец. Постепенно вверх по разрезу средняя мощность ритмов сокращается. Флишевые ритмы очень четкие. Размер зернистости в каждом ритме изменяется от грубозернистого песчаника иногда с гравийной примесью в основании до чистых аргиллитов в кровле ритма. На нижней поверх-

ности песчаных пластов обычно наблюдаются выпуклые крупные гиероглифы, преимущественно механоглифы.

Песчаники и алевролиты верхнешипотской подсвиты, которые составляют в этой части разреза 50—60%, весьма характерны как по внешнему облику, так и в шлифах. Внешний облик их определяет опаловый цемент, который придает породе характерную стекловатость. По составу зерен песчаники и алевролиты обычно глауконитово-кварцевые. Их обломочная часть состоит из полуокатанных зерен кварца. Среди крупных зерен есть редкие обломки кварцитов, а также мелкие зерна плагиоклаза и мусковита; последний образует иногда скопления на поверхностях напластования в кровле I элемента ритма. Во многих разностях, особенно в нижней части верхнешипотской подсвиты, встречаются обломки иглокожих и целые раковинки агглютинированных и реже известковых фораминифер. В алевритовых разностях встречаются растительные остатки. Глауконит составляет до 15% породы и представлен обычно равномерно рассеянными выделениями размером от 0,1 *мм* до 0,4 *мм*. В породе нередко встречаются небольшие стяжения марказита.

Цемент песчаников и алевролитов опаловый базального типа, часто в той или иной степени он замещен вторичным карбонатом, который выделяется в виде отдельных правильных ромбоэдров. Когда вторичный кальцит замещает первоначальный кремнистый цемент почти целиком, песчаники теряют свой стекловатый облик.

Второй элемент ритма представлен темно-серыми алевропелитами и аргиллитами черными и ярко-зелеными, последние чаще всего слагают кровлю ритма. Глинистые разности, как правило, не карбонатны.

В описываемой пачке, т. е. в нижней половине верхнешипотской подсвиты, в разрезе Мариен, р. Сучава и Н. Яловец найден довольно обильный комплекс агглютинированных фораминифер, из которых определены *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides rosaceus* Subb., *H. concavus* (Chapman), *Ammodiscus rotalaris* Loeblich et Tapp., *Reophax minuta* Tapp., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Placentammina placenta* Grzyb., *Trochammina normalis* Tairov, *T. subbotinae* Tairov, *T. globorotaliformis* Tairov. Первый из перечисленных видов описан впервые Нотом (R. Noth, 1952) из альб-сеноманских флишевых отложений. Герох (S. Geroch, 1959) указывает *P. alternans* из льготских слоев Польских Карпат. Вид *Haplophragmoides rosaceus* Н. Н. Субботина (1949) приводит из аптских и альбских отложений южного склона Кавказа; *Glomospirella gaultina* описана Бертеленом (G. Berthelin, 1880) из альбских отложений Парижского бассейна, а *Ammodiscus rotalaris* и *Reophax minuta* Таппан (H. Tappan, 1962) из альбских отложений Техаса. *Trochammina subbotinae* и *T. globorotaliformis* приводятся Таировым в качестве характерных форм для альбских отложений Азербайджана, *Trochammina normalis* указывается им как из альбских, так и из сеноманских отложений Азербайджана.

Таким образом, приведенный комплекс фораминифер указывает на альбский возраст вмещающих пород. Мощность нижней пачки около 130—150 *м*.

2. Вышележащая пачка, как уже говорилось, отличается более мелкой ритмичностью. Средняя величина ритмов порядка 50—60 *см*, хотя встречаются ритмы от 20 до 75 *см*. Сильно преобладают породы первого элемента ритма, которые составляют в этой части разреза более 90%. Среди пород I элемента ритма грубых разностей почти нет — это мелкозернистые песчаники и алевролиты. Среди пород II элемента

ритма значительную роль играют ярко-зеленые некарбонатные аргиллиты. Минералогический состав песчаников и алевролитов аналогичен описанному выше для нижней части подсвиты — они также кварцевые с высоким содержанием глауконита. Примесь органических остатков здесь реже, чем в более низкой по разрезу части подсвиты.

В разрезе Мариен и Нижний Яловец в этой части свиты встречен обильный комплекс агглютинированных фораминифер. Сюда переходят почти все виды нижележащей пачки (за исключением *Haplophragmoides rosaceus* Subb. и *Trochammina subbotinae* Tair.) и впервые появляются следующие виды: *Marssonella turris* (Orb.), *Trochammina wickendeni* Loeblich et Tappan. *T. valvulineriformis* Tairov, *T. gigantea* Tairov, *T. subconica* Tairov, *Bigenerina elongata* Tairov, *Haplophragmoides platus* Loebl., *H. cushmani* Loeb., *H. minor* Nauss. *Glomospira amplecius* Loeblich et Tapp., *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Glomospira watersi* Loebl., *G. charoides* (Paker et Jones), *Hypperammina depressa* Vasicek, *Textularia topagorucensis* Tapp., *Saccammina lathrami* Tapp. Виды *Trochammina wickendeni, Glomospira watersi, Haplophragmoides platus* и *H. cushmani* приводятся Лёблихом и Таппан из сеноманских отложений Техаса (A. Loeblich, 1946; A. Loeblich and H. Tappan, 1946). *Trochammina subconica, T. valvulineriformis, T. gigantea* и *Bigenerina elongata* описаны Таировым (1961) из сеномана Азербайджана. Вид *Marssonella turris* (Orb.) является широко распространенным в верхнемеловых отложениях Европы, начиная с сеномана (T. Barnard, 1963). Вид *Haplophragmoides minor* известен в литературе как из альбских отложений, так и сеноманских. Анализ фауны позволяет нам сделать вывод о сеноманском возрасте рассматриваемой пачки. Остальные перечисленные выше виды имеют по литературным данным или широкое вертикальное распространение (*Hormosina ovulum, Glomospira charoides, Placentammina placenta*) или указываются из альба Кавказа, Западной Европы и Аляски. Средняя мощность пачки 50—60 *м*.

3. В кровле верхнешипотской подсвиты повсюду выделяется небольшая пачка мелкоритмичного глинистого флиша, состоящего из чередования темно-серых окремнелых алевролитов и зеленых, реже черных неизвестковистых аргиллитов (рис. 4). Из этой пачки в разрезе Мариен и Нижний Яловец определены *Glomospira watersi* Loeblich, *Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan, распространенные в сеноманских отложениях Техаса, и *Haplophragmoides platus* Loeb, *H. concavus* (Chapman), *H. minor* Nauss, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Ammodiscus rotalaris* Loeb. et Tap., *Hormosina ovulum* Grzyb., *Glomospirella saturiformis* Majzen. Последние семь видов указываются в литературе как в сеноманских, так и в альбских образованиях или имеют широкое вертикальное распространение. Приведенная фауна позволяет нам считать возраст верхней пачки верхнешипотской подсвиты сеноманским. Мощность ее около 12—15 *м*.

Выше залегают красные неизвестковистые глины нижнеяловецкой подсвиты, возраст нижних горизонтов которой нами определяется как туронский на основании богатого комплекса агглютинированных фораминифер, обнаруженного во всех изученных разрезах, и более скудного комплекса планктонных форм, который был встречен только в двух разрезах — на р. Черный Черемош в районе сел. Яворник и на р. Лопушанке в бассейне Черный Тисы (Маслакова, 1965).

Таким образом, в целом верхнешипотская подсвита относится по возрасту к альбскому и сеноманскому ярусам.

Общая мощность ее в пределах описываемой полосы колеблется

в пределах от 180 *м* на юго-западе (разрез Нижний Яловец) до 260 *м* на северо-востоке (разрез Сучава).

Остальные типы разреза мы описываем значительно менее подробно, особенное внимание уделяя их отличию от мариенского типа, занимающего центральное место в поле собственно Шипотской фациальной подзоны.

Скуповский тип разреза. Крайние на северо-востоке выходы шипотской свиты расположены в ядре Скуповской антиклинали — чешуи на границе с зоной Кросно. Здесь в долине р. Белый Черемош, его притока р. Мароницы и в бассейне левых притоков р. Путилы вскрываются верхние 50 *м* нижнешипотской подсвиты и полный разрез верхнешипотской подсвиты. Первая представлена, как обычно, черными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников и соответствует верхней пачке вышеописанных разрезов (рис. 2).

Главные отличия скуповского типа разреза от мариенского заключаются в увеличении грубости зерна верхнешипотской подсвиты. В нижней ее половине в основании ритмов можно наблюдать не только гравелиты, но и мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанными гальками кварца. Толщина пластов песчаника достигает мощности 3—3,5 *м*. Породы первого элемента ритма здесь значительно преобладают над аргиллитами, так что именно здесь подсвита заслуживает своего общепринятого определения — как толща слоистых стекловатых песчаников. Литологический тип пород не отличается от описанных выше типичных разностей.

Мощность верхнешипотской подсвиты здесь достигает величины 250—280 *м*.

Пробийненский тип разреза шипотской свиты характерен для полосы, которая протягивается вдоль юго-западного края описываемой фациальной подзоны. Он представлен разрезом по Черному Черемошу выше устья р. Яворник (рис. 2) и разрезом по р. Пробийной выше устья ручья Черного.

Для нижнешипотской подсвиты здесь характерно присутствие наряду с черными аргиллитами прослоев зеленовато-серых аргиллитов и небольших пачек серых мергелей. Общая видимая мощность подсвиты в ядрах узких складок не более 100—120 *м*. В ее составе выделяются две пачки: нижняя, состоящая из черных и зеленовато-серых аргиллитов с тонкими прослоями тонкополосчатых алевролитов, и верхняя, представленная мелкоритмичным глинистым флишем со средней мощностью ритмов в 30 *см* и мощностью прослоев алевролитов в 10—12 *см*. Мощность верхней пачки порядка 30 *м*.

На р. Черный Черемош выше устья р. Яворник в составе нижнешипотской подсвиты на уровне около 110 *м* ниже кровли (т. е. в нижней из двух па-

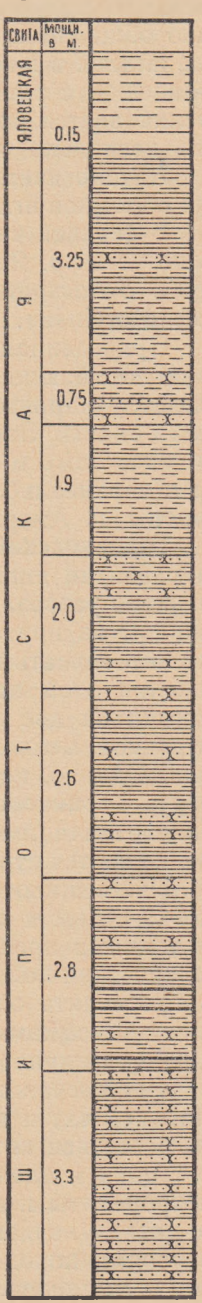


Рис. 4. Разрез верхней части верхнешипотской подсвиты на р. Яловичора в 3 *км* выше с. Нижний Яловец

чек) встречены несколько прослоев серых слюдистых песчаников мощностью до 1 *м*.

Верхнешипотскоя подсвита на описываемом участке сохраняет свой основной облик крупноритмичного песчанистого флиша, переходящего вверх по разрезу в среднеритмичный песчано-алевритовый флиш. Однако общая мощность подсвиты сокращается до 140 *м* и наиболее грубые пласты в нижней ее половине не превышают по мощности 1,5 *м*. По сравнению с типичными разрезами мариенского типа в каждом ритме увеличивается роль аргиллитов, так что в целом среди пород подсвиты они несколько преобладают.

Литологический состав песчаников обычный. Довольно много мелких обломков иглокожих.

В верхней части верхнешипотской подсвиты на р. Черный Черемош выше устья р. Яворник найдены фораминиферы: *Gümbelina cenomanica* Agal., *Schackoina cenomana* (Schacko), *Globigerinelloides eaglefordensis* (Moreman).

Приведенная фауна позволяет сделать вывод о сеноманском возрасте вмещающих пород, так как вид *Schackoina cenomana* (Schacko) является характерным для сеноманских отложений Крымско-Кавказской области, Западной Европы и Америки. Другие два вида: *Gümbelina cenomanica* и *Globigerinelloides eaglefordensis* широко распространены в верхнеальбских и сеноманских отложениях юга СССР, Западной Европы и Америки.

Торниковский тип разреза. На юго-восточном продолжении полосы развития шипотской свиты пробийненского типа расположено поле развития разреза, названного нами Торниковским типом, так как только в одном из притоков торниковского ручья (левый приток Яловичоры) удалось описать шипотскую свиту более или менее полно. На всем протяжении этой полосы свита при картировании достаточно отчетливо делится на две подсвиты, и стекловатые песчаники благодаря дополнительной мелкой складчатости слагают местами довольно обширные поля. Однако, как показывают многие разрозненные выходы и полный разрез Торниковский (рис. 2), последовательность слоев здесь существенно отличается от мариенского типа разреза. Различия эти в основном касаются строения верхнешипотской подсвиты.

Нижнешипотская подсвита здесь представлена толщей черных, иногда серых и зеленовато-серых аргиллитов и алевропелитов с редкими тонкими прослоями алевролитов и сидеритов. Вблизи кровли нижнешипотской подсвиты здесь, как и в мариенском разрезе, удается иногда проследить один или два пласта комковатого алевритистого песчаника с обломками раковин в виде белых точек.

Верхнешипотская подсвита, как и повсюду, содержит прослои стекловатых песчаников, однако здесь нет массивных прослоев песчаников в нижней части подсвиты. Разрез начинается с крупноритмичного флиша, в составе которого породы первого элемента ритма — стекловатые песчаники и алевролиты — слагают не более 70 *см*, а разделяющие их алевропелиты и аргиллиты образуют прослои до 2 *м* мощности. Выше по разрезу залегает среднеритмичный глинисто-алевритовый флиш с прослоями пород I элемента ритма в 20—30 *см* и с общим преобладанием аргиллитов. Наряду с черными встречаются зеленые и голубовато-серые аргиллиты и алевропелиты. Последние разности обычно карбонатны. Алевролиты и песчаники часто не стекловатые, а серые слюдистые с карбонатным цементом. Общая мощность нижней пачки верхнешипотской подсвиты около 70 *м*.

Только вышележащая средняя пачка несколько приближается к

привычному облику верхнешипотской подсвиты — она сложена среднеритмичным флишем с общим небольшим преобладанием пород первого элемента ритма. Прослои их достигают максимальной величины 0,8 *м*, а средняя величина 0,3—0,5 *м*. Мощность этой пачки 40 *м*.

В кровле верхнешипотской подсвиты, как и повсюду, выделяется небольшая (10—15 *м*) пачка мелкоритмичного глинистого флиша с прослоями кремнистых алевролитов. Песчаники и алевролиты подсвиты, как обычно, состоят преимущественно из полуокатанных зерен кварца с небольшой примесью обломков кварцитов. Есть редкие неопределимые обломки раковин. По всей породе равномерно рассеяны зерна глауконита. Цемент опаловый со вторичными выделениями кальцита в виде мелких кристаллов правильной огранки.

Общая мощность верхнешипотской подсвиты в этом разрезе около 140 *м*.

В нижнем течении этого же притока ручья Торниковского в крыле более восточной чешуеобразной складки были отобраны образцы на микрофауну.

В нижней пачке верхнешипотской подсвиты найдены *Haplophragmoides chapmani* Crespin, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Proteonina complanata* Franke, *Hormosina ovulum* Grzyb., *Trochammina subbotinae* (Tairov). Перечисленные виды известны в литературе из альбских или из альбских и сеноманских отложений. В средней пачке найдены *Trochammina valvulineriformis* Tairov, *T. gigantea* Tairov, *T. normalis* Tairov, *Haplophragmoides cushmani* Loeb. et Tap., *H.* aff. *minor* Nauss, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Reophax* aff. *deckeri* Tapp., *Bigenerina elongata* Tairov, *B. subbotinae* (Tairov), *Proteonina complanata* (Franke). Первые два из перечисленных видов, а также *Bigenerina elongata* и *Haplophragmoides cushmani* описаны из сеноманских отложений Азербайджана и Техаса.

Верхнеяловецкий тип разреза. В бассейне верхнего течения р. Яловичоры в районе устья Торниковского потока на небольшом пространстве между полями развития мариенского и торниковского типов разрезов шипотская свита представлена необычным комплексом пород. Это черные аргиллиты и мергели с редкими прослоями песчаников и алевролитов, среди которых стекловатые разности очень редки — чаще встречаются сильно известковистые разности — почти известняки.

Рассматриваемая толща смята в мелкие складки и недостаточно обнажена, что не позволяет нам установить мощности подсвит и пачек. Граница между подсвитами здесь проводится условно и не картируется.

В основании разреза залегает толща черных аргиллитов с редкими прослоями стекловатых алевролитов и песчаников — верхняя пачка нижнешипотской подсвиты. В ее кровле здесь так же, как и во многих других разрезах, есть пласт комковатого алевритистого песчаника с раковинным детритом — он встречен нами в обломках в районе перевала Джеголь.

Выше залегает, замещая собой, по-видимому, всю или почти всю верхнешипотскую подсвиту, толща зеленовато-серых и серых, белесых на поверхности выветривания мергелей и реже черных слабокарбонатных аргиллитов с прослоями сильно известковистых алевролитов и песчаников. Верхняя часть этой толщи обнажена в серии выходов на р. Яловичора выше устья Торниковского потока. В ее составе выделяются два сближенных прослоя известнякового песчаника мощностью в 0,6 и 1 *м*. Изучение в шлифах показало, что эти прослои в основном сложены раковинным детритом. В составе последнего различаются об-

ломки иглокожих и брахиопод, реже фораминиферы. Кроме известковых обломков встречаются редкие обычно хорошо окатанные зерна кварца и кварцита, редко плагиоклаза. По всей породе равномерно распределены мелкие зерна глауконита. Цемент базальный кальцитовый. Алевролиты или, правильнее, алевритистые известняки также состоят преимущественно из мелкого раковинного детрита с примесью алевритовых зерен кварца и кварцита и с равномерно рассеянными зернами глауконита.

В мергелистых разностях описываемой толщи была обнаружена очень мелкая фауна сеноманских планктонных фораминифер. Отсюда определены *Schackoina cenomana* (Schacko), *Hedbergella caspia* Vass., *H.* aff. *infracretacea* Glaessner, *H. planispira* (Tapp.), *Gümbelina cenomanica* Agal.

БЛИЗНИЦКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ПОДЗОНА

Как уже говорилось выше, эта подзона протягивается в виде узкого клина вдоль юго-западного края Шипотской зоны. Юго-восточнее долины Белого Черемоша она отсутствует.

Составить послойное описание разреза в пределах этой подзоны не удалось, и разделение на подсвиты производится условно.

В целом в составе нижнешипотской подсвиты в этой фации, как и везде, преобладают глинистые и глинисто-алевритовые разности, однако черные аргиллиты не составляют основной массы пород. Широко развиты серые алевропелиты, зеленые, серовато-зеленые аргиллиты и алевропелиты. В виде тонких прослоев есть алевролиты и песчаники умеренно слюдистые и, как правило, не стекловатые. Видимая мощность подсвиты, вероятно, порядка 100—150 *м*.

Верхнешипотская подсвита содержит значительное количество песчаников. Однако на большем протяжении разреза песчаники и алевролиты образуют прослои не более 70 *см* и в целом не преобладают над глинистой частью ритма. Это крупноритмичный или среднеритмичный глинисто-алевритовый флиш, иногда песчано-глинистый флиш.

Среди песчаников и алевролитов есть разности, типичные для верхнешипотской подсвиты и по внешнему виду, и по составу. Главной отличительной особенностью их является преимущественно кварцевый состав, присутствие глауконита и опаловый цемент, обусловливающий их стекловатый облик. Есть разности нестекловатых зеленовато-серых песчаников, которые при изучении в шлифах оказались по составу зерен также типично верхнешипотскими, т. е. состоящими из окатанных обломков кварца с высоким содержанием глауконита. Цемент карбонатный или глинисто-карбонатный. На р. Черный Черемош у устья р. Шибены в составе этой толщи, представленной здесь среднеритмичным глинистым флишем, прослои песчаников и алевролитов очень сильно известковисты, так как состоят преимущественно из обломков раковин и базального карбонатного цемента. Встречаются редкие зерна кварца и мелкие выделения глауконита. На фоне этой флишевой толщи в нижней части подсвиты встречаются в виде массивных прослоев и довольно мощных пачек сильно слюдистые полимиктовые песчаники, сходные с песчаниками буркутской свиты — одновозрастными породами соседней (Раховской) фациальной зоны. Это среднезернистые или мелкозернистые полимиктовые песчаники, содержащие плохоокатанные обломки метаморфических пород и известняков нижнего мезозоя в количестве

до 20—30%. Среди минералов наряду с кварцем есть мусковит, биотит и плагиоклаз. Цемент глинисто-карбонатный, глауконит отсутствует.

Картирование показало, что количество таких прослоев резко увеличивается при приближении к краю зоны, так что в пределах описываемой Близницкой фациальной подзоны можно выделить узкую приразломную полосу (рис. 1), в которой нижняя пачка верхнешипотской подсвиты представлена преимущественно толстослоистыми слюдистыми песчаниками типа буркутских. Эта полоса прослежена на большом протяжении от бассейна Черного Черемоша в бассейн р. Белой Тисы, где она последний раз встречена в истоках р. Богдан. В пределах полосы слюдистые песчаники практически не отличимы от буркутских ни макроскопически, ни в шлифах. И только присутствие среди них прослоев темных аргиллитов и типично шипотских стекловатых песчаников, а также распространение их заведомо севернее хорошо выраженной тектонической границы двух зон позволяет нам уверенно относить их к Шипотской зоне.

К северо-востоку от приразломной полосы слюдистые песчаники играют меньшую роль в составе подсвиты. Здесь встречаются разности как полимиктовые буркутского типа, так и более кварцевые с меньшим содержанием обломков пород и плагиоклаза. В таких песчаниках присутствует иногда раковинный детрит и очень редкие выделения глауконита. В кровле верхнешипотской подсвиты, как и везде, развита небольшая пачка мелкоритмичного глинисто-алевритового флиша, в составе которого здесь преобладают не черные, а зеленовато-серые разности. В пос. Шибены на левом склоне Черного Черемоша здесь обнаружен комплекс фораминифер, определяющий сеноманский возраст пород: *Trochammina gigantea* Tairov, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides cushmani* Loeb. et. Tap., *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Ammodiscus rotalaris* Tapp., *Placentammina placenta* (Grzyb.), *Reophax minuta* Tap. Эти породы перекрываются красноцветами яловецкой свиты.

Анализируя приведенные выше данные о фациальных изменениях шипотской свиты, можно сделать ряд выводов об условиях ее образования.

Нижнешипотская подсвита на большей части территории представлена черными битуминозными иногда окремненными аргиллитами, которые обычно считаются относительно глубоководным осадком. Вполне вероятно существование в это время сероводородного заражения дна моря. При приближении к юго-восточной границе зоны, особенно в пределах Близницкой подзоны, это свойство нижнешипотской подсвиты перестает быть ведущим — наряду с черными разностями появляются аргиллиты светлых тонов, сходные с породами соседней Раховской зоны и полимиктовые песчаники типа буркутских. Это свидетельствует о том, что в аптское и может быть нижнеальбское время в краевой части зоны условия осадконакопления приближались к условиям соседней Раховской зоны, которая, по-видимому, была более мелководной.

Строение верхнешипотской подсвиты позволяет считать, что при ее образовании существовало два источника сноса: северо-восточный и юго-западный. Ведущая роль принадлежит северо-восточному источнику сноса, так как на большей части территории наблюдается закономерное увеличение мощности песчаных прослоев и грубости зерна в них при приближении к северо-восточному краю зоны. Почти чисто кварцевый состав и сравнительно хорошая окатанность зерен в песчаниках

говорят или о далеком пути переноса, или о вторичном перемыве ранее отложившихся обломочных пород. Насколько можно судить по текстурным знакам в подошве ритмов, разнос осадков осуществлялся продольными течениями вдоль флишевого трога. Все остальные особенности подсвиты — кремнистый цемент, вторичная карбонатизация местами и постоянное присутствие глауконита — характеризуют собой химическую обстановку в период осадконакопления и диагенеза.

Юго-западным источником сноса, по-видимому, служил Мармарошский массив. Влияние двух источников сноса заметно только в Близницкой фациальной подзоне. Здесь в составе верхнешипотской подсвиты присутствуют и типично шипотские песчаники, связанные своим происхождением с северо-восточным источником сноса, и песчаники типа буркутских, состоящие из продуктов размыва Мармарошского массива.

На юго-востоке, в бассейне р. Яловичоры и Сучавы, соотношение фаций несколько сложнее. Здесь нет переходной подзоны с явными признаками влияния Мармарошского массива. Ее выклинивание, по-видимому, связано не столько с увеличением амплитуды надвига Раховской зоны на Шипотскую, сколько с возможным отсутствием подобной подзоны или ее слабым развитием в период осадконакопления. На этом пересечении также отчетливо заметно уменьшение грубости зерна в верхнешипотской подсвите в направлении с северо-востока на юго-запад.

Район развития верхнеяловецкого типа разреза мы считаем участком, наиболее удаленным от источника сноса. Слабый принос обломочного материала привел к общему преобладанию глинистых разностей и к господству в песчаниках и алевролитах раковинного детрита (обломков иглокожих), который обычно в верхнешипотских песчаниках встречается редко. Иным здесь был, по-видимому, и химизм бассейна: если на большей части территории верхнешипотская подсвита характеризуется присутствием только агглютинированных фораминифер, то здесь преобладают известковистые планктонные формы.

Остается плохо объяснимым происхождение верхнешипотских песчаников торниковского типа, так как, судя по составу, они связаны с общим северо-восточным источником сноса, но отделены от них областью отложения глинистых и карбонатно-глинистых осадков верхнеяловецкой фации. Может быть, здесь сказывается влияние местного источника сноса или это следствие сложных продольных течений, нарушивших закономерное распределение осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Темнюк Ф. П., Шакин В. А. К стратиграфии Карпатского флиша. «Мат-лы V съезда КБА», 1962.

Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. Нові дані про вік шипотської та яловецької свит Східних Карпат. ДАН УССР, 1962, № 7.

Горбачик Т. Н., Друщиц В. В. Отложения альба в Восточном Крыму. «Вестн. Моск. ун-та», 1959, № 3.

Дабагян Н. В., Жиловский Н. И., Круглов С. С. Микрофауна и стратиграфическое положение шипотской и яловецкой свит Восточных Карпат. «Геология и нефтеносность территории УССР». «Тр. УкрНИГРИ», 1963, вып. 5.

Кульчицкий Я. О., Максимов А. В. Схема стратиграфии мела Украинских Карпат. ДАН СССР, 1962, т. 146, № 1.

Маслакова Н. И. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Черногорской зоны Восточных Карпат. «Вестн. Моск. ун-та», сер. 4, геол. 1965, № 2.

Славин В. И., Маслакова Н. И., Бызова С. Л. Меловые отложения Советской части Восточных Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА». Киев, 1965.

Субботина Н. Н. Микрофауна меловых отложений южного склона Кавказа. «Тр. ВНИГРИ», 1949, нов. сер., вып. 34.
Таиров Ч. А. Фораминиферы аптского и альбского ярусов юго-восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. Баку, 1961.
Barnard T. The Morphology and development of species of Marsonella and Pseudotextulariella from the chalk of England. «Paleontology», 1963, vol. 6, pt. 1.
Berthelin G. Sur les Foraminiféres de l'etage Albien de Montcley. «Mem. Soc. Géol. France», 1880, sér. 3, vol. 1.
Geroch S. Stratigraphie significance of arenaceus Foraminifera in the Carpathian Flysch., «Paleont.», 1959, bd. 33, Heft. 1—2.
Loeblich A. Foraminifera from the type Papper shale of Texas. «Journ. Pal.», 1946, vol. 19.
Loeblich A. and Tappan H. New Washita Foraminifera. «Journ. Pal.», 1946, vol. 20.
Noth R. Plectorecurvoides eine neue Foraminiferengattung. «Verh. Geol. Bundesanstalt», 1952, N 3.
Paul C. Grundzüge der Geologie der Bukowina. «Jahrbuch d. Geolog. Reich.», 1876, vol. 26.
Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. «Geological survey professional Paper», 1962, No. 236—C.

С. Л. БЫЗОВА, Т. Н. ГОРБАЧИК, Н. И. МАСЛАКОВА

О ВОЗРАСТЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАХОВСКОЙ ЗОНЫ

Меловые отложения Раховской зоны всеми исследователями до настоящего времени разделялись на две свиты — раховскую и буркутскую. Граница между свитами проводилась очень неопределенно. Это объясняется тем, что между породами типичной раховской свиты (черный глинистый флиш с прослоями известняков и мергелей) и типичной буркутской свиты (крупноритмичный песчанистый флиш и слюдистые песчаники) располагается мощная толща осадков переходного типа, представленная преимущественно мелкоритмичным глинистым флишем. Эту толщу большинство исследователей (Кульчицкий, 1959; Жиловский и др., 1963) относили частично к раховской, частично к буркутской свитам; также сделали и авторы настоящей статьи в докладе на VI съезде Карпато-Балканской ассоциации (1965); иногда этот комплекс осадков полностью относился к раховской свите (Максимов, 1950; Славин, 1960; Муратов и Маслакова, 1951). При съемке в бассейне р. Черемош С. Л. Бызова и В. И. Славин решили отнести эту толщу к буркутской свите (Бызова, 1965). Теперь во избежание дальнейших недоразумений те же исследователи предлагают выделить ее в самостоятельную свиту и назвать белотисенской, так как она имеет широкое распространение в бассейне р. Белой Тисы. Впервые этот термин был употреблен А. А. Максимовым для обозначения нижней части ныне выделяемой свиты. В дальнейшем он был отвергнут, и соответствующий ему комплекс осадков присоединен к раховской свите. Выделяемая свита широко развита также и в бассейне Белого и Черного Черемошей. Именно в ней, как это будет видно ниже, удалось сделать ряд находок определимой макро- и микрофауны.

Настоящая статья посвящена новым данным по обоснованию возраста меловых отложений, поэтому литологическая характеристика разреза приводится очень кратко.

Раховская свита, залегающая в основании разреза мела, сложена тонким чередованием черных аргиллитов, алевролитов, сильно известковистых песчаников и карбонатных пород — мергелей и известняков. Присутствие последних, а также специфический состав и облик грубообломочных разностей является основной характерной особенностью свиты, отличающей ее от вышележащей. В бассейне Черного Черемоша в кровле свиты располагается горизонт брекчии оползневого происхождения (Бызова, 1965). Максимальная видимая мощность свиты на рассматриваемом участке — 500 *м*.

Раховская свита в бассейнах рек Черемош и Белая Тиса охарактеризована фауной весьма скудно. Следует отметить находку Н. И. Мас-

лаковой, В. И. Славиным и В. Г. Черновым отпечатков барремских аммонитов на р. Перкалаб в 800 *м* выше слияния с р. Сарата (см. ниже). Стратиграфическое положение этой находки, к сожалению, в связи со сложной тектоникой не совсем ясно. Вмещающая пачка трехкомпонентного флиша относится или к кровле раховской свиты или, как мы сейчас полагаем, к нижним горизонтам белотисенской свиты, в составе которой возможно появление отдельных прослоев известняков. Поиски микрофауны в породах раховской свиты оказались малоуспешными. В правом притоке ручья Маскотын в одном из образцов карбонатного флиша в верхней части свиты обнаружены *Gaudryina neocomica* Chal. и неопределимые до вида представители родов *Rhabdammina, Gaudryina, Saccammina* и *Haplophragmoides*. Первая форма известна в отложениях от готерива до нижнего апта Азербайджана. Все это позволяет нам в известной мере условно ограничивать возраст раховской свиты валанжинским и готеривским ярусами и считать ее полным аналогом слоев синая Румынии.

Белотисенская свита представлена в основном породами типа мелкоритмичного глинистого флиша или тонкополосчатыми аргиллитами. На фоне тонкослоистых пород выделяются массивные прослои слюдистых песчаников иногда с конгломератами и пачки толсторитмичного песчаного флиша. В бассейнах Белого и Черного Черемошей нижний массивный пласт или пачка сближенных пластов мощностью от 15 до 30 *м* располагается на уровне около 200—250 *м* выше подошвы свиты. Ему, по-видимому, соответствует песчаная пачка, обнажающаяся в районе устья р. Белой Тисы. В средней части свиты наблюдается несколько песчаных пластов, верхний из которых местами переходит в конгломерат. Наконец, в верхней части свиты на уровне около 250 *м* от ее кровли в бассейне Черного Черемоша располагается пачка толсторитмичного песчаного флиша мощностью около 60 *м*. Общая мощность белотисенской свиты в бассейне Черного Черемоша порядка 800 *м*.

В породах свиты удалось обнаружить довольно много отпечатков аммонитов. К ее основанию приурочены уже упомянутые выше аммониты, собранные на р. Перкалаб и определенные Н. П. Луповым как *Spitidiscus* sp., *Protetragonites* sp. и *Phyllopachyceras* sp. Комплекс указывает на барремский возраст пород[1]. Несколько выше по разрезу, непосредственно выше нижней песчаной пачки в маленьком правом притоке р. Сараты против пос. Пер-

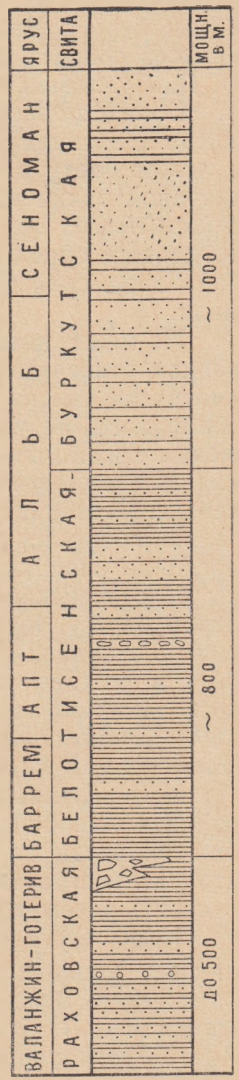


Рис. 1. Разрез меловых отложений Раховской зоны

[1] Приблизительно к этому же уровню приурочены находки аммонитов в пачке тонкополосчатых аргиллитов в устье р. Белой Тисы. Из приводимых в литературе форм бо́льшая часть определяет барремский возраст пород, но есть указания (Кульчицкий и Максимов, 1962) также на находку верхнеготеривского *Spectoniceras* ex gr. *versicolor* (Traut), т. е. не исключена возможность верхнеготеривского возраста нижней пачки белотисенской свиты.

калаб В. Гришиным встречен отпечаток части крупного развернутого аммонита, определенного им же под руководством В. В. Друщица как *Ancyloceras* sp., распространенный в барреме и нижнем апте. В более высоком правом притоке р. Сараты в обломке песчаника из белотисенской свиты был встречен аммонит, определенный Н. П. Лупповым как *Colombiceras* sp., распространенный в апте. В средней части свиты на левом берегу Черного Черемоша ниже плотины Лостун В. Гришину удалось собрать целый комплекс отпечатков аммонитов, определенных Н. П. Лупповым как *Parahoplites* ex gr. *melchioris, Ammonitoceras* sp., *A.* cf. *carinatoverrucosum* Sinz., *Euphylloceras* sp., отвечающих, по его мнению, верхнему апту. Наконец, в долине р. Добрын в 1,5 *км* от устья в левом борту в самой верхней части разреза свиты, заведомо выше песчаной пачки встречен аммонит, определенный Н. П. Лупповым как *Douvilleiceras* sp., распространенный в среднем альбе. Таким образом, по данным определения аммонитов белотисенская свита охватывает собой барремский ярус, аптский ярус и частично альбский ярус нижнего мела.

Не менее интересны оказались находки микрофауны, которые в основном относятся к верхней половине свиты. В нижней части свиты, несмотря на поиски в разных местах, определимых до вида фораминифер обнаружить не удалось, за исключением уже упомянутого выше обнажения с аммонитами на р. Перкалаб, где была встречена форма, близкая к *Ammobaculites ubinensis* Antonova, описанная автором вида из верхнего готерива северо-западного Кавказа. Значительно богаче оказались сборы на р. Черный Черемош выше поселка Мокрын, где были послойно описаны и опробованы около 300 *м* разреза верхней половины белотисенской свиты. Разрез начинается в большом обнажении на левом берегу Черного Черемоша с массивного песчаного пласта, имеющего в основании конгломерат. Выше на протяжении около 40 *м* по разрезу в составе толщи тонкополосчатых аргиллитов и алевролитов в нескольких образцах встречен следующий комплекс фораминифер: *Haplophragmoides compressus* Tairov, *Trochammina planulinaforma* Tairov, *Gaudryina* cf. *tailleuri* (Tappan), *Saccammina* sp., *Haplophragmoides* sp. Из перечисленных видов первый известен из нижнего апта, а второй из апта Азербайджана. Вид *Gaudryina tailleuri* (Tappan) описан из нижней части альба северной Аляски. Отложений апта там нет, так что распространение этого вида в апте неизвестно. Все это позволяет относить рассматриваемую толщу к апту.

Выше по разрезу аналогичная толща тонкочередующихся аргиллитов и алевролитов мощностью 65 *м* содержит уже иной комплекс фораминифер. Здесь в нескольких образцах определены: *Recurvoides astrachanicus* (Tairov), *Reophax troyeri* Tappan, *Anomalina djaffarovi* Agal., *Trochammina subbotinae* (Tairov), *Ammobaculites* aff. *wenonahae* Tappan, *Trochammina rainvateri* Cush. et Applin, *T.* aff. *nodosa* Zasp., *Plectorecurvoides alternans* Noth — единичные очень мелкие экземпляры, а также неопределимые до вида *Plectorecurvoides* sp., *Anomalina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Saccammina* sp., *Rhizammina* sp. Из перечисленных видов первые пять известны из альба Азербайджана, северной Аляски и Крыма (Горбачик, 1960; Таиров, 1961; Джафаров, Агаларова и Халилов, 1951; Tappan, 1962). *Trochammina rainvateri* описана авторами вида из сеномана северного Техаса (J. A. Cushman, E. R. Applin, 1946) и указывается Таппан из альба северной Аляски (H. Tappan, 1962). *Trochammina nodosa* описана Заспеловой из верхнего мела западной Сибири. Последняя форма описана Нотом из альба и сеномана Австрии (R. Noth, 1952), а Герох (S. Geroch, 1962)

указывает ее распространение от альба до турона Карпат. Таким образом, комплекс фауны определяет альбский возраст пород.

Непосредственно выше располагается уже упомянутая ранее пачка толсторитмичного песчаного флиша мощностью около 60 *м*. Фауны в ней не обнаружено. В вышележащей толще мелкоритмичного флиша мощностью 100—120 *м* обнаружены *Haplophragmoides topagorucensis* Tappan, *Trochammina globorotaliforma* Tairov, *Psamminopelta subcircularis* Tappan, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Trochammina subbotinae* (Tairov), а также не определенные до вида *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Saccammina* sp., *Rhabdammina* sp. Приведенный комплекс свидетельствует об альбском возрасте вмещающих пород.

Таким образом, данные микрофауны позволяют провести точную границу между аптским и альбским ярусами нижнего мела; она располагается внутри мелкофлишевой толщи в 65 *м* ниже подошвы песчаной пачки и приблизительно в 300—350 *м* ниже кровли белотисенской свиты.

Буркутская свита характеризуется преобладанием серых слюдистых песчаников и подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена крупноритмичным песчанистым флишем мощностью около 300 *м*; верхняя — массивными песчаниками, разделенными пачками крупно- или среднеритмичного флиша. Мощность ее около 800 *м*. Общая мощность буркутской свиты порядка 1100—1200 *м*.

В одном из обнажений нижней части нижней подсвиты на р. Белый Черемош выше с. Нижний Яловец найдены единичные экземпляры *Hormosina ovulum* Grzyb., *Recurvoides* sp., *Rhabdammina* sp. В верхней части нижнебуркутской подсвиты фораминиферы были обнаружены на р. Черный Черемош, в 2 *км* выше с. Шибены. Скудная и плохой сохранности фауна представлена исключительно агглютинированными формами, из которых удалось определить *Recurvoides crassa* (Tairov) и *Trochammina umiatensis* Tapp., описанные авторами видов из альбских отложений Азербайджана (Таиров, 1961) и Аляски (H. Tappan, 1962).

Верхнебуркутская подсвита наиболее детально была изучена на р. Черный Черемош, где удалось выделить в ней по литологическому составу три толщи. Нижняя и верхняя из них сложены массивными песчаниками; средняя толща представлена крупноритмичным песчанистым флишем.

Мощность нижней толщи составляет 300—400 *м*. В ряде обнажений ее, расположенных в различных частях разреза, найдены агглютинированные фораминиферы, из которых определены следующие виды: *Spiroplectammina gandolfi* Carb., *Haplophragmoides platus* Loeblich, *Haplophragmoides* aff. *minor* Naus., *H. chapmani* Crespin, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Trochammina subbotinae* (Tairov), *Hormosina ovulum* Grzyb., *Ammodiscus rotalaris* Loebl. et Tapp., *Proteonina complanata* (Franke), *Glomospira* aff. *corona* Cushman et Jarvis, а также не определенные до вида *Gaudryina* sp., *Trochammina* sp., *Lituotuba* sp., *Recurvoides* sp., *Reophax* sp., *Rhabdammina* sp. Первый из перечисленных видов описан А. Корбонье из верхнесеноманских отложений Марокко (A. Carbonnier, 1952). Нами он отмечался в сеноманских отложениях Утесовой зоны (Маслакова, 1963), а также в сеномане Скибовой зоны Восточных Карпат. Вид *Haplophragmoides platus* описан автором вида (A. Loeblich, 1946) из сеноманских отложений Техаса. Остальные перечисленные выше формы известны в литературе из альба (*Haplophragmoides minor, H. chapmani Trochammia, subbotinae, Ammodiscus rotalaris*), из альба и сеномана (*Plectorecurvoides alternans*)

или имеют широкое вертикальное распространение в верхнемеловых отложениях (*Hormosina ovulum, Proteonina complanata, Glomospira corona*).

Средняя толща представлена груборитмичным песчаным флишем, сходным с нижнебуркутской подсвитой. Лучшие обнажения ее имеются на правом берегу р. Черного Черемоша у старой заставы и на южной окраине с. Буркут, от которого свита и получила свое название. Мощность толщи около 200 *м*.

Из фораминифер в ней найден комплекс агглютинированных форм, сходный с таковым из нижней толщи. Кроме видов, перечисленных выше из песчаной толщи, здесь встречены *Haplophragmoides cushmani* Loebl. et Tapp., *Plectorecurvoides* sp., *Glomospira* aff. *charoides* (Park. et Jones), *Textularia* sp. Вид *Haplophragmoides cushmani* описан авторами вида из сеноманских отложений Техаса (Loeblich and H. Tappan, 1946).

Верхняя толща характеризуется в основном массивными песчаниками, обнажающимися по обоим берегам р. Черного Черемоша ниже с. Буркут. Видимая мощность толщи — 300—400 *м*.

В ее нижней и средней частях были найдены *Haplophragmoides platus* Loebl., *H. chapmani* Crespin, *H. aff. minor* Nauss, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Ammodiscus rotalaris* Loebl. et Tapp., *Hormosina ovulum* Grzyb., *Trochammina subbotinae* (Tairov), *Gaudryina* sp., *Reophax* sp., *Rhabdammina*.

Таким образом, найденная в буркутской свите фауна агглютинированных фораминифер указывает на ее альбский и сеноманский возраст. К альбу нами относится нижнебуркутская подсвита, в которой обнаружены единичные экземпляры *Recurvoides crassa* (Tairov), *Trochammina umiatensis* Tapp., *Hormosina ovulum* Grzyb., из которых первые два вида известны в литературе из альбских отложений Азербайджана и Аляски. Возраст верхнебуркутской подсвиты определяется нами как сеноманский на основании находок в ней сеноманских фораминифер *Spiroplectammina gandolfi* Carb., *Haplophragmoides platus* Loeblich и *H. cushmani* Loeblich et Tappan.

ЛИТЕРАТУРА

Антонова З. А., Шлыгина Т. А., Гнедина А. Т., Калугина О. М. Фораминиферы неокома и апта междуречья Пшеха-Убин. «Тр. Краснодарского филиала ВНИИ», 1964, вып. 12.

Бызова С. Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты). «Бюл. МОИП», сер. геол., 1965, № 1.

Горбачик Т. Н., Шохина В. А. Атлас нижнемеловой фауны Крыма и Северного Кавказа. Фораминиферы. Гостоптехиздат, 1960.

Дабагян Н. В., Жиловский Н. И., Круглов С. С., Смирнов С. Е. Литология и стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части внутренних Карпат. «Мат-лы по геол. и нефт. Украины». «Тр УкрНИГРИ», 1963, вып. 4.

Джафаров Д. И., Агаларова Д. А., Халилов Д. М. Справочник по микрофауне меловых отложений Азербайджана. Баку, 1951.

Заспелова В. С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. «Микрофауна нефтяных месторождений СССР», сб. 1, 1948.

Кульчицкий Я. О. Меловой и палеогеновый флиш юго-восточной части Восточных Карпат. Автореф. дис. Львов, 1959.

Кульчицкий Я. О., Максимов А. В. Стратиграфия меловых отложений хр. Черногоры в Украинских Карпатах. ДАН УССР, 1961, № 8.

Максимов А. А. Основные черты строения районов Тисы и Прута. «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.

Муратов М. В., Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. ДАН СССР, 1951, т. 2.

Славин В. И., Маслакова Н. И., Бызова С. Л. Меловые отложения советской части Восточных Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА». 1965.
Славин В. И., Вялов О. С. и др. Стратиграфия Восточных Карпат. «Мат-лы IV съезда КБА», 1960, № 3. Киев.
Таиров Ч. А. Фораминиферы аптского и альбского ярусов юго-восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. Баку, 1961.
Cushman I. A., Applin E. R. Some Foraminifera of Woodbine Age from Texas, Mississipi, Alabama and Georgia. «Cushman lab. Foram. Research Contr.», 1946, 22, pt. 3.
Geroch S. Thalmannammina i Plectorecurvoides wdolnej kredzie Karpat fliszowych. «Ann. de la Societe Geologique de Pologne», 1962, t. 32, Zs. 2.
Noth R. Plectorecurvoides eine neue Foraminiferengattung. «Verh Geol. Bundesanstalt». 1952, No. 3.
Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alasca. Part 3, Gretacous foraminifera. «Geol. Surv. Profess. Paper.», 1962, No. 236—C.

В. Г. ЧЕРНОВ

О ТИПАХ РАЗРЕЗОВ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАРМАРОШСКОЙ ЗОНЫ

Меловые отложения Мармарошской зоны Восточных Карпат испытывают существенные изменения как вдоль полосы их естественных выходов, так и вкрест простирания, что позволило выделить определенные типы разрезов. Отдельные типы разрезов, их пространственные взаимоотношения отвечают определенным зонам осадконакопления, которые обусловлены, главным образом, характером и интенсивностью тектонических движений в меловой период.

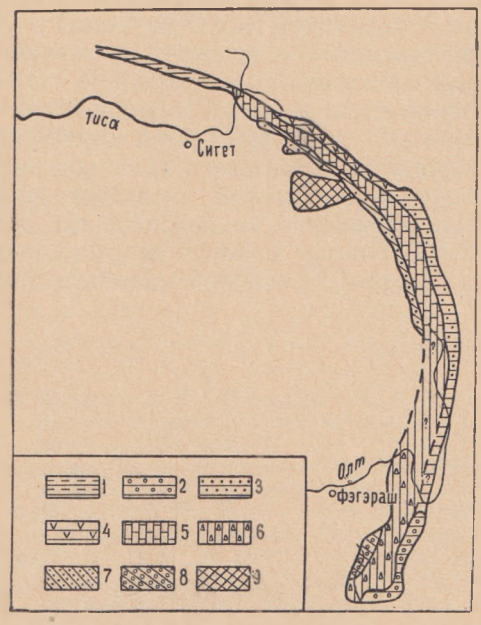


Рис. 1. Схематическая карта распространения типов разрезов меловых отложений Мармарошской зоны Восточных Карпат.
Подзона восточных краевых впадин и осевых погружений. Типы разрезов: 1 — каменелинский, 2 — бучеджский, 3 — хэгимашский, 4 — чивчинский. Центральная подзона. Типы разрезов: 5 — соймульский, 6 —першаньский. Западная подзона. Типы разрезов: 7 — тип вишеу, 8 — рукэрский. 9 — область первичного отсутствия отложений

Впервые вопросы районирования меловых отложений Мармарошской зоны в Румынской части Восточных Карпат рассматриваются в работе Маковея и Атанасиу (G. Macovei, I. Atanasiu, 1934). Они выделяют две зоны. Первая включает участки, расположенные на осевой зоне кристаллических пород и на ее западном склоне, вторая включает те же отложения, расположенные вдоль крайней внешней синклинали кристаллических пород, так называемой «внешней мульдой» (по Улигу). Позднее (Гид экскурсий по Восточным Карпатам — 1961) для меловых отложений южной части Восточных Карпат, в районе изгиба Карпатской дуги (горы Першань, Пьятра-Маре, Бучеджь) румынские исследователи выделили следующие зоны, характеризующиеся своим типом отложений: Першань, Дымбовичоара-Бараолт, Бучеджь-Пьятра Маре.

Изучая меловые отложения Советских Карпат и Румынских Восточных Карпат, а также учи-

тывая все предложения Румынских авторов, мы выделяем большое количество типов разрезов, характеризующих определенные зоны осадконакопления.

При выделении различных типов разрезов мы руководствовались следующими признаками (табл. 1): 1) полнотой разреза (стратиграфическим объемом), 2) наличием и количеством перерывов в них, 3) набором литологических типов пород и их последовательностью, 4) мощностью отложений, 5) наличием подводнооползневых и подводнообвальных явлений, 6) характером слоистости, 7) фациальной изменчивостью отложений, 8) характером фауны, 9) условиями залегания, 10) положением в общей структуре.

В пределах Мармарошской зоны Восточных Карпат можно выделить три структурно-фациальных подзоны, которые протягиваются параллельно зоне с востока на запад и характеризуются своим типом мелового разреза: I — подзона восточных краевых впадин и осевых погружений зоны; II — центральная и III — западная подзоны (рис. 1).

I. ПОДЗОНА ВОСТОЧНЫХ КРАЕВЫХ ВПАДИН И ОБЛАСТИ ОСЕВЫХ ПОГРУЖЕНИЙ ЗОНЫ

Эта подзона характеризуется полнотой стратиграфического разреза, большими мощностями от 700 до 2500 *м*, наличием подводнооползневых явлений, более сложными условиями залегания от простых синклинальных складок (Чивчины, Рарэу, Хэгимаш, Бучеджь) до изоклинальной складчатости (Мармарошская зона утесов). В эту подзону входят с северо-запада на юго-восток: район Мармарошских утесов, Чивчинские горы, массивы Рарэу, Тульгеш, Хэгимаш, Пьятра-Маре, Постеварул и Бучеджь. Таким образом, эта подзона была раньше вовлечена в меловые погружения, чем другие подзоны Мармарошской зоны. В свою очередь, отдельные участки восточной подзоны отличались своим тектоническим режимом, что привело к формированию различных типов разрезов:

А. Отложения в пределах осевых погружений (Каменелинский и Бучеджский).

Б. Отложения восточных краевых впадин (Хэгимашский, Чивчинский).

ОТЛОЖЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОСЕВЫХ ПОГРУЖЕНИЙ

1. **Каменелинский тип** располагается на северо-западном погружении зоны и включает так называемую «Мармарошскую северную зону Утесов», область от р. Боршавы на северо-западе до Раховского массива на юго-востоке. Название происходит от ручья Каменели (правого притока р. Большой Угольки), где отложения этого типа наиболее полно представлены. Следует отметить, что «зона Мармарошских Утесов» представляет сложно построенную область, в связи с чем и частные разрезы мела в ней имеют некоторые различия. В типичном виде разрез развит в бассейнах рек Угольки и Теребли, где отложения образуют узкую, почти непрерывную полосу выходов. Разрез отличается полнотой и непрерывностью от апта до турона включительно, большой мощностью до 1000 *м*, преобладанием известковистых алевролитов, мергелей и мелкозернистых песчаников, спорадическим появлением мощных (до 300 *м*) толщ конгломератов. Отложения апта, альба и сеномана объединены здесь в соймульскую свиту. На р. Теребле разрез мела дополнен туроном (нижней частью пуховской свиты).

Таблица 1

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ РАЗРЕЗОВ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАРМАРОШСКОЙ ЗОНЫ

Подзона	Пространственное положение	Тип разреза	Стратиграфический объем (полнота разреза)	Количество перерывов	Набор литологических типов пород и их последовательность	Мощность в *м*		Наличие подводнооползневых и подводнообвальных явлений	Характер слоистости	Фациальная изменчивость	Тип фауны	Условия залегания	Площадь распространения (радиус действия разреза)
Восточных краевых впадин и областей осевых погружений зоны	северо-западное погружение зоны	каменелицкий	турон		пестроцветные мергели	30	1000		тонкая горизонтальная	выдержанная по простиранию и быстро выклинивается вкрест простирания	планктонные фораминиферы	моноклинальное	р. Теребля, р. Боржава, р. Уголька, р. Лужанка
			сеноман		конгломераты	300		глыбовой горизонт	прибрежно-морской тип ориентировки гальки		орбитолины		
					алевролиты и песчаники			глыбовой горизонт			аммониты, пелециподы, белемниты, гастроподы	изоклинальное залегание	
			альб		алевролиты, песчаники, известняки	450		глыбовой горизонт	горизонтальная волнистая				
			апт		песчанистые известняки, гравелиты	150			горизонтальная		кораллы, аммониты		
	южное погружение зоны	бучеджский	турон		мергели, песчаники	100	2600		горизонтальная		аммониты	моноклинальное	восточный склон Бучеджь, Пятра Маре, Постэварул, долина р. Прахова
			сеноман альб		конгломераты „Бучеджь", с прослоями песчаников, гравелитов	1500		глыбовые горизонты	массивная	быстро выклиниваются		синклинальное	
			нижний альб апт баррем		песчано-мергелистый флиш	1000		глыбовые горизонты	горизонтальная, волнистая, иероглифы		орбитолины	моноклинальное и слабо складчатое	
	восточные впадины	хэгимашский	сеноман верхний альб		конгломераты, песчаники, алевролиты	300	550	глыбовые горизонты	массивные	быстро выклиниваются		асимметричная синклиналь	Рарэу, Тульгеш Хэгимаш
			апт неоком		конгломераты, известняки, мергелистые песчаники, мергели, аргиллиты и песчаники	250		глыбовые горизонты	горизонтальная, слабо волнистая	выдержаны по простиранию	орбитолины, рудисты, кораллы, аптихи		
		чивчинский	нижний турон		гравелиты, алевролиты, конгломераты	150	1200		горизонтальная		иноцерамы, аммониты		Чивчинские горы, р. Васер, р. Кырлибаба, р. Цибау
			сеноман		алевролиты, конгломераты, песчаники	350			дельтовый и прибрежно-морской тип ориентировки галек, волнистая, горизонтальная	быстро выклиниваются			
					конгломераты гравелиты	400					пелециподы и гастроподы	асимметричная синклиналь	
					алевролиты и песчаники	200		глыбовой горизонт		хорошо выдержанные			
			верхний альб		конгломераты	50					иноцерамы, аммониты, орбитолины		
					алевролиты	30							
					конгломераты	15—2							

Подзона	Пространственное положение	Тип разреза	Стратиграфический объем (полота разреза)	Количество перерывов	Набор литологических типов пород и их последовательность	Мощность в *м*		Наличие подводнооползневых явлений
Центральная	северный участок	соймульский	турон		Пестроцветные мергели	20	120	
			сеноман		конгломераты	50		
					алевролиты и мелкозернистые песчаники	35		
			верхний альб		органогенные известняки	25—2		
					конгломераты	1—5		
	южный участок	першаньский	сенон турон		песчаные мергели	30	1300	глыбовый горизонт
			сеноман верхний альб		конгломераты, гравелиты, песчаники	1000		
			апт неоком		гравелиты, песчаники, алевролиты, мергели	270		
Западная	северный участок	вишеу	турон		мергелистые песчаники	50	70—100	
			сеноман		песчаники, гравелиты	20		
					конгломераты			
	южный участок	рукэрский	турон ? верхний альб		пестроцветные мергели	40	450	
					песчанистые мергели, конгломераты	300		
			ниж. апт неоком		мергели, мергелистые известняки	100		

В разрезе мела широкое развитие имеют подводнооползневые и подводнообвальные явления. Проявление их выражается в наличии как в алевролитах, так и в конгломератах крупных глыб верхнеюрских известняков, обычно приуроченных к определенным стратиграфическим уровням, позволяющим выделить два-три глыбовых горизонта. Накопление осадков происходило, очевидно, в условиях значительной диф-

Продолжение табл.

Характер слоистости	Фациальная изменчивость	Тип фауны	Условия залегания	Площадь распространения (радиус действия разреза)
тонкая, горизонтальная	выдержанные	планктонные фораминиферы	горизонтальное, моноклинальное	
морской тип ориентировки галек	выдержанные		моноклинальное	Раховский массив (гора Соймул, гора Кобыла и др.) Марамуреш, Глоду
волнистая	выдержанные	аммониты, иноцерамы и др.		
массивная	выдержанные	орбитолины, водоросли		
массивная	выдержанные			
горизонтальная	выдержанные	аммониты, иноцерамы	моноклинальное	Першанские горы
массивные и метровой слоистости	выдержанные		синклинальное	Бран, долина Дымбовицы
горизонтальная	выдержанные	рудисты, аммониты		
горизонтальная	выдержанные	иноцерамы	моноклинальное	р. Вишеу, р. Рускова, р. Борша
	выдержанные	устрицы		
горизонтальная	выдержанные	планктонные фораминиферы	горизонтальное и моноклинальное	Правые притоки р. Дымбовицы с. Рукэр, Пьятра Краюлуй
волнистая, массивная	выдержанные	иноцерамы, аммониты пелециподы		
горизонтальная	выдержанные	пахидонты, аммониты		

ференциации территории; резко выраженных узких компенсированных впадин, прилегающих к поднятиям-кордильерам.

2. **Бучеджский тип (южное погружение зоны).** Бучеджский тип разреза располагается на крайнем юге Восточных Карпат в районе изгиба их дуги. Он выполняет синклиналь Бучеджь-Пьятра Маре, расположенную между кристаллическим массивом Ляота и антиклинорием Замура.

Здесь развита толща обломочных отложений мощностью до 2500 *м*, представляющая разрез от баррема до турона включительно. Исследования, проведенные Мурджяну, Патрулиусом и др. (G. Murgeanu, D. Patrulius, 1957—1961) на восточном склоне массива Бучеджь, показали, что различные члены флиша, заключенные между слоями Комарник и «конгломератами Бучеджь», связаны друг с другом постепенными переходами и что перерыва в осадконакоплении нет, в отличие от взглядов Иекелиуса (E. Iekelius, 1938) и Онческу (H. Oncescu, 1960), которые предполагали существование перерыва.

Особенностью данного типа разреза, кроме наибольшей мощности отложений в пределах всей Мармарошской зоны, является развитие в низах разреза песчано-мергелистого флиша, что для зоны в целом мало типично. Кроме того, отложения содержат известняки с орбитолинами и пахидонтами. Разрез заканчивается толщей «конгломератов Бучеджь» мощностью до 1500 *м*, в верхней части содержащей прослои песчаников и алевролитов. Формирование отложений этого типа происходило в непрерывно опускающейся компенсированной впадине у восточного края массива Ляота. Анализ фаций и структуры приводит к заключению, что впадина от области суши в нижнемеловую эпоху отделялась резким разломом.

ВОСТОЧНЫЕ КРАЕВЫЕ ВПАДИНЫ

К восточным краевым впадинам можно отнести асимметричные синклинали, расположенные в Чивчинских горах, Рарэу, Тульгеше и Хэгимаше. По характеру строения здесь выделяются два типа разреза: хэгимашский и чивчинский. Различия их сводятся к тому, что в первом более полный диапазон отложений (от неокома до сеномана включительно), меньше горизонтов грубообломочных пород и меньше суммарные мощности.

3. **Хэгимашский тип.** Выделяется в пределах одноименного массива на восточном краю Мармарошской зоны, распространяется в массивах Рарэу и Тульгеш. Отличается разрез сравнительно небольшими мощностями (450—500 *м*) даже в наиболее прогнутых частях впадин. Разрез представлен мергелями, песчаниками, линзовидными известняками, гравелитами и конгломератами. Широким развитием пользуются подводнооползневые явления в виде огромных глыб, главным образом, верхнеюрских известняков. Среди фауны встречаются крупные фораминиферы (орбитолины), кораллы, рудисты, гастроподы.

4. **Чивчинский тип.** Отложения этого типа распространены в пределах Чивчинских гор, где ими слагается крупная асимметричная синклиналь. Разрез этот характеризуется непрерывностью, охватывающей верхний альб, сеноман и нижний турон, значительной мощностью (до 1200 *м*), присутствием, особенно в верхней части разреза, мощных толщ грубообломочных отложений, составляющих более 70% мощности всего разреза. В алевролитовых отложениях, слагающих западное крыло синклинали, встречаются огромные глыбы известняков и доломитов. Наличие большого количества горизонтов грубообломочных пород определяет быструю фациальную изменчивость отложений. Например, горизонт конгломератов мощностью в 50 *м* обычно прослеживается на 3 *км* вкрест простирания и на 10—12 *км* по простиранию. В нижних частях разреза в песчанистых известняках и алевролитах встречается многочисленная прибрежная фауна орбитолин, брахиопод, разнообразных пелеципод, аммонитов, гастропод, багряных водорослей и др.

II. ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПОДЗОНА

Центральная подзона включает Раховский массив, Мармарошский массив, Быстрицкие горы, Першань, район Бран. Разрезы центральной подзоны в целом характеризуются наличием перерывов в осадкообразовании, развитием обломочных пород, местами с преобладанием конгломератов, органогенных известняков, сравнительной выдержанностью фаций, развитием в ряде мест обильной прибрежной морской фауны. Кроме того, для отложений центральной подзоны характерна пологая пликативная дислоцированность при большой роли разрывных нарушений.

5. **Соймульский тип.** В типичном виде развит на Раховском массиве, где представлен разрезами гор Соймул, Кобыла, Причулка и правых притоков р. Малой Шопурки (ручья Риноватый, ручья Колотный), кроме того, некоторыми разрезами Западного Марамуреша, имеющими небольшие отличия (гора Пьетросул-Бардэулуй). Разрез характеризуется стратиграфической неполнотой — присутствием верхнего альба-сеномана (стратотипический разрез соймульской свиты) и турона (нижняя часть пуховской свиты), причем между свитами обнаруживается слабо выраженное азимутальное несогласие. Мощность меловых отложений на Раховском массиве не превышает 120 *м*, к югу в бассейне р. Васер она увеличивается до 300 *м* за счет увеличения главным образом грубообломочных пород. Отличительным признаком соймульского типа разреза от других, развитых в Мармарошской зоне, является обилие прибрежно-морской фауны и флоры, включающей крупных бентонных фораминифер (орбитолин), каменных багряных водорослей, брахиопод, червей, кораллов, аммонитов, гастропод и преобладающих по разнообразию многочисленных пелеципод, среди которых ведущее положение занимают иноцерамы, кукуллеи, устрицы и др., образующие ракушняки или банки. Более подробно об этом типе см. следующую статью настоящего сборника.

К соймульскому типу можно отнести отложения, развитые в районе Цибау, Бенеш, Глоду, имеющие однотипную фауну, но отличающиеся меньшим развитием грубообломочных пород и преобладанием мергелей, возможным отсутствием перерывов между отложениями сеномана и турона. Мощность отложений в этих районах не превышает 200 *м*.

6. **Першаньский тип.** Кроме Першаньских гор, этот тип разреза в грубом приближении охватывает весь южный участок центральной подзоны, включающий район Кодли, Бран, долину р. Дымбовичоары. В отличие от разрезов северных участков центральной подзоны, Першаньский тип характеризуется большими мощностями, местами до 1000—1300 *м*, полнотой стратиграфического разреза, быстрой фациальной изменчивостью отложений. Першаньский тип по некоторым своим признакам (полнота стратиграфического диапазона, мощность и др.) приближается к типам разрезов восточных впадин или типу Бучеджь, но отличается своим структурным положением — резко выдвинутым на запад. Как будет показано ниже, подобное развитие разреза определялось поперечным глубинным разломом. Першаньский тип разреза включает неоком, представленный синими мергелями с богатой фауной аммонитов, апт — песчано-мергелистым флишем, верхний альб-сеноман — грубообломочными отложениями и турон — нижний сенон — песчанистыми мергелями с фауной иноцерамов.

III. ЗАПАДНАЯ ПОДЗОНА

Западная подзона распространена в виде узкой прерывистой полосы, занимая крайнее западное положение в Мармарошской зоне.

Особенность строения меловых отложений этой подзоны заключается в том, что они обладают сравнительно малыми мощностями (до 100—400 *м*), преобладанием в низах разреза грубообломочных пород, а в верхах — песчаников, алевролитов и мергелей.

В западной подзоне можно выделить два типа разрезов: Вишеу на севере и Рукэрский на юге, отличающиеся тем, что на юге более полный стратиграфический разрез, чем на севере, и в последнем между сеноманом и туроном улавливается перерыв в осадконакоплении и, кроме того, разрез имеет маленькую мощность (до 70 *м*).

7. **Тип Вишеу.** Отложения этого типа располагаются отдельными изолированными выходами, залегающими на метаморфических породах фундамента. В основании разреза залегают конгломераты и песчаники, содержащие многочисленную сеноманскую фауну *Amphidonta columba* Lam. Мощность отложений сеноманского яруса 20—25 *м*. Сеноманские отложения несогласно перекрываются красными туронскими мергелями, содержащими глоботрункан. Мощность их 50 *м*.

8. **Рукэрский тип.** Представлен разрезами правых притоков р. Дымбовицы у с. Рукэр и Пьятра Краюлуй. Разрез начинается синеватыми мергелями с аммонитами, белемнитами и рифовыми известняками с пахидонтами (неоком-нижний апт) мощностью до 100 *м*. Выше несогласно перекрываются мощными конгломератами и песчанистыми мергелями с фауной пелеципод и аммонитов (верхний альб-сеноман). Возможно, так же как и на юге (Стоенешти) разрез заканчивается мергелями туронского яруса.

Приведенные типы разрезов свидетельствуют о сложности общего структурного плана областей осадконакопления. Анализ частных разрезов позволяет установить характер и направленность тектонических движений, определивших весь ход развития Мармарошской зоны Восточных Карпат в меловой период. Рассмотрение пространственной приуроченности отдельных признаков приводит к уточнению характера тектонических движений. Так наиболее полные и мощные стратиграфические разрезы с непрерывным осадконакоплением приурочены к районам осевых погружений зоны, а сокращенные разрезы с перерывами в осадконакоплении пространственно локализуются в средней части зоны. Набор литогенетических типов пород, их последовательность, характер фауны и флоры приводит к выводу, что в меловой период на территории Мармарошской зоны существовало теплое, нормально соленое море.

Общий характер тектонического развития выражается в том, что начиная с неокома Мармарошская зона Восточных Карпат частично вовлекается в прогибание. Интенсивность нисходящих движений достигает своего максимального развития в сеноманский век, когда почти вся зона оказывается покрыта морем за исключением, может быть, самых западных участков, уже относящихся к срединному массиву, в это время представлявшего область суши и поставлявшего основную массу обломочного материала.

Кроме глубинных разломов, определивших развитие Мармарошских структур Карпатского простирания, большую роль в формировании основных областей осадконакопления играли поперечные разломы. К таким разломам можно отнести разлом, отделивший южный участок зоны (Бучеджь, Пьятра-Маре, Пьятра-Краюлуй и др.) от среднего (Першань, собственно кристаллический массив). Этот разлом широтного простирания является продолжением глубинного разлома, который ограничивает южный край Трансильванской впадины от Южных Карпат. Особенность его та, что он в меловой период определил более ин-

тенсивное погружение района Першань. В результате этого сформировался разрез (першаньский тип), по некоторым особенностям своего строения (полноты стратиграфического объема, мощности и др.) близкий к разрезам осевых погружений зоны, но по своему западному структурному положению резко отличный от них. В связи с этим отнесение першаньского типа разреза к центральной подзоне условно. Другой поперечный разлом, менее значительный по своей роли формирования различных типов меловых отложений, проходит приблизительно по долине р. Золотая Бистрица. Он является продолжением северного разлома массива Родно и северным ограничением Трансильванской впадины. Проявление разлома сказалось в резком сужении Мармарошской зоны и различии формирования отложений среднего (как более устойчивого) и северного участков. Типизация разрезов меловых отложений Мармарошской зоны приводит к уточнению характера современных границ со смежными структурно-фациальными зонами Восточных Карпат. Так, в районе Раховского массива по северо-восточному краю отсутствуют разрезы, характерные для восточных краевых впадин или осевого погружения, и отложения центральной подзоны (соймульский тип разреза) непосредственно сочленяются с отложениями флишевой зоны. Подобные взаимоотношения двух структурно-фациальных зон, на наш взгляд, указывают на наличие здесь значительного надвига с амплитудой не менее 5—6 *км*. Возможно, что отложения раховской свиты, развитые по северо-восточному краю Раховского массива, и являются аналогами отложений типа краевых впадин.

Другим примером, противоположным первому, о нормальных взаимоотношениях двух структурно-фациальных зон являются восточные краевые впадины южного участка (Рарэу, Тульгеш, Хэгимаш). Здесь широкое развитие подзоны и постепенные переходы меловых отложений из Мармарошской зоны во флишевую указывают на нормальные (без надвига) взаимоотношения двух структурных зон. Подобный вывод подтверждается и геологической съемкой этих районов (I. Băncilă, 1941, 1958).

ЛИТЕРАТУРА

Мурджяну Г., Филипеску М. и др. Гид экскурсий. Восточные Карпаты. Бухарест, 1961.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960.

Băncilă I. Etude geologique dans les monts Hăghimas—Ciuc. «An. Inst. Geol. Roum.», 1941, vol. 21.

Băncilă I. Geologia Carparilor Orientali. Bucuresti, 1958.

Iekelius E. Das gebirge von Brasov. «Annuaire Inst. Geol. Roum.», 1938, vol. 19.

Macovei G., Atanasiu I. Evolution geologique de la Roumanie, Cretace. «An. Inst. Geol. Roum.», 1934, vol. 16.

Murgeanu G., Patrulius D. Cretacicul superior de pe marginea Leaotei si virsta Conglomeratelor de Bucegi, «Buletinul Striintifie Acad. RPR», 1957, t. 2, Nr 1.

Murgeanu G., Patrulius D. Flisul cretacic din regiunea Pasului Predelus. «Studii si cercetari de geologie Acad. RPR», 1959, t. 4, Nr 1.

Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. Flisul cretacic din basinul. văii Tirlungului. «Studii si cercetari de Geologie, Acad. RPR», 1959, t. 4, Nr. 1.

Patrulius D. La couverture mesozoique des massifs cristallins des Carpates Orientales. «Annales Instituti Geologici publici hungarici», 1960, vol. 49, fas. 1.

В. Г. ЧЕРНОВ

СТРАТОТИП СОЙМУЛЬСКОЙ СВИТЫ

В связи с широко развернувшимися детальными геологосъемочными работами в Советских Карпатах встает вопрос о всестороннем изучении характерных региональных разрезов и разработке детальной их биостратиграфии. Последнее невозможно без тщательного комплексного изучения и описания стратотипов вспомогательных региональных стратиграфических подразделений. Одной из широко распространенных свит в пределах Мармарошской зоны Восточных Карпат является соймульская свита, первоначально выделенная на Раховском массиве и затем в других районах Советских Карпат (на Чивчинах, в Мармарошской зоне Утесов и др.).

Отложения соймульской свиты в фациальном отношении являются прибрежно-морскими, в отличие от широко распространенных в Восточных Карпатах флишевых отложениях. Природа отложений соймульской свиты определяется краевым положением в общем меловом бассейне, сравнительно малыми мощностями, широким развитием грубообломочных пород и тем, что отложения содержат обильную и разнообразную прибрежную фауну, подтверждающую это положение. Не будет преувеличением отметить, что по количеству и разнообразию фауны и флоры отложения соймульской свиты являются одной из самых интересных свит мелового возраста Восточных Карпат.

Изучение литературного материала по соймульской свите показывает, что существуют различные мнения об объеме, возрасте и составе соймульской свиты. Значительная часть различных толкований происходит от неполноты изученности стратотипического разреза, различного его понимания. Кроме того, до сих пор мы не имеем специального описания стратотипа отложений соймульской свиты с послойной палеонтологической характеристикой. Занимаясь изучением меловых отложений Мармарошской зоны Восточных Карпат, автор имел возможность в течение 1961—1964 гг. собрать новый материал по меловым отложениям горы Соймул.

За стратотип соймульской свиты принимается разрез горы Соймул, расположенной в 4 *км* к югу от г. Рахова на левом берегу р. Тисы. Ряд обстоятельств выдвигает разрез меловых отложений горы Соймул в число опорных: 1) разрез четко ограничивается подстилающими (палеозойскими и мезозойскими отложениями) и перекрывающими туронскими пестроцветными мергелями; 2) разрез непрерывный и хорошо обнажен; 3) в строении свиты принимают участие разнообразные типы осадочных пород; 4) разрез содержит многочисленную разнообразную фауну, что позволяет точно определить возрастной объем свиты, а также выделить фаунистически хорошо охарактеризованные слои или горизонты, позволяющие сопоставить разрезы других районов.

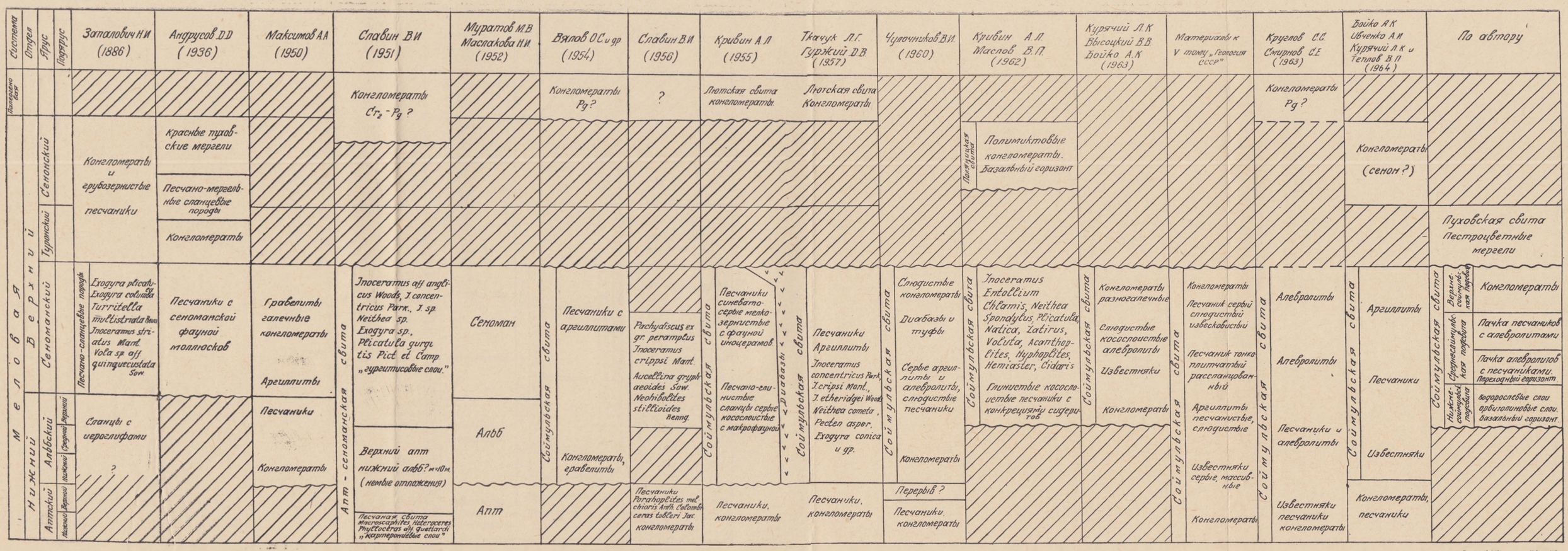


Рис. 1. Схема развития взглядов на строение соймульской свиты

Название свиты происходит от румынского V. Şoimul, что означает гора Сокол. Произношение на русском языке гора Соймул следует считать неправильным, так как звук (ş) на русский язык передается звуком (ш). Однако написание «соймульская свита» настолько широко вошло в практику геологических работ, что изменять его нецелесообразно.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отложения соймульской свиты с разной степенью детальности изучались многими геологами. Наиболее детальные описания с палеонтологической характеристикой отложений были сделаны Запаловичем (H. Zapalowicz, 1886), Славиным В. И. (1951, 1956) и Кривиным А. Л. (1955, 1962). Представления геологов о строении и возрасте комплекса отложений, объединяемых автором в соймульскую свиту, изображены в виде схемы (рис. 1).

Из приведенной схемы развития взглядов на отложения соймульской свиты видна большая запутанность в понимании возраста, объема и литологического состава отложений. Название — «соймульская свита» было введено в геологическую литературу Калугиным П. И. (1950), Вяловым О. С. (1954). При этом к соймульской свите были отнесены лишь алевролиты и песчаники, а сам стратотип описан не был. Предшествующие исследователи — Запалович (H. Zapalowicz, 1886), Андрусов (D. Andrusov, 1936), Максимов А. А. (1950), описывая меловые отложения Раховского массива, свиты не выделяли. Славин В. И. (1951) меловые отложения горы Соймул выделил как «апт-сеноманскую» свиту. Объем свиты не всеми геологами понимается одинаково. Большая часть геологов — Вялов О. С., Кривин А. Л., Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. — под соймульской свитой понимают лишь более широко развитые в Мармарошской зоне тонкозернистые известковистые песчаники и алевролиты, по возрасту относимые к альбу и сеноману. Другие — Славин В. И., Круглов С. С., Смирнов С. Е., Бойко А. К., Курячий Л. К., Ивченко А. И. и Теплов В. П. — к соймульской свите относят весь разрез, исключая верхнюю толщу конгломератов. Возраст свиты определяется ими как апт-сеноман, а возраст покрывающих конгломератов принимается за палеогеновый или верхнемеловой (сенон?). Отсутствие фауны верхнего апта, нижнего и среднего альба во многих работах объясняется возможным существованием перерыва в осадконакоплении, а Круглов С. С. и Смирнов С. Е., подчеркивая непрерывность разреза, заключают, что «отсутствие фауны объясняется либо какими-то непонятными особенностями бассейна этого времени, либо, что более вероятно, такая фауна здесь еще просто не обнаружена».

Возраст конгломератов, перекрывающих толщу песчаников и алевролитов, большинством исследователей (Кривин А. Л., Гуржий Д. В. и др.) определяется как палеогеновый, некоторые из них (Кривин А. Л.) выделяли конгломераты в самостоятельную лютскую свиту или относили их к базальному горизонту полянской свиты (Кривин, 1962). Взгляды предшествующих исследователей на строение меловых отложений горы Соймул удобно представить в виде наглядной синонимики.

1886. Сеноман. Zapalowicz H.
1936. Сеноман. Andrusov D. H.
1949. Апт, альб — сеноман. Муратов М. В.
1950. Альб — сеноман. Максимов А. А.
1951. Апт — альб — сеноман (апт — сеноманская свита) верхний мел — палеоген? Славин В. И.

1952. Апт, альб — сеноман. Муратов М. В., Маслакова Н. И.
1953. Апт — сеноман. Богданов А. А.
1954. Апт, альб — сеноман (соймульская свита). Вялов О. С. и др.
1955. Апт, альб — сеноман, соймульская свита (Палеоген — лютская свита). Кривин А. Л.
1956. Апт, альб — сеноман, палеоген. Славин В. И.
1957. Апт (альб — сеноман). (Соймульская свита.) Палеоген — лютская свита. Ткачук Л. Г. и Гуржий Д. В.
1960. Апт (альб — сеноман, соймульская свита). Чулочников В. И.
1960. Апт — сеноман. Денисевич А. А., Живлюк В. И. и Филимонова Н. С.
1961. Верхний альб — сеноман (соймульская свита). Пастернак С. И.
1962. Верхний альб — сеноман (соймульская свита). Сенон (полянская свита). Кривин А. Л. и Маслов В. П.
1963. Верхний альб — сеноман. Соймульская свита. Курячий Л. К. и др.
1963. Апт — альб — сеноман (соймульская свита). Палеоген Круглов С. С. и Смирнов С. Е.
1964. Апт — альб — сеноман (соймульская свита). Сенон? Бойко А. К. и др.

РАЗРЕЗ СТРАТОТИПА

СОЙМУЛЬСКАЯ СВИТА (верхний альб — сеноман)

НИЖНЕСОЙМУЛЬСКАЯ ПОДСВИТА

БАЗАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ (верхний альб)

1. Непосредственно на доломитах среднего триаса с размывом и угловым несогласием трансгрессивно лежат базальные конгломераты. Местами конгломераты залегают в карманах, размытых в доломитах глубиной до 3 *м*. Конгломераты средне- и крупногалечные, реже валунные с отдельными глыбами доломитов среднего триаса. Среди конгломератов встречаются линзы и прослои гравелитов и грубозернистых кварцевых песчаников мощностью 30—50 *см*. По составу конгломераты олигомиктовые, содержащие в основном обломки кварца, различных кварцитов, редко встречаются мелкие гальки кварц-серицитовых пород (рис. 2). Мощность — 5 *м*.

2. Выше по разрезу конгломераты постепенно сменяются крупнозернистыми гравелитами с редкой хорошо окатанной кварцевой галькой и линзами песчанистых известняков (мощностью 10—15 *см*), содержащих обильную фауну. Среди фауны определены *Orbitolina mamillata* Arch., *O.* sp., *Terebratula* ex gr. *biplicata* Brocc, *Amphidonta lateralis* Nils., *Palaeophyllum* cf. *elegans* Masl. Из приведенной фауны в количественном отношении преобладают орбитолины и брахиоподы. Мощность — 2,5 *м*.

ОРБИТОЛИНОВЫЕ СЛОИ (сеноман)

3. Стратиграфически выше залегают орбитолиновые песчанистые известняки с многочисленными корками литотамниевых водорослей. Обломочная часть состоит из угловатых плохо окатанных зерен молочно-белого кварца и зерен кварцитов (размеры до 1—1,5 *мм*). Сортированность плохая. Основная масса обломочных зерен не превышает

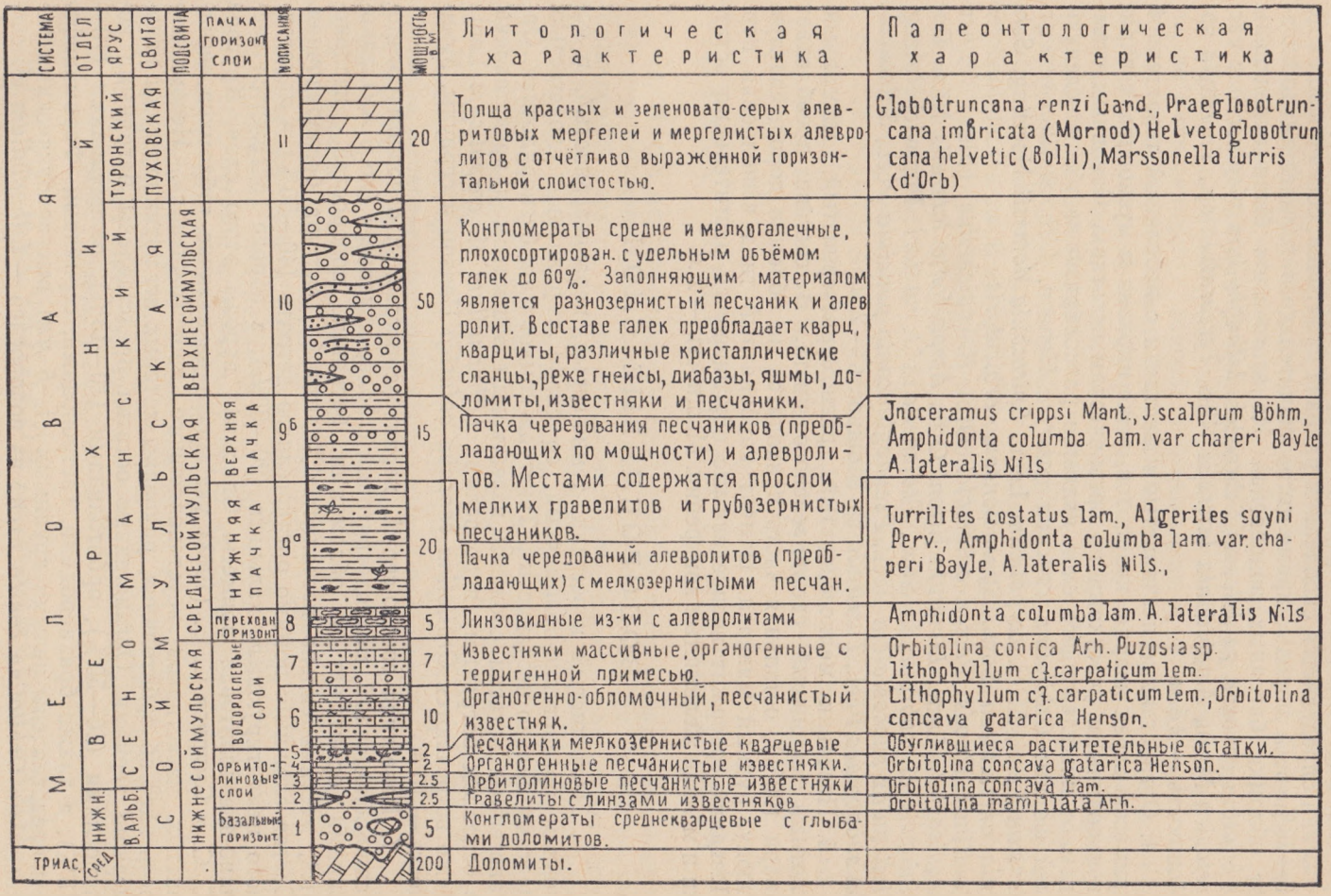


Рис. 2. Стратиграфический разрез меловых отложений горы Соймул

0,1—0,05 *мм*. Раковины орбитолин агглютинированы обломками кварца и зернами граната и циркона. Кроме того, к раковинам орбитолин приурочены многочисленные кристаллы пирита. Органогенная природа отложений определяется скоплением раковин орбитолин, составляющих до 65—70% всей породы, кроме того, значительного количества достигают обломки багряных водорослей. Из этого слоя были определены *Orbitolina concava pauletensis* Schroeder, *Lithophyllum pleoluccense* var. *cretacicu* Masl., *Amphidonta lateralis* Nils., *Terebratula* sp., *Turritella* sp. Мощность — 2,5 *м*.

4. Органогенные песчанистые известняки с небольшой терригенной примесью зерен кварца, кварцитов, реже циркона и мусковита, с пиритизированными участками по органическим остаткам. Основным отличием от нижележащего слоя является разнообразие и обилие следующей фауны: *Orbitolina concava qatarica* Henson, *Lithophyllum* ex gr. *densum* Lem., *L.* cf. *carpaticum* Lem., *Spirorbula domesii* Noetling, *Serpula ampullacea* Sow., *Syncyclonema orbicularis* Sow., *Camptonectes gaultinus Woods, Pecten dutemplei* Orb. *P. pulchellus* Nils.; *Neithea aequicostata* Lam., *Limatula fittoni* Orb., *Amphidonta lateralis* Nils., *Dosiniopsis* cf. *subrotunda* Sow., *Trajanella* cf. *muniari* Popovici-Natzeg, *Helicaulax subcostatum* Pčel., *Pseudoglauconia punctata* Pčel., *Sulcoacteon subovoides* Pčel., *Turritella* sp. Мощность — 2 *м*.

5. Песчаник мелкозернистый, равномернозернистый, массивный, плотный, кварцевый светло-зеленого цвета. В составе преобладает кварц (90%), остальная часть приходится на обломки пород, светлую слюду, рудный минерал. Цемент карбонатный типа выполнения пор. Песчаник содержит неопределимые обуглившиеся растительные остатки и мелкие железистые конкреции. Мощность — 2 *м*.

ВОДОРОСЛЕВЫЕ СЛОИ

6. Песчанистый известняк, темно-серый, неравнозернистый, в основном органогенно-обломочный, со слабо выраженной слоистостью, местами сильно песчанистый. Текстура комковатая, беспорядочная. Органогенные остатки сложены известковым веществом и представлены в основном багряными водорослями *Lithophyllum* cf. *carpaticum* Lem., реже встречаются *Orbitolina concava qatarica* Henson и серпулы. Мощность — 10 *м*.

7. Известняк светло-серый, неравнозернистый, в основном органогенно-обломочный, мелкодетритовый с более крупными (до 6 *мм*) раковинами орбитолин и обломками багряных водорослей, неслоистый, местами сильно песчанистый, плотный. Текстура беспорядочная. Состав сложный: помимо органогенного детрита (40—50%) и хемогенного цементирующего кальцита (20—30%), в породе содержится песчано-алевролитовая примесь. Описывая породы этого слоя, Круглов С. С. и Смирнов С. Е. (1963) указывают на наличие «обломков песчанистых известняков неустановленного происхождения». Несомненно речь идет об орбитолинах, раковины которых агглютинированны кварцевыми зернами. Органогенные остатки представлены багряными водорослями (40—50%), орбитолинами (10—15%), пелециподами (10—15%), а также брахиоподами, гастроподами, серпулами. Фораминиферы представлены целыми крупными (4—5 *мм*) высококоническими раковинами *Orbitolina conica* Arch., из водорослей — *Lithoplyllum* cf. *carpaticum* Lem., *Lithothamnium* sp. Из других групп: *Puzosia* sp. *Serpula* cf. *ampullacea* Sow., *Pecten pulchellus* Nils., *Hippurites* sp., *Radiolites* sp., *Nerinea* cf. *subpyramidalis* Goldf. Мощность — 7 *м*.

Переходный горизонт

Горизонт содержит элементы подстилающих пород — известняков и перекрывающих — известковистых алевролитов.

8. Известняки линзовидные светло-серые плотные с облекающими их карбонатными алевролитами. Терригенная примесь местами обильна, но мелкозернистая, хорошо сортированная и представлена в основном угловатыми обломками кварца, кварцитов и чешуйками мусковита. Цемент карбонатный мелкозернистый базального типа строения. Линзовидные прослои известняков местами целиком сложены устричными банками с основной формой *Amphidonta lateralis* Nils. Органические остатки в этом слое обильны и представлены следующими видами: *Orbitolina conica* Arch., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Neohibolites* sp., *Stylina* cf. *sparsa* Trautschold, *Serpula ampullacea* Sow., *Spirorbula domesii* Noetling, *Limatula fittoni* Orb., *Cucullaea* cf. *glabra* Park., *Plicatula* aff. *carteroni* Orb., *Lopha* cf. *diluviana* Lin., *Amphidonta columba* Lam. var. *chaperi* Bayle. *A. lateralis* Nils., *Anomia* cf. *laevigata* Sow., *Radiolites* sp., *Inoceramus concentricus* Park., *I.* aff. *concentricus* Park., *I.* aff. *substriatulus* Sinzov. *Trochacteon cylindricus* Pčel., *Haustator subnodosus* Pčel., *Pseudoglauconia punctata* Pčel., *Natica gaultina* Orb., кроме того, в большом количестве встречаются циклоидные рыбные чешуи. Мощность — 5 *м.*

ПАЧКА АЛЕВРОЛИТОВ С ПЕСЧАНИКАМИ

9а. Пачка переслаивания алевролитов (преобладающих по мощности) с мелкозернистыми песчаниками. Свежие разности пород имеют темно-серую окраску с синеватым оттенком, плохую сортированность терригенного материала. Цемент обычно карбонатный или глинисто-карбонатный базального типа. При выветривании алевролиты и песчаники становятся светлосерыми, бурыми или коричневатыми с пустотами от выщелочной фауны. Переходы между песчаниками и алевролитами постепенные без четких и ясных границ раздела. Песчаники отличаются от алевролитов, кроме величины слагающих их терригенных обломков, несколько большей прочностью и более грубой слоистостью. В алевролитах чаще встречается горизонтальная или слабо волнистая слоистость, в песчаниках — слоистость выражена неотчетливо и может быть отнесена к волнистой. К породам этого слоя приурочены многочисленные иероглифы, фукоиды, обильные скопления обугленных растительных остатков и мелкие железистые конкреции. Из этой пачки была определена следующая фауна: *Turrilites costatus* Lam., *Algerites sayni* Perv., *Serpula ampullacea* Sow., *S.* cf. *planorbis* Gein., *Glomerula* cf. *gordialis* Schlotheim, *Syncyclonema orbicularis* Sow., *Neithea quinquecostata* Sow., *Lima* cf. *vraconensis* Pictet et *Campiche, Lima* sp., *Lima* cf. *meyeri* Woods, *Plicatula* aff. *carteroni* Orb., Amphidonta columba Lam., var. *chaperi* Bayle, *A. lateralis* Nils., *Inoceramus* sp., *Pleurotoma* aff. *induta* Goldf. Мощность — 20 *м.*

ПАЧКА ПЕСЧАНИКОВ С АЛЕВРОЛИТАМИ

9б. Верхняя пачка среднесоймульской подсвиты, в отличие от нижней пачки, в своем составе содержит больше прослоев песчаников, а местами мелких гравелитов и грубозернистых песчаников. Для этой

части разреза менее характерно наличие железистых конкреций. Отсюда была определена следующая фауна: *Serpula ampullacea* Sow., *Inoceramus crippsi* Mant., *I. scalprum* Boehm, *Amphidonta columba* Lam. var. *chaperi* Bayle, *A. lateralis* Nils., *Crassatellites vindinnensis* Orb., *Dosiniopsis* cf. *subrotunda* Sow. Мощность — 15 *м*.

ВЕРХНЕСОЙМУЛЬСКАЯ ПОДСВИТА

10. Алевролиты и песчаники 9 пачки согласно перекрываются конгломератами средне- и мелкогалечными, плохо сортированными с удельным объемом галек до 60%. Средний процент окатанности обломков не превышает 50%. Основная часть галек своими длинными осями ориентирована с северо-запада на юго-восток, а уплощенные стороны их лежат в плоскости напластования или падают на северо-восток под углом 8—10°. Конгломераты содержат линзовидные прослои гравелитов и грубозернистых песчаников. Заполняющим материалом является разнозернистый песчаник и алевролит. Цемент карбонатный. В составе обломков преобладают жильный кварц, кварциты, различные кристаллические сланцы, известняки, доломиты, реже гнейсы, диабазы, яшмы, песчаники. Мощность — 50 *м*.

Общая мощность стратотипического разреза соймульской свиты 120 *м*.

ПУХОВСКАЯ СВИТА (ТУРОН)

11. На западном склоне горы Соймул конгломераты верхнесоймульской подсвиты с размывом и небольшим азимутальным несогласием (5—8°) перекрываются толщей красных и зеленовато-серых алевролитовых мергелей и мергелистых алевролитов с отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью, содержащих туронскую микрофауну, откуда Н. И. Маслакова, по нашим сборам, определила *Globotruncana renzi* Gand., *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marssonella turris* (Orb), *Ammodiscus eggeri* Majzon, *Glomospira saturniformis* Mojzon, *Ammobaculites rowei* Bornard et Banner. Видимая мощность — 30 *м*.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА СВИТЫ

Приведенный разрез соймульской свиты наглядно иллюстрирует постепенные стратиграфические изменения в составе пород и фауне. Это позволяет присоединиться к мнению тех исследователей, которые считали разрез свиты непрерывным, без каких-либо следов перерыва.

Попытаемся теперь подробнее рассмотреть вопрос о возрасте соймульской свиты в рамках единой шкалы. Для окончательного решения вопроса необходимы дальнейшие исследования и в первую очередь монографическая обработка руководящих групп ископаемых. Возможность такого рассмотрения в настоящее время определяется, с одной стороны, присутствием уверенно установленных палеонтологических комплексов и, с другой,— проведенными сопоставлениями с одновозрастными отложениями сопредельных территорий, часто заключающими аналогичные комплексы фауны.

Собранные материалы не подтверждают наличие аптских отложений в основании соймульской свиты в пределах описанного стратотипа. Аптские отложения на Раховском массиве были впервые выделены В. И. Славиным (1951, 1956) и затем цитируемы почти всеми исследова-

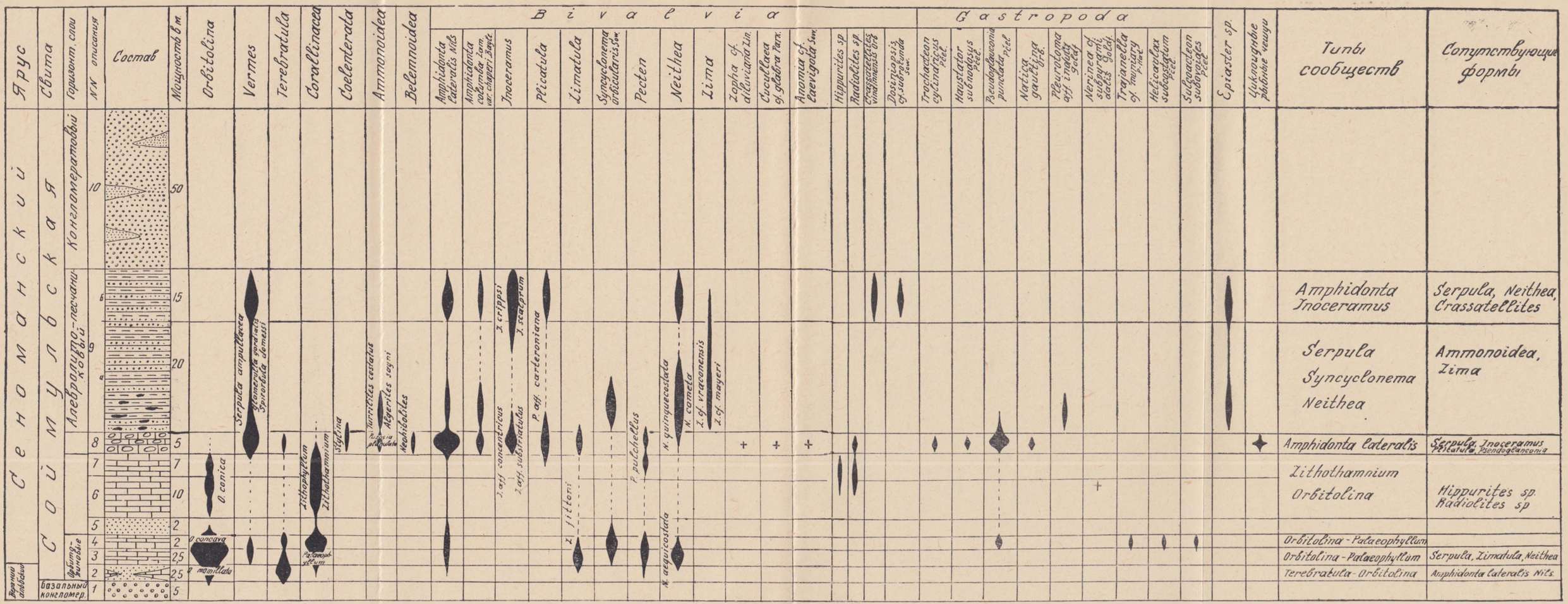


Рис. 3. Схема стратиграфического распространения фауны и флоры в соймульской свите (гора Соймул)

телями, даже теми, кто специально занимался изучением разреза меловых отложений горы Соймул (Круглов и Смирнов, 1963). Основанием для выделения апта послужили находки фауны *Macroscaphites* sp., *Inoceramus neocomiensis* Orb., *Plicatula carteroni* Orb. и др. Эту часть В. И. Славин выделил под названием «картерониевых слоев». Фауна происходит из толщи алевролитов и песчаников и, по-видимому, соответствует 9а пачке. Список руководящей фауны и флоры и их стратиграфическое распространение в стратотипе соймульской свиты, по нашим сборам и определениям, приведен на рис. 3. Базальный горизонт содержит небольшое число руководящих ископаемых, из них наибольшее значение имеет *Orbitolina mamillata* Arch., встречаемая в верхнеальбских отложениях Чехословакии, Румынии, на юге Франции. Форма *Amhpidonta lateralis* Nils. встречается от альба до маастрихта в Европе, в сеномане и сеноне Приаралья и в сеномане и туроне Южной Индии, *Palaeophyllum elegans* Masl.— в альбских отложениях Кавказа.

Список руководящих окаменелостей «орбитолиновых слоев» включает:

1. *Orbitolina concava pauletensis* Schroeder является руководящей формой для нижнего сеномана юга Франции, а *Orbitolina concava* Lam.— характерная сеноманская форма Франции, Италии, Сев. Африки, Болгарии, Румынии и др.
2. *Spirorbula domesii* Noetling — в сеномане Украины.
3. *Neithea aequicostata* Lam.— в верхнем альбе Крыма. Альб — сеноман Южной Англии, Франции.
4. *Limatula fittoni* Orb.— в сеномане Англии и Франции.
5. *Syncyclonema orbicularis* Sow. — верхний альб — сеноман Сев. Кавказа, Крыма, Румынии, Англии, Франции.
6. *Trajanella cf. muniari* Popovici — Hatzeg в сеномане Румынии.
7. *Helicaulax subcostatum* Pcel. — в сеномане Кавказа.
8. *Sulcoacteon subovoides* Pcel. — в апте Кавказа.
9. *Pseudoglauconia punctata* Pcel, — верхний мел Кавказа.

Водорослевые слои сложены багряными водорослями, которые требуют еще дополнительного изучения, в основном они представлены видами, широко распространенными в верхнем мелу Франции, Ливии, Карпат, Кавказа. Форма *Hippurites* sp.— характерная верхнемеловая форма многих стран. Переходный горизонт содержит следующие руководящие формы.

1. *Orbitolina conica* Arch.— соответствует верхнему сеноману Италии и Франции.
2. *Puzosia* cf. *planulata* Sow.— характеризует сеноман многих стран Западной Европы.
3. *Plicatula carteroni* Orb.— указывается из баррема и апта Сев. Кавказа, апта Грузии, баррема и апта Сев. Европы, апта Швейцарии, Франции и Англии. Наши экземпляры обнаруживают значительные отличия от *P. carteroni* Orb, но вследствие недостатка материала и неполной сохранности экземпляров отнесение к *P. carteroni* Orb. решено нами в первом приближении. Большое сходство они обнаруживают с *Plicatula auressensis* Coquand. Следует отметить известную сложность вообще видовых отличий внутри рода Plicatula.
4. *Amphidonta columba* Lam. var. *chaperi* Bayle — хорошая руководящая сеноманская форма многих стран: Франции, Англии, Швейцарии, Чехословакии, Румынии, Болгарии, Средней Азии, Кавказа, Индии и др.

5. *Inoceramus concentricus* Park.— обычно характеризует верхний альб, а также сеноман Англии. Есть все основания полагать, что *I. concentricus* Park. в Советских Карпатах встречается в сеномане. Нижняя пачка среднесоймульской подсвиты содержит остатки аммонитов *Turrilites costatus* Lam. и *Algerites sayni* Gein., которые являются весьма важными формами для установления сеноманского возраста отложений. Другая фауна из этой пачки была разобрана ниже и не противоречит сеноманскому возрасту отложений. Верхняя пачка, кроме отмеченных выше сеноманских видов *Amphidonta columba* Lam. var. *chaperi* Bay., содержит иноцерамов, среди которых определены: *Inoceramus crippsi* Mant. и *I. scalprum* Boehm — формы, известные из сеномана многих стран. Указанным иноцерамам посвящена специальная статья С. И. Коцюбинского (1955), а другой фауне — статья С. И. Пастернака (1961).

На обосновании возраста конгломератов (верхнесоймульская подсвита) и включении их в состав соймульской свиты следует остановиться подробнее, так как они не содержат ископаемых остатков и вопрос о возрасте в истории исследований очень запутан. Из приведенного стратотипического разреза видно, что конгломераты не могут относиться к палеогену, так как они перекрываются пестроцветной толщей туронских мергелей (Маслакова, Чернов, 1965). Тем не менее некоторые исследователи считают толщу конгломератов трансгрессивной и помещают ее в основание пуховской свиты. Такому толкованию противоречит ряд фактов. 1. Нижний контакт конгломератовой толщи с подстилающими алевролитами и песчаниками среднесоймульской подсвиты резкий, четкий, ровный или местами слабо волнистый. Характер контакта показывает на смену структурных типов пород обломочного происхождения. На контакте не видно никаких следов размыва. Кроме того, в подошве конгломератовой толщи в составе обломочной части не наблюдаются обломки подстилающих алевролитов и песчаников. Хотя обычно при трансгрессивных контактах сохраняется погребенная континентальная поверхность со следами процессов выветривания или с обломками подстилающих пород. 2. Конгломератовая толща всегда встречается вместе с подстилающей толщей алевролитов и песчаников, даже тогда, когда туронские мергели отсутствуют. 3. Между конгломератовой толщей и пуховскими туронскими мергелями улавливается небольшое (5—8°) азимутальное несогласие. 4. Исследования показали, что пестроцветная пуховская свита в пределах Мармарошской зоны Восточных Карпат не содержит в своем основании грубообломочных отложений. 5. Конгломератовая толща часто содержит линзовидные прослои алевролитов и песчаников, а на Чивчинах — выдержанные по простиранию мощные горизонты (Славин, Чернов, 1965), аналогичные породам подстилающей подсвиты, т. е. содержат унаследованные элементы от предыдущих условий образования. Кроме того, в верхней пачке среднесоймульской подсвиты содержатся маломощные прослои грубообломочных отложений, которые мы склонны рассматривать как новообразования в пределах одного седиментационного цикла. Таким образом, помещение конгломератовой толщи в основание пуховской свиты основывается лишь на привычной простоте — всегда начинать цикл осадконакопления с более грубых осадков. По нашим данным, конгломератовая толща парагенетически связана с подстилающими отложениями соймульской свиты. Она завершает полный цикл осадконакопления в пределах Раховского массива, а по возрасту, вероятно, соответствует верхнему сеноману. На основании всего сказанного не-

обходимо в соймульскую свиту включить конгломератовую толщу (верхнесоймульская подсвита).

Таким образом, изученная фауна стратотипического разреза с полной уверенностью позволяет отнести соймульскую свиту к верхнему альбу — сеноману единой шкалы.

Относительно биостратиграфических единиц внутри свиты, т. е. деление свиты на подъярусы и зоны, то это станет возможным после монографической обработки руководящих групп ископаемых. Для стратотипа соймульской свиты такими группами могут явиться в нижнесоймульской подсвите крупные орбитолины, багряные водоросли, для низов подсвиты — пелециподы из родов *Neithea, Pecten* и брахиоподы. В среднесоймульской подсвите биостратиграфическое значение могут иметь аммониты, иноцерамы, устрицы и гастроподы.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ (или радиус действия стратотипического разреза)

Как удалось выяснить, площадь распространения стратотипического разреза соймульской свиты охватывает лишь Раховский массив и центральную часть массива Марамуреш.

В других районах Мармарошской зоны Восточных Карпат (на Чивчинах, Мармарошской зоне Утесов и др.) отложения соймульской свиты значительно отличаются от стратотипа. Эти различия отмечаются в значительно больших мощностях (на Чивчинах — 1200 *м*), бо́льшим возрастным объемом (на р. Уголька — от апта до сеномана), литологическим набором пород, присутствием глыбовых горизонтов, особенностями фауны и флоры, позволяющих выделить различные зоны осадконакопления.

В пределах Раховского массива отложения соймульской свиты также испытывают некоторые незначительные изменения в северо-западном направлении, в область погружения кристаллического фундамента (р. Малая Шопурка) (рис. 4).

Отложения соймульской свиты слагают здесь вершины гор. Кобыла, Причулка, а в области погружения массива — вскрываются правыми притоками р. Малая Шопурка (ручей Колотный и ручей Риноватый). Меловые отложения горы Кобылы слагают вершину горы, образуя асимметричную пологую синклинальную складку, разбитую многочисленными тектоническими нарушениями. Отложения соймульской свиты здесь аналогичны описанным на горе Соймул, отличаются лишь отсутствием базального горизонта и наличием в составе фауны многочисленных морских ежей. На горе Кобыле отсутствуют туронские отложения и соймульская свита перекрывается пестроцветными аргиллитами и алевролитами палеогена. На указанной площади разрезы соймульской свиты наиболее полно развиты и удобны для наблюдений в непрерывных обнажениях по южному, восточному и частично по северному склонам горы Кобыла. На южном склоне горы Кобыла выше перевала можно видеть тектонический характер взаимоотношения соймульской свиты с отложениями юрского возраста. Разрез соймульской свиты здесь представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Светло-серые плотные песчанистые известняки линзовидной текстуры. В них найдены *Orbitolina* cf. *concava* Lam., *Serpula ampullacea* Sow., *Lithothamnium* sp. Мощность — 2 *м*.

2. Серые песчанистые карбонатные алевролиты с многочисленными железистыми конкрециями разнообразной формы. В них в ниж-

ней части толщи найдены: *Orbotolina concava* Lam., *Serpula ampullacea* Sow., *Epiaster* cf. *kemali* Weber, *E. crassissimus* Orb., *Hemiaster minimus* Passendorf., *Turritella* sp., *Lithophyllum* cf. *carpaticum* Lem., *Puzosia* sp., *Hamites* cf. *baculoides* Mant., *Mantelliceras* cf. *mantelli* Sow., *Inoceramus* cf. *concentricus* Park., *I. crip-*

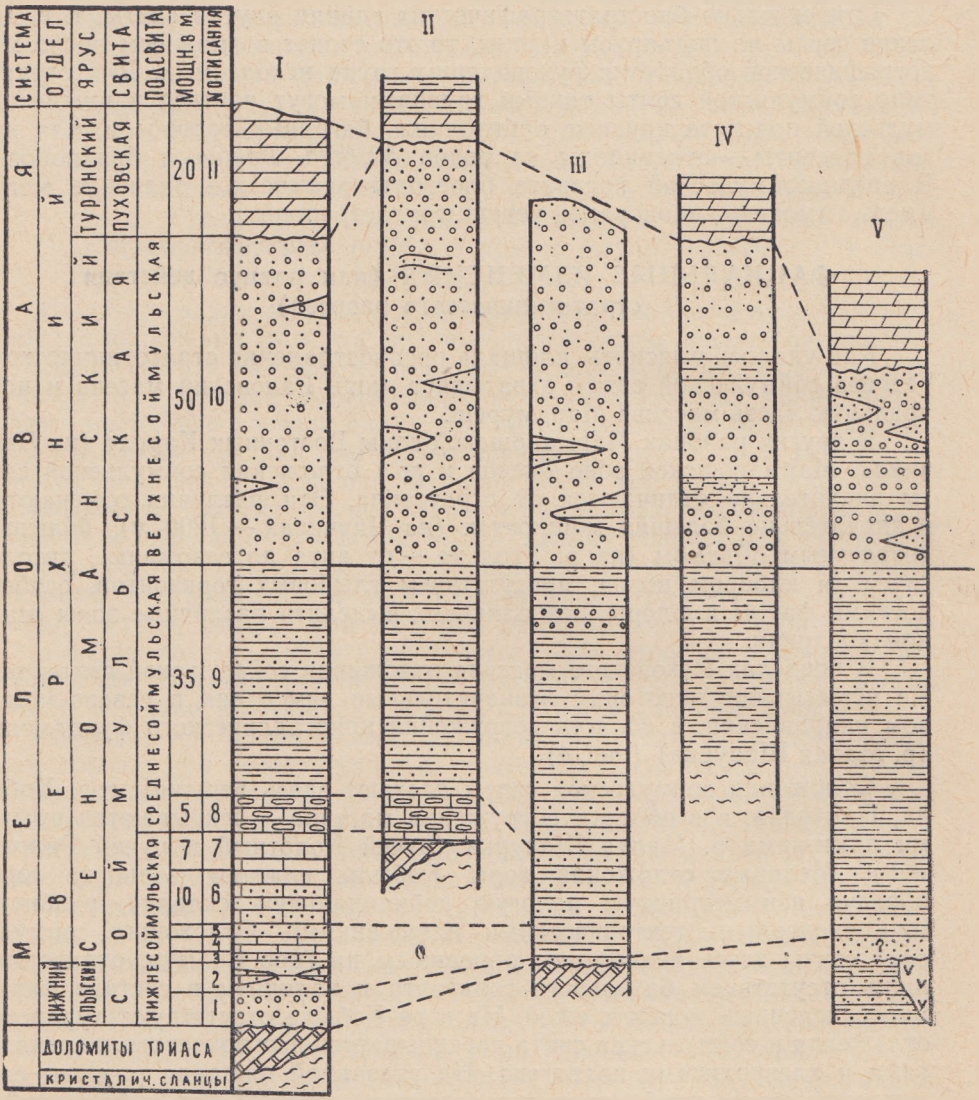


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов соймульской свиты Раховского кристаллического массива:
I — гора Соймул, II — южный склон горы Кобыла, III — северный склон горы Кобыла, IV — ручей Колотный, V — ручей Риноватый

psi Mant., *Crammatodon* cf. *carinatus* Sow., *Variamussium ninae* Kar., *Syncyclonema obricularis* Sow., *Pecten* cf. *dutemplei* Orb., *Pecten* (*Aequipecten*) *pulchellus* Nils., *Neithea quinquecostata* Sow., *Plicatula* aff. *carteroni* Orb. Мощность — 40 *м.*

3. Алевролиты и мелкозернистые песчаники согласно перекрываются толщей мелко- и среднегалечных конгломератов, с отдельны-

ми хорошо окатанными валунами. Конгломераты массивные, местами содержащие линзовидные прослои грубозернистых песчаников. Контакт конгломератов с подстилающими алевролитами нормальный, четкий, ровный, местами слабо волнистый, без следов размыва. В основании конгломератовой толщи не наблюдаются обломки из подстилающих отложений. Мощность — 60 *м*.

4. Конгломераты перекрываются пестроцветной толщей аргиллитов и алевролитов палеогена. На северном склоне горы Кобыла отложения соймульской свиты начинаются среднезернистыми известковистыми песчаниками с плохо сохранившейся фауной *Orbitolina* cf. *concava* Lam. Выше они перекрываются алевролитами с фауной *Inoceramus crippsi* Mant., *Lithothamnium* sp. Алевролиты, как и на южном склоне, перекрываются толщей конгломератов, содержащих в своем составе большее количество прослоев песчаников, а местами линзы алевролитов. Разрез в целом может указывать на направление изменений фаций, так как является более глубоководным, чем разрез южного склона горы Кобыла. В пределах северо-западной области распространения соймульской свиты, а именно в бассейне р. Шопурка, отложения обнажаются на горе Причулка и вскрываются правыми притоками р. Малой Шопурки.

Соймульская свита здесь имеет в основном то же строение, что и в рассмотренных разрезах гор Соймул и Кобылы. Все отличия могут быть следующими. 1. Базальный горизонт замещается песчаниками с отпечатками крупных орбитолин, мощность его сокращается до 1—2 *м*. 2. Песчано-алевритовая пачка становится более мелкозернистой, менее известковой, более тонкослоистой. 3. Конгломератовая толща уменьшается в мощности до 30 *м*, а местами распадается на три горизонта за счет чередования с песчано-алевритовыми отложениями.

Изучение стратотипического разреза соймульской свиты показало, что по возрасту свита соответствует верхнему альбу и сеноману единой геохронологической шкалы. По литолого-палеонтологическим признакам разрез можно подразделить на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю, отражающих определенные изменения условий осадконакоплений. Внутри подсвит возможно выделить ряд слоев, горизонтов и пачек.

На основе анализа особенностей изменения состава разреза, мощностей отложений и состава ископаемой фауны и флоры можно сделать вывод о том, что стратотипический разрез соймульской свиты отвечает полному циклу осадконакопления в пределах Мармарошской зоны Советских Карпат с хорошо выраженными трансгрессивными и регрессивными элементами. В пределах Мармарошской зоны колебательные движения в верхнем альбе выразились в опускании области, что привело к проникновению сюда теплого нормально соленого моря. Море распространялось с востока на запад из области флишевого бассейна. В результате трансгрессии образовался маломощный базальный горизонт, состоящий из кварцевых конгломератов и гравелитов. Они сменяются образованиями органогенных орбитолиновых и литотамниевых песчанистых известняков, формирование которых происходило в прибрежной области моря на глубине не более 50 *м*. Расширение морского бассейна в сеномане на запад и углубление его в восточной части нашло свое отражение в образовании тонкозернистых обломочных осадков, заключающих тонкостворчатую фауну иноцерамов и пектенид.

Начиная со второй половины среднесоймульского времени сеноманского века западная часть Мармарошского массива характеризуется

поднятиями, которые приводят к образованию горного рельефа, вызывают отступание моря на восток и образование регрессивных конгломератов, завершающих полный цикл развития. Большую роль в образовании конгломератовых отложений играли реки, протекавшие по древнему участку суши и поставлявшие основную массу обломочного материала в морской бассейн.

Кроме того, наличие отпечатков наземной флоры и свежих обломков малоустойчивых минералов — полевых шпатов и биотита — можно объяснить, с одной стороны, близостью питающей провинции и быстрым захоронением осадков, а с другой,— климатическими условиями. Несмотря на влажный климат с сильными дождями, расчлененный рельеф исключал возможность длительного химического выветривания минералов, и эти процессы не осуществлялись в широких масштабах.

Сходство изученной фауны с фауной Западно-Европейских стран, Северного Кавказа и Крыма лишний раз подтверждает предположение о соединении, которое существовало между северо-кавказским морем через восточно-карпатское с другими бассейнами Европы в верхнеальбский и сеноманский века.

ЛИТЕРАТУРА

Бойко А. К., Ивченко А. И., Курячий Л. К., Теплов В. П. О возрасте кузинской свиты Раховского массива. ДАН УССР, 1964, № 8.

Вялов О. С. и др. Проблемы промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР, т. 1—2. Киев, 1954.

Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. и др. К стратиграфии карпатского флиша. «Мат-лы V съезда КБГА», 1962.

Калугин П. И. Развитие Карпатского флишевого бассейна в меловом периоде. «Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР». Баку, 1956.

Коцюбинский С. И. Иноцерамы из альб-сеноманских отложений Карпат. «Наук. зап. Природозн. муз. Львов. фил. АН УССР», 1955, т. 4.

Кривин А. Л. и Маслов В. П. Новые данные по стратиграфии и водорослям верхнего мела — нижнего палеоцена Мармарошского массива. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 12.

Круглов С. С. и Смирнов С. Е. О разрезе меловых отложений горы Соймул в Восточных Карпатах. «Геология и нефтегазоносность Советских Карпат». «Тр. УкрНИГРИ», вып. 6. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Максимов А. А. Основные черты строения районов Тисы и Прута. «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.

Максимов А. В. Основные этапы развития Украинских Карпат. «Тр. УкрНИГРИ», вып. 6. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Маслакова Н. И. и Чернов В. Г. Новые данные о туронских отложениях на Раховском и Марамурешском массивах Карпат. «Изв. Высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1965, № 1.

Муратов М. В. Тектоника СССР, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. ДАН СССР, 1951, т. 81, № 2.

Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Основные этапы геологической истории Восточных Карпат. «Бюл. МОИП», геол., 1952, т. 27 (3).

Пастернак С. И. Фауна крейдових відкладів Району Рахова Закарпатської області. «Наук. зап. Науково-природознавчого музею». Изд-во АН УССР, т. IX, 1961.

Славин В. И. Схема стратиграфии мезозойских отложений западных областей УССР. «Тр. Всес. совещ. по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы». Л., Гостоптехиздат, 1956.

Славин В. И. и Чернов В. Г. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Чивчинских гор (Восточные Карпаты). ДАН СССР, 1965, т. 160, № 6.

Ткачук Л. Г. и Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Andrusov D. Geologicke vyzkumy v Podkarpattskě Rusi v Letech 1932—1934, «Carpatica». Praha, 1936.

Zapałowicz H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutische Marmaroscher Grenzkarpathen, t. 36. Wien, 1886.

Н. И. МАСЛАКОВА

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЖОКСКО-ДУКЛЯНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Ужокско-Дуклянская структурно-фациальная зона расположена в юго-западной части флишевой области Восточных Карпат. Она довольно отчетливо прослеживается от границы с Чехословакией и Польшей на северо-западе до бассейна реки Латорицы на юго-востоке. Продолжение этой зоны далее на юго-восток, в бассейн р. Боржавы, а также смыкание ее с Черногорской (Шипотской) зоной пока недостаточно ясны. На севере рассматриваемая зона граничит с Кросненской зоной, на юге — с Магурской, отделяясь от них надвигами.

В пределах Ужокско-Дуклянской зоны в настоящее время выделяются четыре свиты (снизу вверх): шипотская, параженская, березнянская и льютская (Славин, Маслакова, Бызова, 1965; Хаин, Афанасьев, Беэр, Маслакова, 1965). Палеонтологические находки до сих пор были известны лишь в березнянской и льютской свитах. Шипотская и параженская свиты оставались фаунистически не охарактеризованными.

Рассматриваемые отложения нами были изучены в течение последних пяти лет (1960—1964) в с. Черноголово по ручью Соленому (левому притоку р. Люты), в верховьях ручья Бачави (левом притоке р. Люты), в с. Нижне Букивцово, в верховьях р. Люты (по самому крупному левому притоку, впадающему в р. Люту в 5 *км* выше с. Люты), по ручью Паражена, впадающему справа в р. Жденевку в с. Збыны, по ручью Черешково (правому притоку р. Жденевки, впадающему в с. Жденево), на р. Уже (на северной окраине с. Кострино, а также на участке между селами Малый и Великий Березный), по ручью Быстрый поток в с. Новая Стужица, впадающего справа в р. Уж в 4 *км* ниже с. Ставное и в Зворском ручье, правом притоке р. Сипота (рис. 1, 2). Во всех перечисленных разрезах были обнаружены многочисленные фораминиферы преимущественно с агглютинированной, реже известковистой раковиной. В систематическом отноше-

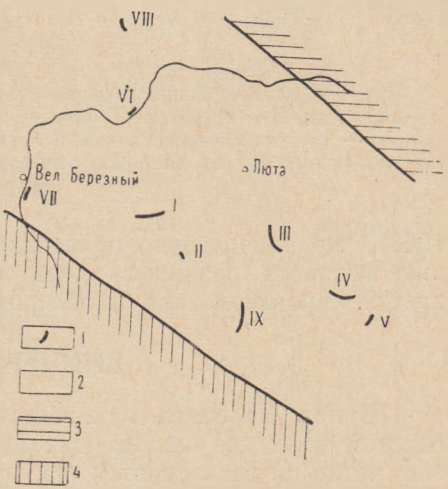


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов:
1 — изученные разрезы, 2 — Ужокско-Дуклянская зона; 3 — Кросненская зона; 4 — Магурская зона

нии фауна оказалась почти тождественной с изученной нами ранее верхнемеловой фауной фораминифер Черногорской зоны (Маслакова,

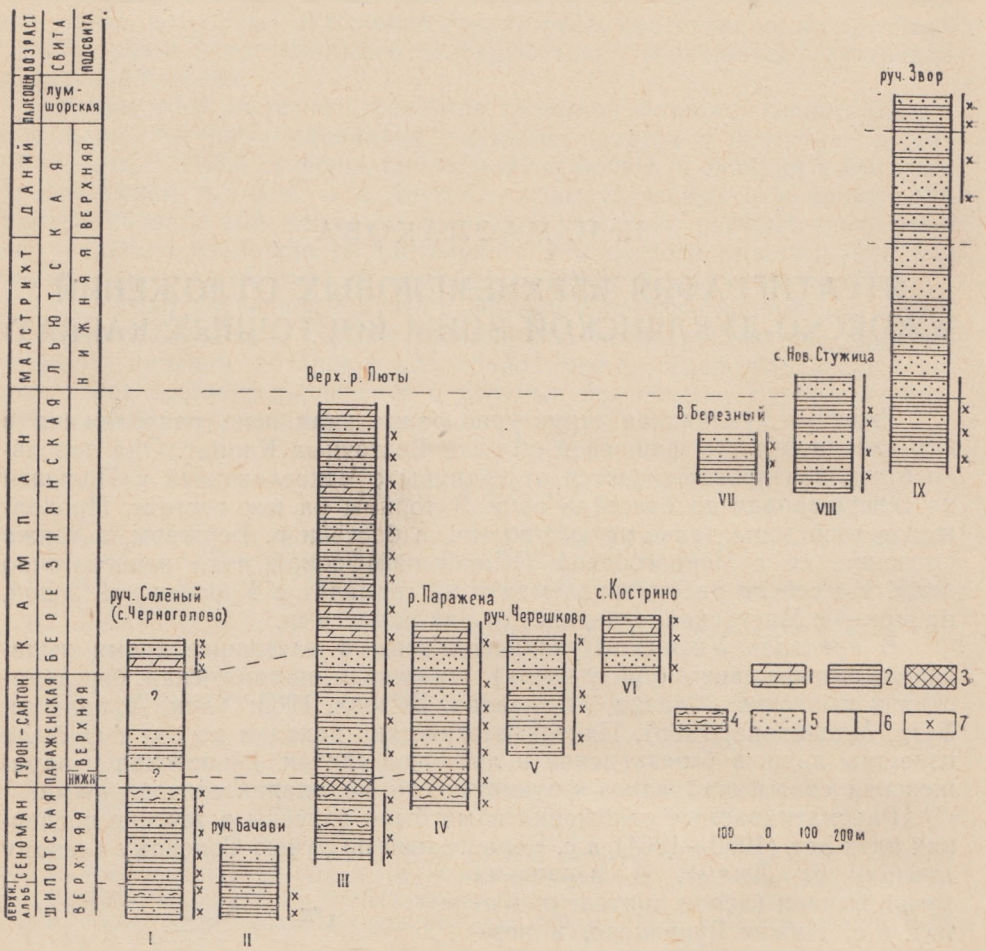


Рис. 2. Схема строения верхнемеловых отложений Ужокско-Дуклянской зоны: 1 — мергели; 2 — аргиллиты (черные, серые, зеленовато-серые); 3 — аргиллиты пестрые; *4* — стекловатые песчаники и алевролиты; *5* — песчаники и алевролиты; *6* — участки разрезов, из которых отобраны образцы на микрофауну; *7* — находки фораминифер

1965), что значительно облегчило работу по расчленению и обоснованию возраста развитых здесь сильно дислоцированных толщ. Ниже дается характеристика и обоснование возраста перечисленных свит.

ШИПОТСКАЯ СВИТА

Шипотская свита, как известно, впервые была выделена в Черногорской зоне, где она широко распространена и в большинстве разрезов четко подразделяется на две подсвиты: нижнюю, глинистую, и верхнюю, сложенную преимущественно стекловатыми песчаниками. В пределах Ужокско-Дуклянской зоны установлена в настоящее время лишь верхняя подсвита, внутри которой нами проводится нижняя граница верхнемеловых отложений.

Выходы верхнешипотской подсвиты наблюдаются в ядрах антиклинальных складок в с. Черноголово по ручью Соленому, в Бачавском ручье, в верховьях р. Люты и по ручью Паражена. Наиболее полно она обнажается в Соленом ручье. Здесь, как и во всех других разрезах, эта подсвита сильно дислоцирована. Поэтому составить ее послойный разрез чрезвычайно трудно. Можно дать лишь характеристику толщи в целом. В составе ее преобладают черные и темно-серые неизвестковистые аргиллиты, чередующиеся с прослоями темно-серых и серых, часто полосчатых алевролитов, черных стекловатых алевролитов и песчаников, а также серых слюдистых песчаников. Среди черных аргиллитов иногда встречаются серые, реже зеленовато- или голубовато-серые обычно неизвестковистые, реже слабо карбонатные аргиллиты и глины. Стекловатые алевролиты и песчаники встречаются сравнительно редко. Более часто наблюдаются серые слюдистые песчаники, некарбонатные или слабо известковистые, образующие прослои мощностью от 30—40 *см* до 1,5—2 *м*. Местами они слагают песчаные пачки мощностью от 5 *м* до 15—20 *м*, реже 40 *м*, в которых песчаники переслаиваются с тонкими прослоями черных аргиллитов и темно-серых слюдистых алевролитов.

Видимая мощность верхнешипотской подсвиты здесь составляет не менее 300—400 *м*.

Аналогичный песчано-глинистый состав имеет рассматриваемая подсвита и в ручье Бачави.

Более песчаный и типичный характер имеет верхнешипотская подсвита в верховьях р. Люты, где значительную роль в составе ее играют черные стекловатые алевролиты и песчаники, образующие прослои от 4—5 *см* до 40—50 *см*, обычно 10—20 *см*. Изредка они имеют зеленоватый оттенок. Алевролиты и песчаники чередуются с прослоями аргиллитов, реже черных кремней (до 5—10 *см*). Аргиллиты черные и темные зеленовато-серые, обычно неизвестковистые, иногда зеленоватые разности слабо карбонатные. Мощность прослоев их от 3—5 *см* до 15—20 *см*. Видимая мощность толщи 150—200 *м*.

В Параженском ручье обнажается лишь небольшая пачка верхнешипотской подсвиты, представленная черными, реже серыми и зеленовато-серыми неизвестковистыми аргиллитами, переслаивающимися с черными стекловатыми алевролитами, образующими прослои мощностью 10—40 *см*.

Фораминиферы были найдены во всех изученных разрезах. Судя по фауне, наиболее древние части разреза верхнешипотской подсвиты наблюдаются в Соленом и Бачавском ручьях, где были встречены *Thalmanninella ticinensis* (Gand.), *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. infracretacea* (Glaessner), *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Trochammina subbotinae* (Tairov), *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Ammodiscus rotalaris* Loeblich et Tappan, указывающие на верхнеальбский возраст вмещающих пород. Вид *Thalmanninella ticinensis*, по нашим данным, является зональным для верхней зоны верхнего альба Восточных Карпат. Остальные виды (*Hedbergella infracretacea, Glomospirella gaultina, Trochammina subbotinae*) указываются в литературе из альба (Berthelin, 1880; Глесснер, 1937; Таиров, 1961) или (*Hedbergella planispira, Plectorecurvoides alternans, Ammodiscus rotalaris*) приводятся из альба и сеномана (Tappan, 1940; Loeblich, Tappan, 1946; Noth, 1952). Аналогичная фауна агглютинированных фораминифер указывалась нами (Маслакова, 1965) из нижней толщи верхнешипотской подсвиты Черногорской зоны. В более верхних горизонтах подсвиты во всех изученных разрезах обнаружена многочисленная фауна фораминифер с

агглютинированной раковиной, чрезвычайно сходная и несколько более обильная по видовому составу с комплексом фораминифер из средней и верхней толщ верхнешипотской подсвиты Черногорской зоны. Отсюда определены *Trochammina gigantea* Tairov, *T. wickendeni* Loebl. et Tapp., *T. subconica* Tairov, *Glomospira wateris* Loebl., *Haplophragmoides cushmani* Loebl. et Tapp., *T-subconica* Tairov, *Glomospira wateris* Loebl., *Haplophragmoides cushmani* Loebl. et Tappan, *H. platus* Loeblich, *Bigenerina elongata* Tairov, *B. alternans* Tairov, *Ammodiscus planus* Loebl., *Spiroplectammina ammovitrea* Tappan, *Ammobaculites plummerae* Loebl., *Haplophragmoides* aff. *minor* Nauss, *H.* aff. *chapmani* Crespin, *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Recurvoides* aff. *deflexiformis* (Noth), *Trochammina subbotinae* (Tairov), *T. normalis* Tairov, *Hormosina ovulum* Grzyb., *Proteonina complanata* (Franke), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Ammodiscus rotalaris* Loebl. et Tapp., *Reophux* aff. *deckeri* Tapp., *R. minuta* Tappan, *Hyperammina depressa* Vašicek. Первые одиннадцать видов известны в литературе из сеноманских отложений юго-восточного Кавказа (Таиров, 1961) или Техаса (Loeblich, 1946; Loeblich, Tappan, 1946). Остальные указываются в альбе, альбе и сеномане или являются широко распространенными.

Таким образом, возраст верхнешипотской подсвиты в рассматриваемой зоне определяется как верхнеальбский и сеноманский.

ПАРАЖЕНСКАЯ СВИТА

Параженская свита была выделена С. Л. Афанасьевым (Хаин, Афанасьев, Беэр, Маслакова, 1965) и названа по одноименному ручью, где она наиболее полно обнажена. Кроме того, выходы ее известны в верховьях р. Люты, а также в Соленом и Черешковском ручьях.

В параженской свите могут быть выделены две подсвиты. Нижняя из них сложена зеленовато-серыми, зелеными и реже красными очень крепкими окремнелыми аргиллитами, местами содержащими тонкие прослои зеленовато-серых кремнистых алевролитов. В Параженском ручье, где мощность этой подсвиты составляет 30 *м*, встречен комплекс фораминифер, чрезвычайно сходный с комплексом из нижнеяловецкой подсвиты Черногорской зоны. Отсюда определены *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Trochammina globigeriniformis* (Parker et Jones), *Ammodiscus eggeri* Majzon, *Plectina tenuis* (Grzyb.), *Recurvoides* aff. *deflexiformis* (Noth), *Trochamminoides korosmezoensis* Majzon, *Glomospirella saturniformis* Majzon, *Glomospira gordialis* (Parker et Jones), *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Hormosina ovulum* Grzyb., *Trochammina* sp.

Возраст этого характерного для пестроцветного горизонта Карпат комплекса фораминифер с *Uvigerinammina jankoi* Majzon определяется нами как турон — коньякский на основании нахождения совместно с ним в Черногорской зоне *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Praeglobotruncana inflata* (Bolli), *Guembelina globulosa* (Ehrenb.), *Globotruncanella inornata* (Bolli), *Anomalina kelleri* Mjatliuk (Маслакова, 1965).

Верхняя подсвита представлена глинисто-песчаной толщей, характеризующейся чередованием аргиллитов, алевролитов и средне- и толстослоистых песчаников. Аргиллиты темносерые и черные, реже зеленовато-серые, обычно неизвестковистые, местами слабо карбонатные. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые. Песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, слюдистые. Они образуют прослои мощностью до 0,5—1 *м*, реже 1,5—2 *м*. Местами наблюдаются песчаные пачки до 7—10 *м* мощностью.

Мощность толщи около 300 *м*. Фораминиферы в ней были найде-

ны в верховьях р. Люты, в Параженском и Черешковском ручьях. Фауна представлена следующими видами: *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Hormosina gigantea* Geroch, *H. ovulum* Grzyb., *Glomospira gorayskii* Grzyb., *G. dubius* (Grzyb.), *Recurvoides* aff. *deflexiformis* (Noth), *Haplophragmoides horridum* (Grzyb.), *Trochamminoides contortus* (Grzyb.), *Reophax* aff. *acuta* Dylaz., *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Dendrophrya robusta* Grzyb, *Rhabdammina maxima* (Friedb.), *Proteonina complanata* (Franke). Сходный комплекс фораминифер указывался нами (Маслакова, 1965) из верхнеяловецкой подсвиты Черногорской зоны, которая по возрасту относится к сантону на основании находок в ней *Stensioina exsculpta* (Reuss), *S. mursataiensis* Vass., *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. rugosa* (Marie), *Spiroplectammina rosula* (Ehrenb.), *Valvulina murchisoniana* (Orb.), *Parrella whitei* Brotzen, *Bolinoides sochicus* Keller, *Anomalina thalmanni* Brotzen, *Eponides concinnus* Brotzen, *Marssonella trochus* (Orb.). Большинство перечисленных выше из параженской толщи фораминифер (*Rzehakina epigona, Hormosina gigantea ,Glomospira gorayskii, G. dubius, Haplophragmoides horridum, Trochamminoides contortus, Ammodiscus glabratus, Dendrophrya robusta, Rhabdammina maxima)* известны из иноцерамовых слоев Польши и стрыйской свиты Украинских Карпат. В Черногорской зоне они появляются с основания верхнеяловецкой подсвиты и широко распространены в более молодых отложениях. Таким образом, параженская свита по содержащейся в ней фауне фораминифер является аналогом яловецкой свиты Черногорской зоны и, следовательно, возраст ее также определяется от турона по сантон включительно (табл. 1).

БЕРЕЗНЯНСКАЯ СВИТА

Березнянская свита была выделена О. С. Вяловым на р. Уже, на участке между селами Малый и Великий Березный, от которых она и получила свое название (Вялов, 1960). Наиболее полно эта свита представлена в верховьях р. Люты и в Параженском ручье. В других изученных разрезах обнажается ее нижняя часть (с. Черноголово, ручей Черешково) или только верхняя (Зворский ручей).

В целом березнянская свита сложена черными и темно-серыми аргиллитами, чередующимися с прослоями алевролитов и песчаников, реже мергелей. Черные и темно-серые неизвестковистые или слабо карбонатные аргиллиты резко преобладают в разрезе, образуя прослои до 1,5—2 *м*, реже 3 *м* мощностью. Изредка среди них встречаются темные зеленовато-серые разности, а также тонкие (до 3—4 *см*) прослои сидеритов. Алевролиты и песчаники серые и темно-серые, часто ожелезненные, преимущественно мелкозернистые, обычно слюдистые, очень крепкие, часто в верхней части слоя волнистослоистые, реже тонко- или неправильнослоистые. Они образуют прослои мощностью от 3—4 *см* до 10—30 *см*, реже до 0,6—0,7 *м*. Для песчаников и алевролитов характерно наличие многочисленных трещин растяжения, заполненных кальцитом. Местами встречаются разнозернистые песчаники, содержащие гальки сидерита и темно-серого аргиллита, размером до 20—25 *см*. В некоторых прослоях мелкозернистых песчаников наблюдаются обугленные растительные остатки. Мергели серые и темно-серые, на поверхности выветривания светлые желтоватые, обычно окремнелые, очень крепкие. Они образуют прослои мощностью до 1,5—2 *м*.

Толща сильно смята в складки. Мощность ее 700—800 *м*.

Во всех изученных разрезах березнянской свиты найдены многочисленные фораминиферы, из которых определены *Globotruncana arca*

Таблица 1

Сопоставление верхнемеловых отложений Ужокско-Дуклянской и Черногорской зон Украинских Карпат

Система	Отдел	Ярус	Ужокско-Дуклянская зона			Черногорская зона		
Меловая	верхний	датский	львотская свита	верхняя подсвита	песчаники и зеленовато-серые аргиллиты	черногорская свита	верхняя подсвита	песчанистые известняки
		маастрихтский		нижняя подсвита	песчаники и темно-серые аргиллиты			массивные песчаники
		кампанский	березнянская свита		глинистый флиш		нижняя подсвита	глинистый флиш / песчаный флиш
		сантонский	параженская свита	верхняя подсвита	глинисто-песчаный флиш	яловецкая свита	верхняя подсвита	песчано-глинистый флиш
		коньякский туронский		нижняя подсвита	зеленые, реже красные аргиллиты		нижняя подсвита	красные глины и аргиллиты
		сеноманский	шипотская свита	верхняя подсвита	черные аргиллиты и стекловатые песчаники	шипотская свита	верхняя подсвита	стекловатые песчаники
	нижний	альбский					нижняя подсвита	черные аргиллиты
		аптский						
		барремский						

(Cushman), *G. linneiana* (Orb.), *Rugoglobigerina kelleri* Subb., *Eponides moskvini* (Keller), *E. praemegastomus* Mjatl., *E. biconvexus* Marie, *Buliminella laevis* (Beissel), *Spiroplectammina dentata* Alth, *Parrella cordieriana* (Orb.), *Stensioina exsculpta* (Reuss), *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Trochamminoides proteus* (Karrer), *T. contortus* (Grzyb.), *T. ammonoides* (Grzyb.), *Hormosina gigantea* Geroch, *Glomospira gorayskii* Grzyb., *Ammodiscus* glabratus Cushman et Jarvis, *Trochammina szymbarkensis* Dylaz., *Rhabdammina maxima* (Friedb.), *R. dicreta* (Friedb.), *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Hyperammina grzybowski* Dylaz., *Reophax acuta* Dylaz., *Recurvoides* aff. *imperfectus* Hanzl.

Первые девять видов являются широко распространенными в верхнесенонских отложениях СССР и Западной Европы. Следует отметить, что большинство из этих форм были встречены в основании свиты. Так, *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (Orb.), *Spiroplectammina dentata* Alth, *Eponides praemegastomus* Mjatliuk найдены в самой нижней части березнянской свиты в Параженском и Черешковском ручьях. В подошве этой свиты обнаружены в верховьях р. Люты *Rugoglobigerina kelleri* Subb., а Соленом ручье — *Buliminella laevis* Beissel, *Eponides moskvini* (Keller) и *E. biconvexus* Marie. Другие приведенные из березнянской свиты фораминиферы, как уже указывалось выше, имеют более широкое вертикальное распространение (от сантона по маастрихт или датский ярус включительно).

Кроме фораминифер в березнянской свите известны находки верхнесенонских иноцерамов. О. С. Вялов и С. И. Пастернак (1956) приводят из этой свиты *Inoceramus* ex gr. *planus* Münst., найденный С. В. Расточинским на правом берегу Ужа между селами Малый и Великий Березный. Кроме того, по данным О. С. Вялова, В. В. Даныша, С. П. Коцюбинского, Я. О. Кульчицкого и П. Ю. Лозиняка (1963) в верхней части березнянской свиты [1] в 1962 г. были обнаружены *Inoceramus balticus* Böhm, *In.* cf. *planus* Münst., *In. regularis* Orb. и *In.* cf. *decipiens* Zitt. Первые два вида были найдены П. Ю. Лозиняком в устьевой части р. Лютянки (правом притоке р. Люты) юго-восточнее с. Люты. Вид Inoceramus irregularis Orb. встречен В. В. Данышем в ручье Княгинин (правом притоке р. Ужа) на южной окраине с. Княгинин и на левом берегу р. Люты северо-западнее с. Люты, а также М. И. Жиловским в верхнем течении р. Жденевки в районе с. Великая Розтока, П. Ю. Лозиняком в Пашковском ручье (правом притоке р. Жденевки) в районе с. Пашковцы и Я. О. Кульчицким и П. Ю. Лозиняком в ручье Минеральном (левом притоке р. Великая Пиния) северо-восточнее с. Плоское. Находка *Inoceramus* cf. *decipiens* Zitt. принадлежит В. О. Шакину и Я. В. Совчику. Иноцерам ими был найден на р. Пиние (на южной окраине с. Голубина).

Таким образом, березнянская свита характеризуется присутствием в ней верхнесенонских фораминифер и иноцерамов. При этом *Inoceramus decipiens* Zitt., найденный вместе с другими иноцерамами в верхней части рассматриваемой свиты, по мнению С. П. Коцюбинского

[1] Перечисленные авторы рассматривают березнянскую свиту в качестве серии, включая в нее также нижнюю часть залегающей выше льютской свиты (см. ниже). Березнянская серия подразделяется этими исследователями на две толщи: нижнюю, темно-серую песчано-глинистую и верхнюю, сложенную в основном толстослоистыми песчаниками. Нижняя толща соответствует березнянской свите, а верхняя — нижнельютской подсвите в нашем понимании. Поскольку льютская свита как единая песчаная толща была выделена значительно раньше березнянской, мы не можем согласиться с предлагаемым авторами изменением ее объема. К тому же березнянская свита первоначально была выделена в объеме только нижней толщи, характеризующейся черным песчано-глинистым флишем (Вялов, 1960).

(Вялов, Даныш, Коцюбинский, Кульчицкий, Лозиняк, 1963), ограничен в своем распространении кампаном. *Inoceramus balticus* Böhm, по данным М. М. Павловой, в пределах юга СССР (Крыма, Кавказа и Средней Азии) также распространен только в кампане, хотя в Западной Европе, Африке и Северной Америке он указывается в кампане и маастрихте (Павлова, 1959). *Inoceramus mulleri* Petr. этим исследователем тоже приводится только из кампана Северного Кавказа.

Отсутствие в березнянской свите фауны, характерной только для маастрихта, а также находки в верхней части ее среди верхнесенонских форм кампанского иноцерама позволяют рассматривать возраст этой свиты как кампанский.

ЛЬЮТСКАЯ СВИТА

Льютская свита была выделена нами совместно с М. В. Муратовым на р. Люте (Муратов, Маслакова, 1950). Она характеризуется чередованием пачек массивно-слоистых песчаников и флишевых. Песчаные пачки сложены серыми толстослоистыми и массивными разнозернистыми песчаниками, большей частью известковистыми, иногда слюдистыми, образующими прослои от 1 *м* до 4—5 *м* мощностью. Местами среди них встречаются гравелиты или конгломераты. Песчаники чередуются с тонкими (1—3 *см*) прослоями аргиллитов и сильно слюдистых алевролитов. Мощность песчаных пачек составляет от 10 *м* до 50 *м*. Флишевые пачки представлены мелко- и среднеритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность их от 5 *м* до 25—30 *м*.

По литологическому составу в льютской свите могут быть выделены две подсвиты, различающиеся между собой главным образом цветом аргиллитов [1].

Нижнельютская подсвита характеризуется присутствием черных и темно-серых разностей аргиллитов, сходных с березнянскими. Мощность ее от 400 *м* в Зворском ручье до 800—1000 *м* севернее с. Люты и на горе Острой.

Верхнельютская подсвита содержит в своем составе преимущественно зеленовато-серые аргиллиты. Черные и темно-серые разности имеют в ней резко подчиненное значение. Мощность толщи 300—400 *м*.

Общая мощность льютской свиты изменяется от 700 *м* в Зворском ручье до 1200—1400 *м* на горе Острой и к северу от с. Люты.

Находки фораминифер, достоверные с точки зрения принадлежности их к льютской свите [2], в настоящее время известны лишь в Зворском ручье, где непосредственно выше березнянской свиты залегают льютские песчаники. Фауна найдена в хорошо обнажающейся здесь верхней подсвите. Отсюда определены *Trochamminoides irregularis* White, *Glomospira gorayskii* (Grzyb.), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Recurvoides* sp., *Proteonina complanata* (Franke), *Rhabdammina maxima* (Friedb.), *Dendrophrya robusta* Grzyb. Кроме того, в 100 *м* ниже кровли свиты обнаружены единичные экземпляры трехкамерных глобигерин

[1] С. Л. Афанасьев выделяет в льютской свите три подсвиты (Хаин, Афанасьев, Беэр, Маслакова, 1965), из которых нижние две, соответствующие нижнельютской подсвите в нашем понимании, различаются между собой, по его данным, характером чередования песчаных и флишевых пачек (для нижней подсвиты характерна нечеткая цикличность, для средней — четкая).

[2] Приводимые нами ранее данные о фораминиферах из льютской свиты, основанные на материалах 1946—1948 гг., в настоящее время нуждаются в ревизии особенно с точки зрения принадлежности некоторых песчаных толщ к льютской свите.

Globigerina microcellulosa Morozova, определявшихся нами ранее как *G. triloculinoides* Plummer. Приведенные фораминиферы с агглютинированной раковиной имеют широкое вертикальное распространение. Вид. *G. microcellulosa* указывается В. Г. Морозовой в качестве зонального для датского яруса (верхней зоны нижнего подъяруса) Крыма, Кавказа и Русской платформы (В. Г. Морозова, 1961).

Льютская свита согласно залегает на березнянской, содержащей кампанскую фауну иноцерамов и фораминифер. Перекрывается она флишевой толщей (лумшорской свитой), в которой нами были найдены единичные экземпляры характерных для палеоцена *Acarinina angulata* (White).

Таким образом, стратиграфическое положение льютской свиты между палеонтологически охарактеризованными кампанскими и палеоценовыми отложениями, а также нахождение в верхней части ее датского вида фораминифер дают нам основание относить эту свиту по возрасту к маастрихту и датскому ярусу. В пользу маастрихтского возраста нижней части льютской свиты говорят также находки в ней неопределимых обломков раковин иноцерамов, указываемых О. С. Вяловым, В. В. Данышем, С. П. Коцюбинским, Я. О. Кульчицким и П. Ю. Лозиняком (1963) в бассейне р. Стужицы и в районе с. Ставное.

Аналогом льютской свиты в Черногорской зоне является верхнечерногорская подсвита, сложенная также преимущественно песчаниками.

В аналогичной структурно-фациальной зоне Польши и Восточной Словакии в верхнем мелу выделяются лупковские и циснянские слои (табл. 2).

Лупковские слои, получившие название от Лупковского перевала на чехословацко-польском пограничном хребте, представлены преимущественно черными и темно-серыми аргиллитами, чередующимися с тонко- и среднеслоистыми известковистыми песчаниками. Из верхней части этих слоев чешскими геологами (Leško, Nemčok, Korab, 1960) приводятся кампанские *Inoceramus balticus* Böhm и *Inoceramus mulleri* Petr. Кроме того, ими указываются фораминиферы, позволяющие, по их мнению, относить эти слои по возрасту от сеномана (?) или нижнего турона (?) по сенон (Leško и др., 1964).

Лупковские слои Польских Карпат содержат верхнесенонский комплекс фораминифер (*Rugoglobigerina kelleri* Subb., *Globotruncana tricarinata* (Quereau) и др.), обнаруженный Я. Бляйхер в низах лупковских слоев (Koszarski и др., 1961; Беда и др., 1963).

Таким образом, лупковские слои Польши полностью соответствуют березнянской свите Украинских Карпат. В Восточной Словакии рассматриваемые слои, возможно, имеют больший стратиграфический объем, включая и более древние отложения, соответствующие параженской свите и даже, может быть, частично верхнешипотской подсвите Украинских Карпат.

Циснянские слои, выделенные в с. Цисна (Польша), сложены толстослоистыми песчаниками с пачками флишевого чередования темно-серых и черных аргиллитов и серых алевролитов и песчаников, заканчивающимися местами темноцветными аргиллитами (майданскими слоями). В циснянских слоях чешскими и польскими исследователями указываются лишь агглютинированные фораминиферы, имеющие широкое вертикальное распространение. Поэтому возраст их определяется ими условно от верхнего сенона по палеоцен включительно (Leško, Nemčok, Korab, 1960; Беда и др., 1963). Эти слои, по нашим представлениям, соответствуют нижнельютской подсвите. Аналогами верхне-

Таблица 2

Сопоставление верхнемеловых отложений Ужокско-Дуклянской зоны Украинских, Чехословацких и Польских Карпат

Система	Отдел	Ярус	СССР		Чехословакия		Польша	
			Ужокско-Дуклянская зона		Зона Дукельско-Ужокских складок (Лешко, Немчок, Кораб 1960; Лешко, 1963)		Дукельская зона (Беда, Герох, Кошарски, Ксенжкевич, Житко, 1963)	
Меловая	верхний	датский	льютская свита	верхняя подсвита	верхний палеоцен	песчаники Великого Буковца	верхний палеоцен	иероглифовые слои, местами песчаники
		маастрихтский		нижняя подсвита	нижний палеоцен — верхний сенон	циснянские слои	нижний палеоцен — верхний сенон	майданские слои / циснянские слои
		кампанский	березнянская свита		сенон — сеноман (?)	лупковские слои	кампан — нижний сенон	лупковские слои
		сантонский	параженская свита	верхняя подсвита		?		?
		коньякский туронский		нижняя подсвита				
		сеноманский	шипотская свита	верхняя подсвита				
	нижний	альбский						

льютской подсвиты на территории Восточной Словакии являются, повидимому, песчаники Великого Буковца, развитые в юго-восточной части Ужокско-Дуклянской зоны Чехословакии. По данным Б. Лешко и других (Leško, Nemčok, Korab, 1960), граница между циснянскими слоями и этими песчаниками, залегающими в основании так называемого «подменилитового эоцена», проводится по появлению в песчаной толще зеленых аргиллитов вместо черных и темно-серых, свойственных циснянским слоям.

На польской территории нижнельютской подсвите, вероятно, отвечает нижняя часть иероглифовых слоев, характеризующаяся мелкоритмичным флишем, местами переходящим в толстослоистые песчаники.

ЛИТЕРАТУРА

Беда Ф., Герох С., Кошарски Л., Ксенжкевич М., Житко К. Стратиграфия Внешних Польских Карпат. «Институт геологии», 1963, вып. 181.

Вялов О. С. Пересечение Карпат (общий обзор). «Мат-лы КБА», 1960, № 3, Киев.

Вялов О. С., Пастернак С. И. Новые находки иноцерамов в Закарпатском флише. «Львовский геол. сб.», 1956, № 2—3.

Вялов О. С. Деякі дані про геологію бассейну р. Уж (Закарпаття). ДАН УРСР, 1963, № 7.

Вялов О. С., Даныш В. В., Коцюбинський С. П., Кульчицький Я. О., Лозиняк П. Ю. Про крейдовіві дклади західної частини Східних Карпат. ДАН УРСР, 1963, № 8.

Глесснер М. Ф. Планктонные фораминиферы мела и эоцена и их стратиграфическое значение. Этюды микропалеонт., т. I, вып. 1, 1937.

Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. «Советская геология», 1963, № 1.

Маслакова Н. И., Муратов М. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Восточных Карпат. ДАН СССР, 1951, т. 81, № 3.

Маслакова Н. И. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Черногорской зоны Восточных Карпат. «Вестн. Моск. ун-та», 1965, № 2.

Морозова В. Г. Датско-монтские планктонные фораминиферы юга СССР. «Палеонтол. журн.», 1961, № 2.

Муратов М. В., Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат. «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.

Павлова М. М. Иноцерамы. В кн. «Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма». М., Гостоптехиздат, 1959.

Славин В. И., Маслакова Н. И., Бызова С. Л. Меловые отложения советской части Восточных Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА», 1965.

Таиров Ч. Л. Фораминиферы аптского и альбского ярусов юго-восточного Кавказа и их стратиграфическое значение. Баку, 1961.

Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Беэр М. А., Маслакова Н. И. Тектоническая зональность юго-западной части флишевой зоны Советских Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА», 1965.

Berthelin G. Sur les Foraminifères de l'etage Albien de Montcley. «Mem. Soc. Géol. France», 1880, sér. 3, vol. 1.

Koszarski L., Slaczka A., Zytko K. Stratigrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. «Inst. Geol., Kwart. geol.», 1961, R. 5, nr. 3.

Leško B., Nemčok I., Korab T. Flyš Užskej Hornatiny. «Geol. Ust. D. Stura. Geol. Práce», 1960, Zs. 19.

Loeblich A. Foraminifera from the type Papper shale of Texas. «Journ. Pal.», 1946, vol. 19.

Loeblich A., Tappan H. New Washita Foraminifera. «Journ. Pal.», 1946, vol. 20.

Loeblich A., Tappan H. Cretaceons planktonic Foraminifera. Past I — cenomanian. «Micropaleontology», 1961, t. 7, n. 3.

Noth R. Plectorecurvoides eine neue Foraminiferengattung. «Verh. Geol. Bundesanstalt.». Wien, 1952.

Tappan H. Foraminifera from the Grayson formation of northern Texas. «Journ. Pal.», 1940, vol. 14, n. 2.

В. Ф. ШУЛЬГА

О ФОРМЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ГИЕРОГЛИФОВ В ЭОЦЕНОВОМ ФЛИШЕ КАРПАТ

Как известно, одной из своеобразных черт флишевых отложений является широкое развитие текстурных знаков на нижней поверхности слоев. Большинство этих текстур, получивших название гиероглифов, представляют собой отпечатки неровностей верхней поверхности осадка, которые существовали до момента формирования вышележащего слоя, сложенного более грубозернистыми образованиями. Эти знаки — слепки или негативные гиероглифы, по терминологии Н. Б. Вассоевича (Вассоевич, 1951), как правило, имеют положительную форму (валики, бугорки, неправильной формы выступы и др.) и редко — отрицательную (ямки, канавки). Именно ограниченным распространением во флише объясняется редкое описание в литературе отрицательных гиероглифов, а также весьма противоречивая трактовка генезиса этих текстур. Так, например, отрицательные гиероглифы, распространенные в верхней части таврической свиты Крыма в районе с. Рыбачьего, по мнению Н. В. Логвиненко (Логвиненко, 1961; Логвиненко и др., 1961), могут быть отпечатками каких-то предметов, лежавших на илистом дне, или же рельефа илистого дна, возникшего в результате процессов диагенеза (изменение объема ила), размыва.

При изучении эоценовых флишевых отложений южного склона Советских Карпат, отличающихся широким развитием гиероглифов и даже ранее именуемых в связи с этим «иероглифовыми слоями» (K. Paul, E. Tietze, 1877) в районе пос. Перечин, Люта, Турья Поляна, Свалява Закарпатской области УССР нами была встречена разновидность отрицательных гиероглифов, ранее не описанная в литературе по Карпатам. Эти текстуры имеют форму ложбинок преимущественно U-образной формы, располагающихся исключительно на нижней поверхности пластов алевролитов (рис. 1). Они обычно прямолинейны или слабо изгибаются и имеют боковые более короткие ответвления. Высота углублений 1—3 *мм*, ширина 2—4 *мм*. Ложбинки по простиранию нередко переходят в валики длиной 1—4 *см*, которые в свою очередь вновь переходят в углубления.

Анализируя форму рассматриваемых гиероглифов, можно сделать вывод, что, по всей вероятности, они являются результатом жизнедеятельности червей-пескоедов (пескожилов). На многочисленных алевролитовых плитках можно проследить, как организм выползал из отложившегося, но еще не успевшего затвердеть алевритового слоя и затем некоторое время передвигался на границе между алевритовым и глинистым слоями (это отражается в виде валика). Затем он вновь переползал в вышележащий алевритовый слой. На нижней поверхности

пласта алевролита этот след движения фиксируется в форме углубления (ложбинки). Проявление на непосредственном продолжении ложбинки валика свидетельствует о выныривании червя вновь к границе между слоями.

Тот факт, что при движении организма в алеврите на его нижней поверхности образовывалась ложбинка, объясняется тем, что ход червя находился в непосредственной близости от подошвы пласта алевролита. Это подтверждается наблюдениями над поперечными сечениями слоев-знакоситателей. На рис. 2 видно, как ход пескоеда округлой формы, нарушивший тонкую прерывистую горизонтальную слоистость алевролита, располагается над ложбинкой, касаясь ее заостренной верхушки. Осадок, приподнятый снизу и пропущенный через тело червем, был при этом скреплен слизью. Это обстоятельство не позволило алевритовому материалу за-

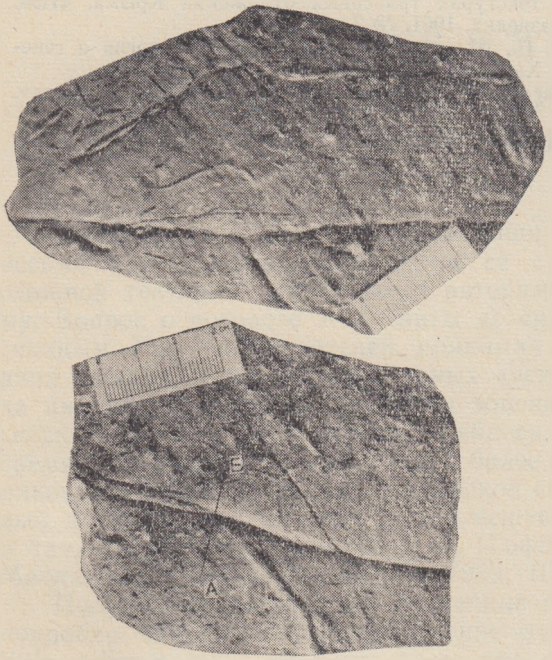


Рис. 1. Отрицательные гиероглифы. Нижняя поверхность пласта алевролита. Средняя часть среднего эоцена. Толща неравномерноциклического флиша р. Звор

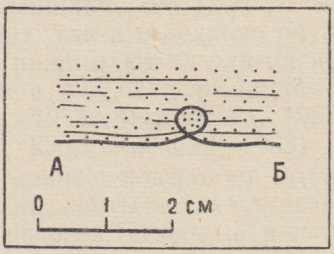


Рис. 2. Расположение хода пескоеда над отрицательным гиероглифом вблизи нижней поверхности слоя-знаконосителя. Вертикальное сечение пласта алевролита (изображенного на рис. 1) по линии А—Б

полнить после ухода червя образовавшуюся ложбинку, которая в дальнейшем так и осталась зафиксированной в результате диагенеза осадков.

Детальное изучение стратиграфического распространения данного гиероглифа, проведенное по 8 крупным разрезам, расположенным в различных частях района, показало, что он имеет стратиграфическое значение, встречаясь исключительно в отложениях средней части среднего эоцена (мощностью 300—400 *м*), представленных неравномерноциклическим (разноциклическим) песчано-глинистым двухкомпонентным флишем. Из рассмотрения фотографий, помещенных в работе Лешко (B. Leško, 1952) по геологии флиша Восточной Словакии (между реками Лаборец и Цироха), можно сделать вывод, что описанные нами гиероглифы приурочены на этой территории к нижней поверхности песчаников злинских слоев, по возрасту соответствующих толще неравномерноциклического флиша. В связи с этим может оказаться, что даль-

нейшие детальные исследования выявят не локальное, а более широкое стратиграфическое значение данной разновидности гиероглифов. Это будет способствовать стратиграфическому расчленению и сопоставлению флишевых отложений других районов Карпатского региона.

ЛИТЕРАТУРА

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

Логвиненко Н. В. О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма. «Изв. высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1961, № 3.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, 1961.

Lešk o B. Geologiy vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochow. «Geolog. prace.», 1952, Soš 35.

Paul K., Tietze E. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. «Jahrb. d. Geol. Reich.», 1877, Bd. 27.

М. А. БЕЭР, Н. И. МАСЛАКОВА

О СТРОЕНИИ ДУСИНСКОЙ СВИТЫ В МЕЖДУРЕЧЬЕ УЖА И БОРЖАВЫ

Имеющиеся в литературе сведения о строении дусинской свиты весьма кратки. Взаимоотношения ее с другими отложениями из-за сложной тектоники различными авторами интерпретируются по-разному. Вопрос о возрасте этой свиты до сих пор также является дискуссионным. Ряд исследователей, принимая в районе с. Оленево — с. Поляна тектонический контакт черных дусинских сланцев с надвинутыми на них пестроцветными породами эоцена за нормальный, относят дусинскую свиту к мелу (Вялов, Дабагян, Кульчицкий, 1962). В то же время большинство геологов как в более ранних, так и в недавно опубликованных работах возраст дусинской свиты принимают за олигоценовый на основании находок в ней чешуи рыб и фауны фораминифер, а также положения ее в разрезе (Гофштейн, 1953; Маслакова, 1955; Маслакова, Славин, Афанасьев, 1959; Шакін, Кантолінський, 1963).

Полученные авторами в последние годы данные позволяют более подробно охарактеризовать строение дусинской свиты в междуречье Ужа и Боржавы и выделить здесь два типа разреза: северный и южный. Кроме того, найдены фораминиферы в стратотипе дусинской свиты в с. Дусино, окончательно опровергающие предположения о ее меловом возрасте.

Отложения дусинской свиты в междуречье Ужа и Боржавы развиты в пределах Ужокско-Дуклянской и Магурской (Турьинской) зон (Хаин и др., 1965).

Северный тип разреза этой свиты может быть назван дусинским. Он прослеживается в центральной и южной частях Ужокско-Дуклянской зоны, а также в Турьеполянской подзоне Магурской зоны, расширяющейся в юго-восточном направлении[1] (рис. 1). В этой полосе можно выделить (с юга на север) Дусинскую, Павловскую, Маловиженскую и Зворскую синклинали, сложенные породами дусинской свиты (рис. 2). Кроме того, небольшие выходы этих отложений наблюдаются у с. Соль и по р. Люте.

В северном типе разреза свиты нами, как и геологами С. И. Кантолинским и А. Г. Жураковским, выделяются две подсвиты: нижняя, аргиллитово-мергелистая, нефлишевая и верхняя, алеврито-аргиллитовая, флишоидная.

Нижнедусинская подсвита наиболее полно представлена в разрезе по р. Звор у с. Полянская Гута, в пределах северного крыла Зворской

[1] Отнесение Турьеполянской подзоны к Магурской зоне является предположительным и производится на основании характера разреза подстилающих дусинскую свиту меловых и палеогеновых отложений, а также ее структурного положения.

синклинали. Здесь она по небольшому разрывному нарушению контактирует с пачкой алеврито-мергелисто-глинистого тонкоритмичного флиша мощностью около 70 *м*, содержащего обильную фауну преимущественно *Globigerina corpulenta* Subb., *G. eocaenica* Terquem и *G. bulloides* Orb. Реже встречаются *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Asterigerina rogalii* Mjatl., *Gyroidina ukrainica* Masl. Эта пачка в свою очередь согласно залегает на толще пестрого тонкоритмичного неизвестковистого флиша с *Cyclammina amplectens* Grzyb.

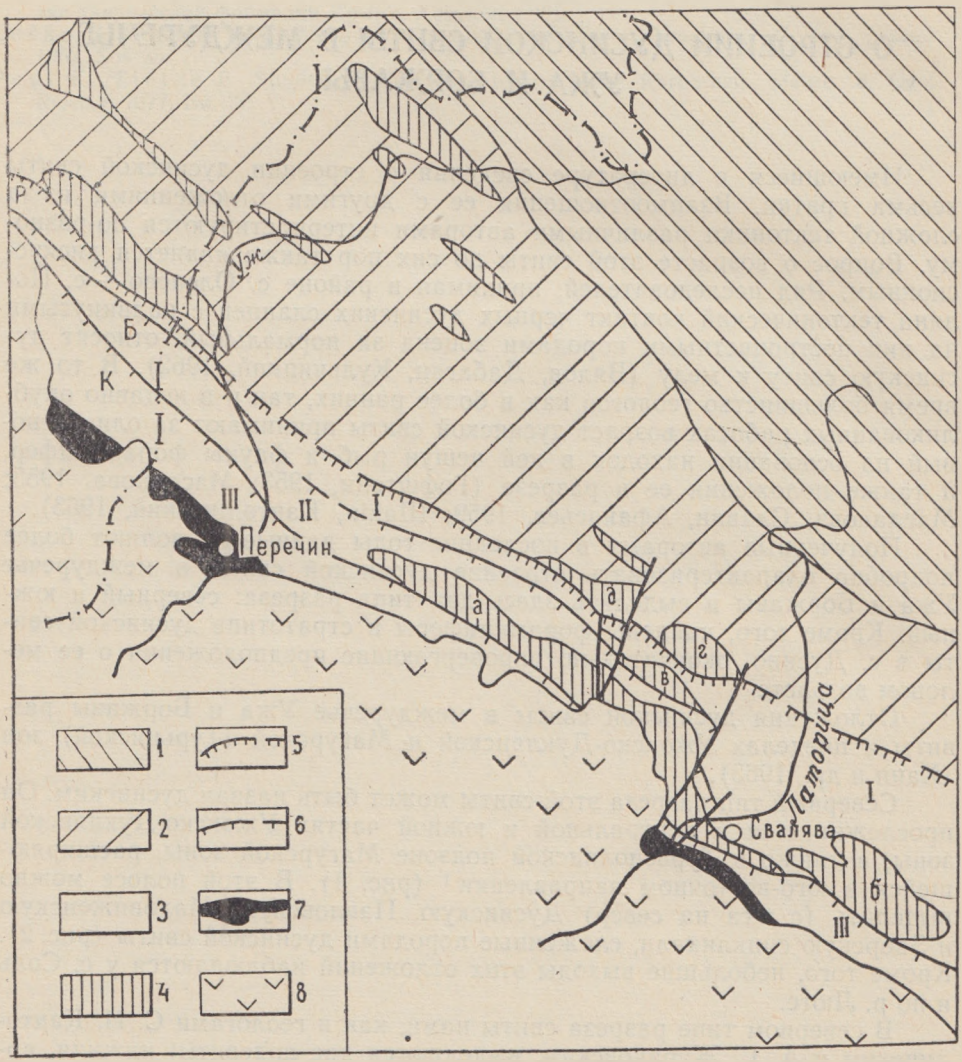


Рис. 1. Схема распространения отложений дусинской свиты и ее аналогов: 1 — Кросненская зона; 2 — Ужокско-Дуклянская зона; 3 — Магурская зона; подзоны: I — Турьеполянская, II — Порошковская, III — Черникская и соответствующие им подзоны на территории ЧССР: Р — Рачанская, Б — Быстрицкая, К — Кохановская; 4 — области развития дусинской свиты и ее аналогов: а — Порошковская синклиналь, б — Дусинская синклиналь, в — Павловская синклиналь, г — Маловиженская синклиналь, д — Зворская синклиналь; 5 — тектоническая граница Магурской зоны; 6 — границы структурно-фациальных подзон; 7 — Утесовая (Пьенинская) зона; 8 — область развития неогеновых вулканогенных образований

В разрезе нижнедусинской подсвиты, детально описанном здесь сотрудником Карпатской экспедиции МГУ С. Л. Афанасьевым, выделяются две пачки: нижняя, кремнисто-аргиллитовая и верхняя, известняково-мергелистая.

Нижняя пачка состоит из трех горизонтов (снизу вверх):

1. Черные слабокремнистые неизвестковистые аргиллиты с налетами ярозита, с тонкими прослоями темно-серых алевролитов, зеленовато-серых аргиллитов, сидеритов, изредка кремней, с горизонтами с включениями. Мощность — 40 *м*.

2. Те же породы, но с большим количеством пластовых конкреций черных кремней толщиной до 0,05 *м*. Мощность — 20 *м*.

3. Те же черные аргиллиты с редкими прослоями кремней. Мощность — 50 *м*. Мощность нижней пачки 110 *м*.

Верхняя пачка состоит из четырех горизонтов (снизу вверх):

1. Черные неизвестковистые алевролиты с редкими прослоями сильно кремнистых алевролитов, сидеритов и кремней. Мощность — 15 *м*.

2. Черные мергели и известняки с редкими прослоями черных слабокремнистых аргиллитов, алевролитов и сидеритов. Мощность — 15 *м*.

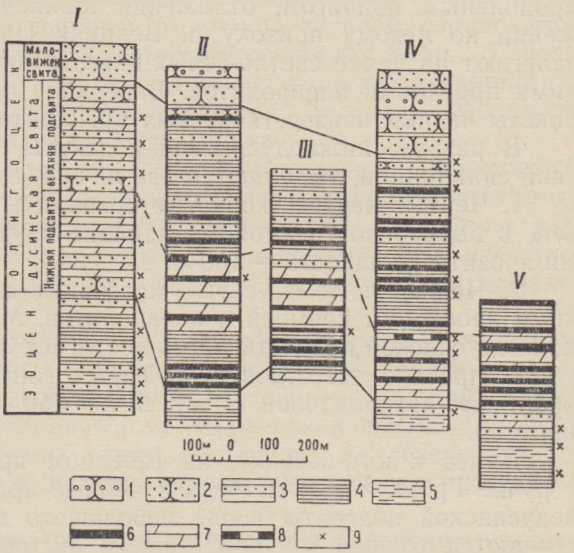


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов дусинской свиты:
I — разрез Порошковской синклинали; II — разрез Дусинской синклинали; III — разрез Павловской синклинали; IV — разрез Маловиженской синклинали; V — разрез Зворской синклинали. 1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глины; 5 — красные и зеленые глины; 6 — кремни; 7 — мергели; 8 — полосчатые известняки; 9 — места находок микрофауны

3. Черные неизвестковистые алевролиты, черные мергели и слабоизвестковистые аргиллиты с редкими пластовыми конкрециями черных кремней. Мощность — 50 *м*.

4. Слабокремнистые известняки, мергели и слабоизвестковистые аргиллиты с прослоями сильнокремнистых алевролитов, горизонтов с включениями. Мощность — 30 *м*. Мощность верхней пачки 110 *м*. Мощность нижнедусинской подсвиты составляет здесь 220 *м*.

Восточнее, в Маловиженской синклинали, в верховьях левого притока р. Великая Пиния к северу от с. Плоское нижнедусинская подсвита представлена пачкой мергелей, залегающей согласно на пестроцветном тонкоритмичном флише, содержащем в верхней части 15—20-метровую пачку зеленовато- и темно-серого флиша с *Globigerina bulloides* Orb., *Asterigerina rogalii* Mjatl., которая, очевидно, является аналогом пачки с крупными глобигеринами в разрезе на р. Звор. Разрез нижнедусинской подсвиты здесь однороден. В нем преобладают черные и темно-серые мергели и известняки, содержащие редкие прослои черных кремней и серых алевролитов толщиной до 0,2—0,3 *м*. В кровле этой толщи прослеживается прослой мелкопелитовых известня-

ков и мергелей, горизонтально микрослоистых, мощностью 0,4—0,7 *м*, выше по разрезу перекрытый пластом кремня мощностью 0,3 *м*. Мощность нижнедусинской подсвиты составляет 200 *м*.

На северном крыле Маловиженской синклинали, по правым притокам ручья Уклинского в ее верхней части найдены *Globigerina officinalis* Subb., *Cibicides lopjanicus* Mjatl.

Южнее, в пределах Павловской синклинали, осложненной с юга продольным надвигом, отложения нижнедусинской подсвиты в обнажении по левому притоку р. Великая Пиния в с. Павлово согласно залегают на пачке светло-серых известковистых глин и мергелей с тонкими прослоями алевролитов. В верхней части этой пачки содержатся пакеты черных неизвестковистых аргиллитов и линзы кремней.

В разрезе нижнедусинской подсвиты здесь также, как и в Зворской синклинали, выделяются две пачки (снизу вверх):

1. Черные неизвестковистые аргиллиты с тонкими прослоями кремней, в выветрелом состоянии дающие «бумажную» щебенку с налетами ярозита. Мощность — 100 *м*.

2. Черные и темно-серые массивные мергели и известняки с редкими прослоями кремней и алевролитов. Мощность — 200 *м*. Мощность нижнедусинской подсвиты здесь достигает 300 *м*.

В прослое известковистых серых глин из верхней части нижней, кремнисто-аргиллитовой пачки была обнаружена *Globigerina officinalis* Subb.

Далее к юго-востоку, на северном крыле Дусинской синклинали в ручье Гронкулив у с. Россош черные аргиллиты нижней пачки нижнедусинской подсвиты после небольшого перерыва в обнажении подстилаются толщей тонкоритмичного пестроцветного алеврито-глинистого флиша, типа описанного в разрезах по р. Звор и у с. Плоское. Мощность нижней кремнисто-аргиллитовой пачки составляет здесь около 150 *м*. Верхняя, известняково-мергелистая пачка содержит в кровле прослой тонкополосчатых известняков мощностью 0,7 *м*, аналогичных описанным в разрезе ручья Уклинского. Мощность этой пачки составляет 200 *м*, а всей нижнедусинской подсвиты — 350 *м*.

Из пачки массивных темно-серых мергелей нижнедусинской подсвиты в обнажении у с. Дусино определены *Globigerina officinalis* Subb., *Bolivina antegressa* Subb., *B. danvillensis* Howe et Wallace, *Asterigerina rogalii* Mjatl., *Bolivina microlancetiformis* Subb., *Guembelina gracillima* Andreae, *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Neobulimina elongata* (Orb.). Кроме перечисленных форм встречены единичные экземпляры *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, *G. marginodentata* Subb., *G. crassata* (Cushman), *Globigerina eocaenica* Terquem, *Bolivinoides aragonensis* (Nuttall), *Globotruncana* sp., *Guembelina striata* (Ehrenberg), находящиеся здесь во вторичном залегании.

Отложения верхнедусинской подсвиты развиты главным образом в пределах Зворской, Маловиженской и Дусинской синклиналей. Полный разрез этой подсвиты прослеживается на северном крыле Маловиженской синклинали в правых притоках ручья Уклинского, где он был подробно описан С. Л. Афанасьевым. В этом разрезе можно выделить две пачки.

Нижняя сложена в основном неритмичной толщей черных слабоизвестковистых и неизвестковистых слабокремнистых аргиллитов и глин, содержащих редкие и тонкие прослои алевролитов, сидеритов, горизонты с включениями, а в средней и верхней части — частые прослои кремней с вкрапленниками пирита. Мощность ее составляет 310 *м*.

Из фораминифер здесь найдены *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *Cibicides karpaticus* Mjatl.

Верхняя пачка представлена толщей мелко- и крупноритмичного переслаивания голубовато-серых, слабослюдистых, средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, содержащих обильный растительный детрит, и темно-серых слабоизвестковистых и неизвестковистых глин. Встречаются горизонты с включениями. Вверх по разрезу частота песчаниковых прослоев возрастает, мощность их изменяется от 0,2—0,5 *м* в нижней части до 1,5—2 *м* в верхней. Мощность верхней, флишоидной пачки 150 *м*. Отсюда определена *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *Cuembelina gracillima* Andreae, а также *Acarinina rotundimarginata* Subb. и *Globigerina eocaenica* Terquem. Мощность верхнедусинской подсвиты составляет здесь 460 *м*.

Выше залегает пачка массивных голубовато-серых слабослюдистых мелко- и среднезернистых песчаников, содержащих редкую гальку черных аргиллитов и обильный растительный детрит. Песчаники разделены тонкими прослоями темно-серых и зеленовато-серых известковистых и неизвестковистых глин. Эти породы отнесены нами к маловиженской свите [1].

В пределах Дусинской синклинали на склонах горы Бутова в разрезе верхнедусинской подсвиты увеличивается содержание песчаников и алевролитов, мощность ее составляет около 400 *м*. Здесь она также согласно перекрывается песчаниками маловиженской свиты.

Общая мощность дусинской свиты составляет на севере (Маловиженская синклиналь) 650 *м*, на юго-востоке (Дусинская синклиналь) — 750 *м*.

Микроскопически голубовато-серые песчаники и алевролиты, содержащиеся главным образом в верхней подсвите дусинской свиты, состоят из зерен кварца и кварцитов (40—80%), микрокристаллических известняков (до 45%), монокристаллов кальцита (очевидно, обломков иглокожих) (5—30%), а также редких зерен кристаллических сланцев, полевых шпатов, глауконита, чешуек мусковита и биотита. Акцессорные минералы — рутил, циркон, турмалин, рудные — пирит содержатся в ничтожном количестве. Цемент пленочный, глинисто-карбонатный.

В темно-серых горизонтально тонкослоистых алевролитах, встречающихся в виде редких прослоев по всему разрезу дусинской свиты, количество зерен кварца и кварцитов возрастает до 90—95%, цемент регенерированный кремнистый.

Голубовато-серые и светло-коричневые горизонтально микрослоистые, полосчатые известняки из кровли нижнедусинской подсвиты обладают мелкопсаммитовой структурой и состоят из зерен кварца и микрокварцитов (35—40%), микрокристаллического известняка (30%) и монокристаллов кальцита (30%) с примесью пирита, циркона, чешуек мусковита. Чередование светлых и темных полосок объясняется неравномерным распределением глинистого материала и концентрацией тонкодисперсных зерен пирита.

Горизонты с включениями представляют собой темносерые слабоизвестковистые алевролиты, содержащие округлые обломки алевролитов с высоким содержанием пирита и глауконита.

Пластовые конкреции черного кремня состоят из мелких (0,002—0,010 *мм*) кристалликов халцедона с незначительной примесью ромбоэдров доломита. Они часто содержат вкрапленники кристаллов пирита размером до 5—6 *мм*, обладают раковистым изломом и призматической отдельностью.

[1] Название предложено С. И. Кантолинским и А. Г. Жураковским.

Южный тип разреза дусинской свиты, названный нами порошковским, характеризуется, в отличие от северного, развитием флишевых, песчано-мергелистых отложений. Он распространен в пределах Порошковской структурно-фациальной подзоны Магурской зоны (рис. 1), тектонически выклинивающейся в районе г. Свалява. В более южной, Черникской подзоне Магурской зоны, характеризующейся наиболее грубым разрезом эоценовых отложений, породы дусинской свиты отсутствуют.

В пределах Порошковской подзоны Магурской зоны отложения дусинской свиты протягиваются сплошной полосой из бассейна р. Турица на северо-западе вплоть до г. Свалявы на юго-востоке и слагают ядро широкой Порошковской синклинали (рис. 2). Детально описанные разрезы свиты расположены в бассейне ручья Свалявского у с. Турья Быстра, по правым притокам р. Великая Пиния между селами Плоское и Голубинное и по правому притоку р. Латорица выше с. Сусково.

В окрестностях с. Павлово (по правым притокам р. Великая Пиния), с. Турья Быстра (по ручью Свалявки) и по р. Облазному у с. Поляна наблюдается согласное залегание дусинской свиты на подстилающих верхнеэоценовых отложениях, содержащих фауну фораминифер, представленную *Globigerina corpulenta* Subb., *G. eocaenica* Terquem и *G. bulloides* Orb. Эти отложения представлены мелко- и среднеритмичным нечетким флишем, состоящим из прослоев глауконитово-кварцевых стекловатых алевролитов, зеленовато-серых глин с налетами и конкрециями марганца, темно-серых аргиллитов с характерной мелкочешуйчатой щебенкой и пластов серых мергелей, количество и мощность которых возрастает вверх по разрезу. По своему составу эта толща мощностью около 200 *м* является переходной между нижележащим пестроцветным флишем с *Cyclammina amplectens* Grzyb. и вышележащей песчано-мергелистой дусинской свитой и напоминает злинские и папинские слои северной окраины Магурского покрова Восточной Словакии, описанные Лешко (B. Leško, 1960, 1961).

Как и в северном типе разреза, отложения дусинской свиты разделены нами здесь на две подсвиты: нижнюю, более мергелистую и мелкоритмичную и верхнюю, более песчаную и груборитмичную.

В основании нижней подсвиты, наиболее полно представленной в вышеуказанных разрезах, прослеживается 1—8-метровый горизонт с включениями, представленный серым мелкозернистым песчаником или алевролитом, содержащим округлые глыбы более крепких песчаников того же состава, а также «закрученные» валуны и раздавленные линзы черных мергелей размером от 0,1 *м* до 0,7 *м*. Несколько выше по разрезу, а иногда непосредственно в подошве подсвиты залегает 1—1,5-метровый пласт горизонтально тонкослоистого водорослевого мелкозернистого известняка.

Выше по разрезу прослеживаются пакеты от тонко- до крупноритмичного флиша мощностью по нескольку метров, разделенные пластами (0,5 *м*—1,5 *м*) мелкозернистого песчаника или алевролита, связанными обычно в одном грубом ритме с 3—5-метровыми пластами зеленовато-серых, реже черных мергелей. Во флишевых пакетах чередуются прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников толщиной по 0,06—0,2 *м* и зеленовато-серых, черных мергелей мощностью по 0,05—0,6 *м*, реже 2—3 *м*. Мощность нижней подсвиты достигает 270 *м*.

Из фораминифер в ней найдены *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *Guembelina gracillima* Andreae, *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Neobulimina elongata* (Orb.), *Cibicides karpati-*

cus Mjatl., *Nodosaria* sp. Кроме того, иногда среди большого количества мелких глобигерин и гюмбелин встречаются единичные обычно деформированные крупные раковины *Globigerina eocaenica* Terquem.

Верхнедусинская подсвита наиболее полно обнажена в правом притоке р. Латорицы севернее с. Сусково, по ручьям Облазный и Тесанек. Она представлена толщей крупноритмичного и более грубого переслаивания песчаников, алевролитов, зеленовато-серых и черных мергелей, органогенно-обломочных водорослевых известняков. В основании подсвиты залегают один или два сближенных горизонта с включениями мощностью от 2 до 12,5 *м*, аналогичные горизонту, залегающему в основании нижнедусинской подсвиты. В нижней части подсвиты мощность прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов составляет 0,3—0,5 *м*, реже — 2 *м*, мергелей — 3,5—4,5 *м*. В верхней части разреза увеличивается мощность и грубость прослоев песчаника, преобладают средне- и крупнозернистые, реже — гравелитистые разности толщиной по 5—10 *м*. Среди мергелей возрастает количество черных плотных разностей, сильно напоминающих мергели дусинской свиты северного типа разреза. В прослоях песчаников и алевролитов содержится большое количество обугленного растительного детрита, встречаются линзочки угля толщиной 0,01—0,15 *м*. Мощность верхней подсвиты 290 *м*.

Из фораминифер в ней найдены *Globigerina officinalis* Subb., *G. postcretacea* Mjatl., *Guembelina gracillima* Andreae, *Bolivina antegressa* Subb., *Cibicides karpaticus* Mjatl. В некоторых образцах были встречены крупные пиритизированные ядра или деформированные раковины *Globigerina bulloides* и *G. eocaenica* Terquem.

Выше по разрезу согласно залегают мелко- и крупнозернистые песчаники маловиженской свиты. Суммарная мощность дусинской свиты порошковского типа разреза составляет 560 *м*.

Основную массу песчаников и алевролитов дусинской свиты слагают здесь глауконитово-кварцевые разности с карбонатным цементом. Они же образуют мощные горизонты с включениями, залегающие в основании нижней и верхней подсвит. Угловатые и остроугольные зерна волнисто-погасающего кварца составляют 30—50% породы, обломки известняка и иглокожих — несколько процентов; мусковит содержится в ничтожном количестве. Акцессорные минералы — гранат, эпидот, рудные. Глауконит содержится в виде округлых и неправильной формы зерен, иногда цементирует зерна кварца, является сингенетичным и составляет в среднем 5—10% породы. Цемент песчаников базальный или поровый, карбонатный, реже глинистый, составляет 30—50% породы.

В алевролитах наблюдаются увеличение количества листочков мусковита и микрослоистые текстуры.

Песчанистые органогенно-обломочные известняки от крупнозернистой до алевритовой структуры на 40—80% сложены угловатыми обломками главным образом багряных водорослей родов *Lithophyllum* (?) и *Mezophyllum* (?) (по определению В. П. Маслова), а также мшанок, крупных фораминифер, брахиопод, криноидей и морских ежей. В подчиненном количестве (от нескольких до 20—30%) присутствуют угловатые зерна кварца, кислых эффузивов, кварцитов, фораминиферовых известняков и единичные зерна глауконита.

В верхней части дусинской свиты увеличивается содержание полимиктовых песчаников. В них наряду с зернами кварца (20—40% породы) и примесью глауконита (несколько процентов) содержатся угловатые обломки фельзит-порфиров с биотитом, мандельштейнов с желе-

зистым стеклом (до 10—15%), кварцитов, глауконитово-кварцевых алевролитов (несколько процентов), пелитоморфных и мелкозернистых известняков (10—15%), редкие обломки иглокожих и водорослей, плагиоклаза, микроклина, листочки мусковита и биотита (до 5%). Акцессорные минералы — циркон, рудные. Цемент — базальный или поровый, карбонатный, реже глинистый, составляет 30—40% породы.

Сходство приведенного выше комплекса фораминифер дусинской свиты с фауной из нижнеменилитовой свиты Скибовой зоны Восточных Карпат, а также аналогичное стратиграфическое положение ее выше верхнеэоценового горизонта с крупными глобигеринами позволяют относить дусинскую свиту по возрасту к олигоцену.

Отложения дусинской свиты накапливались в прогибе, являвшемся юго-восточным продолжением южного флишевого бассейна Польских Карпат (M. Ksiażkiewicz, B. Lesko, 1959). С юга он ограничивался областью размыва, сложенной преимущественно карбонатными породами мезозоя и располагавшейся южнее современной Утесовой зоны. Она служила источником сноса для накопления сильно известковистых песчаников и мергелей прибрежного, порошковского типа разреза дусинской свиты.

Привнос обломочного материала в морской бассейн происходил как в виде подводных оползней и мутьевых потоков, так и благодаря донным течениям, о чем свидетельствуют мощные горизонты с включениями и широко развитые в песчаниках и алевролитах подводно-оползневые текстуры (сингенетическая складчатость, теггоглифы), однонаправленная косая слоистость и тирбоглифы. Господствующая ориентировка этих текстур указывает на преобладающее поперечное, северо-восточное, в меньшей степени — продольное, северо-западное направление движения мутьевых потоков и течений в этой прибрежной зоне.

Накопление осадков происходило, по-видимому, в условиях мелководья, на что указывают большое количество растительного детрита и связанная с волновой рябью перекрестная косая слоистость в песчаниках и алевролитах дусинской свиты. Об этом же свидетельствуют прослои органогенно-обломочных известняков, накопившиеся за счет разрушения зарослей багряных водорослей.

В центральную и, по-видимому, более глубокую часть бассейна, где отлагались неритмичные илистые осадки дусинского типа разреза, поступал преимущественно глинистый материал, приносившийся сюда значительно более слабыми течениями и мутьевыми потоками. О наличии последних свидетельствуют маломощные горизонты с включениями, а также смешанный характер микрофауны во многих образцах. В это время в осевой части прогиба отсутствовали продольные течения северо-западного направления, столь характерные для подстилающих ритмичных флишевых отложений эоцена (Шульга, 1965). Сильное обогащение осадков органическим веществом, по-видимому, было связано с обилием фитопланктона и создавшимся здесь застойным режимом.

С севера описываемый бассейн был ограничен Пикуйской кордильерой (Шульга, 1965), являвшейся юго-восточным продолжением Силезской кордильеры Польских Карпат и отделявшей его от северного флишевого бассейна. О наличии этой области размыва свидетельствуют развитые на северной окраине Ужокско-Дуклянской и по южному краю Кросненской зон флишевые песчано-глинистые отложения, аналогичные по возрасту дусинской свите и подстилающему ее верхнеэоценовому флишу. Они содержат экзотические валуны известняков, кварца, метаморфических сланцев и характеризуются широким развитим подводно-оползневых текстур.

К концу накопления отложений дусинской свиты, по-видимому, произошло усиление поднятий в области размыва. Это привело к постоянному проникновению насыщенных обломочным материалом водных масс в центральную часть дусинского бассейна и накоплению песчано-глинистых ритмичных отложений верхней части разреза дусинской свиты и песчано-гравелитовой толщи маловиженской свиты. Расположение ориентированных текстур в пределах Дусинской, Маловиженской и Зворской синклиналей указывает на то, что поступление обломочного материала в бассейн по-прежнему шло как с юга и юго-запада, так и с севера и северо-востока.

Сопоставляя отложения дусинской свиты с разрезом палеогена Карпат Восточной Словакии и Польши, мы приходим к выводу, что северный, дусинский, тип разреза является аналогом менилитовых и кросненских слоев Ужокско-Дуклянской зоны. При этом развитый в кровле нижнедусинской подсвиты горизонт полосчатых известняков, сопровождаемый пластами кремней, соответствует, по-видимому, нижнему горизонту менилитовых кремней, содержащему прослои полосчатых известняков и залегающему в толще менилитовых сланцев (S. Jucha, J. Kotlarczyk, 1961; Беда, Герох, Кошарски и др., 1963), а не головецкому горизонту, как это предполагают В. А. Шакин и С. И. Кантолинский (1963).

Южный, порошковский, тип разреза дусинской свиты напоминает разрез менилитовых и кросненских слоев Папинского пояса, характеризующегося смешанными кросненско-магурскими фациями и описанного Лешко (B. Leško, 1961).

Следовательно, в междуречье Ужа и Боржавы на восточном продолжении Магурской зоны наблюдается развитие отложений олигоцена в фациях, характерных в Восточной Словакии для более северных районов — Папинского пояса и Ужокско-Дуклянской зоны. Кроме того, в пределах описываемой территории в юго-восточном направлении наблюдается постепенное выклинивание полосы развития южного, флишевого, типа разреза дусинской свиты и замещение его северным, мергелисто-глинистым. Если же рассматривать область Магурского покрова в пределах Польши, Восточной Словакии и описываемой территории, то в направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается развитие олигоценовых отложений сначала в фации магурских песчаников (Беда, Герох, Кошарски и др., 1963), далее в виде трансгрессивно залегающих менилитовых и мальцовских слоев (M. Ksiażkiewicz, B. Leško, 1959; Лешко, 1963) и, наконец, в виде согласно залегающей на верхнеэоценовом флише дусинской свиты.

Все это дает основание предполагать, что рассматриваемая территория расположена в области наибольшего развития продольного погружения Карпатской геосинклинали, отмеченного рядом авторов (M. Ksiażkiewicz, B. Leško, 1959; Попов, Глушко, 1963; Хаин и др., 1965), с которым связано проникновение далеко к югу менилитово-кросненских фаций.

ЛИТЕРАТУРА

Беда Ф., Герох С., Кошарски Л., Ксенжкевич М., Житко К. Стратиграфия Внешних Польских Карпат. Геологические исследования в Карпатах, т. X, «VI конгр. КБА». Варшава—Краков, 1963.

Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. Новые данные о возрасте шипотской и дусинской свит Восточных Карпат. ДАН СССР, 1962, т. 142, № 4.

Гофштейн И. Д. О чешуе Meletta из чёрных сланцев Закарпатья. «Тр. Львов. геол. общ.» сер. палеонтол., 1953, вып. 2.

Лешко Б. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. «Сов. геол.», 1963, № 1.
Маслакова Н. И. Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат». «Мат-лы по биостр. зап. обл. УССР», 1955.
Маслакова Н. И., Славин В. И., Афанасьев С. Л. К вопросу о возрасте чёрных аргиллитов в Свалявском районе Закарпатья. «Сов. геол.», 1959, № 4.
Попов В. С., Глушко В. В. Некоторые новые данные о геологическом строении Украинских Карпат по итогам геолого-разведочных работ. «Мат-лы V съезда КБА», т. 4. Бухарест, 1963.
Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И., Беэр М. А. Тектоническая зональность юго-западной части флишевой зоны Советских Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА». Киев, 1965.
Шакін В. А., Кантолінський С. І. Про стратиграфічне положення товщі темноколірних порід району Дусіна-Поляна в Закарпатті. «Геол. журн.», 1963, т. 23, № 3.
Шульга В. Ф. Наблюдения над ориентированными текстурами во флишевых отложениях Советских Карпат. «Изв. Высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1965, № 8.
Jucha S., Kotlarczyk J. Seria menilitowo-krośnienska w Karpatach fliszowych. «Pol. Akad. Nauk», Prace geol., 1961, wydz. 4.
Ksiażkiewicz M., Lèško B. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. «Bull. Ac. Pol. Sc.», Sér. chim., géol. et géogr., 1959, vol. 7, nr. 10.
Leško B. Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričneho. «Slov. Ak. Ved. Um.», Geol. Práce, 1960, z. 18.
Leško B. K otázke vývoja Krosnensko-Magurských sérií flyša na východnom Slovensku. «Geol. sborn.», 1961, t. 12, Nr. 1.

Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ СТРАТОВУЛКАНОВ СИНЯК И БОРЛИОВ-ДИЛ (ЗАКАРПАТЬЕ)

Выгорлат-Гутинская плиоценовая вулканическая гряда отделяет складчатое сооружение Восточных Карпат от зоны Закарпатских впадин. Эта гряда, на первый взгляд представляющая единое целое, состоит из целого ряда практически слившихся между собой крупных, полигенных стратовулканов, развитие которых шло несколько различными путями в силу неодинаковой эволюции периферических магматических очагов, местных структурно-тектонических условий и т. д. Цепь вулканов, располагаясь на границе растущей горной страны и мелководных озерных котловин в изобилии поставляла в последние разнообразный вулканический материал. В результате впадины оказались выполненными чрезвычайно сложным, полифациальным комплексом вулканогенно-осадочных отложений. Вследствие пестроты и невыдержанности литологического состава осадочных образований, бедности их остатками фауны и флоры, петрографического однообразия эффузивов проблема стратиграфического расчленения образований Выгорлат-Гутинской гряды не получила должного освещения, так как детальных, крупномасштабных исследований в пределах гряды до последнего времени по существу не проводилось. Отсутствие же детальной стратиграфии не дает возможности делать обоснованные выводы об эволюции магматического процесса.

В последние годы Карпатская экспедиция МГУ, проводя крупномасштабные геолого-съемочные работы в центральной части Выгорлат-Гутинской гряды получила некоторый новый материал, касающийся стратиграфии, тектоники и истории развития вулканизма. Исследования охватили преимущественно два крупнейших стратовулкана Закарпатья — Синяк и Борлиов-Дил, расположенные севернее и северо-восточнее г. Мукачева по обе стороны от долины Латорицы. В основу изучения вулканогенных образований нами был положен комплексный историко-геологический метод, базирующийся на выделении толщ пород, отражающих определенные естественные этапы развития крупных вулканов. В целях стратиграфического расчленения и установления возраста вулканогенных комплексов проводились также сборы и определения макрофлористических остатков, пыльцы и спор, геоморфологический анализ условий залегания и взаимоотношения эффузивных образований с рельефом и массовое палеомагнитное опробование плиоценовых пород. Такой комплексный подход позволил наиболее объективно и детально восстановить историю развития вулканов Синяк и Борлиов-Дил и выявить основные черты их строения. Ввиду того что детальное описание разреза и история геологического развития этих двух

крупнейших вулканов были даны в другой работе (Корновский, Солодкова, 1964), в этой статье мы остановимся лишь на одном важном вопросе — проблеме возрастного объема вулканогенных толщ Выгорлат-Гутинской гряды.

Предварительно необходимо в двух словах сказать о разработанной схеме стратиграфического расчленения вулканогенных образований. На основании анализа условий залегания и взаимоотношений вулканогенных образований в пределах вулканов Синяк и Борлиов-Дил, их структуры, состава и т. д. выделяются три главных комплекса вулканогенных пород (снизу вверх): **матековский, синякский и обавский**[1], а в составе последних выделяются различные вулканогенные толщи, отвечающие более мелким фазам усиления вулканической деятельности (табл. 1).

Таблица 1

Схема расчленения вулканогенных образований стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил

Предполагаемый возраст	Вулканогенные комплексы	Вулканогенные и туфогенно-осадочные толщи
верхний плиоцен	обавский комплекс	аллювиально-пролювиальная толща у с. Турья Быстра
		верхняя толща андезитовых лав
		нижняя толща андезитовых лав
средний плиоцен	синякский комплекс	толща красных андезитовых туфов и туфобрекчий
		п е р е р ы в
		толща андезитовых лав и пирокластов
		липарито-дацитовые и дацитовые лавы (экструзии и короткие лавовые потоки)
		липаритовые туфы и липарито-дацитовые лавы — озерные отложения с примесью липаритовых и андезитовых туфов
		п е р е р ы в
	матековский комплекс	Синяк: андезито-базальтовая лавовая толща; пирокластическая толща — Борлиов-Дил: пирокластическая толща с прослоями андезитовых лав, озерная, туфогенно-осадочная толща
нижний плиоцен		

[1] Давая выделенным нами комплексам собственные новые названия, мы делаем это ради удобства описания местной стратиграфической схемы, поскольку эти подразделения являются более дробными, чем, например, гутинская свита, к которой обычно относят подавляющую часть эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды. Возможность их выделения в других районах гряды нуждается в проверке. Не исключено, что они являются узколокальными образованиями, связанными с особенностями развития вулканизма на определенном участке вулканической гряды.

Матековский комплекс характеризуется чрезвычайно сложным строением и быстрой фациальной изменчивостью слагающих его вулканогенных пород, которые залегают на относительно расчлененном рельефе с максимальной амплитудой до 400—300 *м*. В основании комплекса местами располагаются тонкослоистые озерно-аллювиальные отложения с примесью туфогенного материала андезитового состава (долина р. Латорица). Мощность озерно-аллювиальных отложений достигает нескольких десятков метров, а на правом берегу р. Латорица, по данным бурения, превышает 100—150 *м*.

Именно в этих отложениях были обнаружены обильные остатки флоры. Следует подчеркнуть приуроченность озерно-аллювиальных осадков к древней поперечной долине Латорицы, которая существовала до формирования Выгорлат-Гутинского вулканического хребта. Выше располагается мощная толща андезитовых и андезито-базальтовых туфов, туфобрекчий и лав. Максимальную мощность отложений этого комплекса, учитывая данные бурения, можно, по-видимому, оценить минимум в 700—750 *м*.

Синякский комплекс залегает на подстилающих породах с размывом и по сравнению с матековским занимает ограниченную площадь. Он отличается от последнего преобладанием в разрезе андезитовых лав. Синякский комплекс подразделяется на 5 вулканогенных толщ. Снизу вверх в нем выделяются: 1) толща липарито-дацитовых туфов и туфобрекчий; 2) толща липарито-дацитовых и дацитовых лав; 3) толща озерно-аллювиальных отложений с примесью туфогенного материала; 4) толща андезитовых туфов и туфобрекчий с маломощными лавовыми прослоями; 5) толща андезитовых лав с подчиненными прослоями туфов и туфобрекчий. Три первые толщи, по-видимому, очень близкие по возрасту, развиты в различных районах. Общая мощность синякского комплекса около 250—300 *м*.

Отложения **обавского комплекса** занимают наиболее высокие части современных водоразделов и представлены двумя толщами андезитовых лав с характерными красными андезитовыми туфами и туфобрекчиями в основании нижней толщи. Максимальная мощность лав и туфобрекчий обавского комплекса около 200 *м*. Лавы и туфы локализуются в пределах узкой меридиональной полосы.

Последние два комплекса развиты преимущественно в пределах вулкана Синяк, но не исключено, что андезитовые лавы на юго-восточном склоне Борлиов-Дила могут соответствовать синякскому комплексу.

В строении этух двух крупнейших вулканов широкое участие принимают андезито-базальтовые, андезитовые и реже дацитовые экструзивные, субвулканические массивы, а также трубки взрыва (Оленево). Все эти тела установлены, главным образом, по периферии стратовулканов. Однако данные электроразведки позволяют предполагать присутствие еще не вскрытых эрозией субвулканических тел и в центральных частях вулканических построек Синяка и Борлиов-Дила. В матековском комплексе пирокластические образования развиты исключительно широко. От комплекса к комплексу величина коэффициента эксплозивности последовательно убывает. Соответственно убывает коэффициент эксплозивности и кислотность вулканических образований в ходе каждого из крупных циклов вулканической деятельности, которым отвечают выделенные выше комплексы. Несмотря на обилие мелких каналов извержений, массивы Синяка и Борлиов-Дила в целом представляют достаточно четко обособленные крупные, полигенные стратовулканы, имеющие главные вулканические жерла, которые давали основную массу эффузивного материала. На более поздних стадиях вулканической

деятельности вследствие закупорки древних жерл и большой проницаемости субстрата магма прорывалась по ослабленным зонам (разрывам в субстрате) и формировались многочисленные более мелкие вулканы — сателлиты, паразитирующие на теле крупных массивов. Между временем формирования вулканических комплексов наступали периоды затишья вулканической активности, о чем свидетельствует залегание молодых комплексов на сильно размытом, глубоко расчлененном рельефе более древних, с амплитудой до 300—400 *м*.

Обращает на себя внимание формирование относительно более кислых вулканических пород в начале первого и второго циклов извержений, что противоречит существующим представлениям о гомодромной последовательности извержений, свойственной вулканизму Закарпатья (Соболев и др., 1955; Костюк, 1961; Малеев, 1964). Такой кислый характер эффузивов в начале цикла извержений, по-видимому, объясняется существованием периферического очага, где в период затишья между циклами извержений происходила дифференциация магматического расплава. Подобные явления характерны и для других районов молодого вулканизма, например, для Эльбрусской области Кавказа (Милановский, Короновский, 1960).

Весьма существенным вопросом для геологии Выгорлат-Гутинской гряды является вопрос о возрасте вулканогенных толщ и фациально связанных с ними осадочных отложений Чопской впадины. О дискуссионности этой проблемы свидетельствует существование многочисленных, существенно различающихся и взаимнопротиворечивых схем стратиграфического расчленения и датировки эффузивов гряды И. А. Коробкова и И. Б. Плешакова (1948), И. Ф. Трусовой (1954), В. С. Соболева и др. (1955), В. С. Бурова и В. Г. Шереметы (1959), Б. В. Мерлича и С. М. Спитковской (1958), В. П. Костюка (1961), Е. Ф. Малеева (1960, 1963, 1964), Л. Г. Данилович (1963) и др. Большинство исследователей в основу стратиграфических построений брали петрографические критерии, априорно принимая сходство состава одновозрастных вулканических образований в пределах гряды и гомодромную последовательность эволюции расплава для каждой фазы. Как было показано выше, петрографически сходные породы могут появляться на разных стратиграфических уровнях, поэтому механическое использование чисто петрографических критериев в целях стратиграфической корреляции вулканических образований может привести к явно ошибочным выводам. Поэтому основным методом изучения вулканогенных образований гряды может служить лишь площадное детальное картирование с выделением и тщательным прослеживанием маркирующих горизонтов и фациальных изменений, которое, к сожалению, в пределах всей гряды еще не проводилось.

Большие разногласия существуют в определении возрастных границ и объема эффузивных образований Выгорлат-Гутинской гряды, который определяется различными исследователями по-разному. Примерно до 1958 г. почти все исследователи приписывали основной массе вулканогенных пород этой гряды, объединявшейся в так называемую гутинскую свиту, паннонский возраст, допуская, что лишь самые молодые основные лавы, т. е. бужорской свиты В. С. Соболева и В. П. Костюка, могут иметь более молодой — левантинский или верхнеплиоценовый возраст. Однако изучение туфогенно-осадочных отложений (ильницкой свиты), распространенных к югу от Выгорлат-Гутинской гряды в Чопской впадине, позволило В. С. Бурову и В. Г. Шеремете (1959) установить, что они залегают выше отложений паннона и отличаются от последних комплексом остракод. Присутствие ряда общих форм

остракод в ильницкой свите и в отложениях верхнего плиоцена Понто-Каспийской области, по мнению В. Г. Шеремета, указывает на верхнеплиоценовый, или «левантинский», возраст ильницкой свиты. Наличие же фациальных переходов между вулканогенными породами гряды и отложениями ильницкой свиты, установленное по данным изучения буровых скважин И. Ф. Клиточенко и В. И. Утробиным (1955), должно свидетельствовать о левантинском (верхнеплиоценовом) возрасте эффузивов (гутинской свиты). В таком случае более молодая вулканогенная толща — бужорская свита получает место где-то уже в низах плейстоцена (Малеев, 1964; Данилович, 1963). В последнее время Е. Ф. Малеев (1964) предложил разделить основную часть вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды, ранее объединявшихся в гутинскую свиту, на две самостоятельные толщи, разделенные, по его данным, перерывом и даже угловым несогласием. Нижняя толща, для которой им предлагается название мукачевская свита, рассматривается Е. Ф. Малеевым как фация ильницкой свиты и условно относится им к нижнему левантину, тогда как верхнюю, за которой сохраняется название гутинская свита, Е. Ф. Малеев считает моложе ильницкой, и относит ее к верхнему левантину или к верхам верхнего плиоцена. Бужорскую свиту и ее аналоги в других районах гряды Е. Ф. Малеев рассматривает как проявления платформенного вулканизма, происходившие в самом конце плиоцена или даже в четвертичное время.

Тенденция к омолаживанию вулканогенных отложений Выгорлат-Гутинского хребта особенно ярко проявилась в работе И. Д. Гофштейна (1964). Этот исследователь возраст гутинской свиты (в старом, широком понимании) определяет уже как плейстоценовый, допуская принадлежность к верхнему плиоцену лишь самой нижней ее части. Формирование гутинской свиты, по крайней мере ее верхней половины, И. Д. Гофштейн сопоставляет с временем накопления галечников, выделенной им минайской свиты, перекрывающей чопскую свиту; возраст обеих этих свит автор определяет как плейстоценовый, основываясь на сопоставлении с соседними районами Словакии и на ряде других аргументов. Следует отметить, что четвертичный возраст эффузивов в районе с. Велятино (так называемый «модерошский язык») доказывала и Т. Ю. Пиотровская (1960).

Таким образом, налицо существенное расхождение во взглядах на стратиграфический объем вулканогенных отложений Выгорлат-Гутинского хребта. Подобное положение связано со слабой геологической изученностью самих вулканогенных образований, в частности, с отсутствием детальной хорошо обоснованной схемы стратиграфического расчленения эффузивов, а также с чрезвычайной фациальной пестротой туфогенно-осадочных толщ, выполняющих Закарпатские впадины, которая не дает возможности в настоящее время достаточно уверенно коррелировать эффузивные образования Выгорлат-Гутинской гряды и осадочные отложения межгорных впадин.

В трактовке возраста вулканогенных образований стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил мы пришли к несколько иным выводам, чем упоминавшиеся выше авторы. Конечно, эти выводы, как уже говорилось, носят предварительный характер и не могут пока быть уверенно распространены на всю гряду (табл. 2). Мы принимаем, как установленные факты, послепаннонский возраст ильницкой свиты и ее стратиграфическое соответствие вулканическим толщам Выгорлат-Гутинской гряды или, по крайней мере, их нижней части. Однако необходимо уяснить, какое положение в стратиграфической шкале плиоцена занимает верхняя граница верхнего паннона. По мнению ряда венгерских, ру-

Таблица 2

Предполагаемое расчленение вулканогенных образований массивов Синяк и Борлиов-Дил и сопоставление их с другими схемами

Возраст	Возраст и расчленение вулканогенных толщ массивов Синяк и Борлиов-Дил по схеме авторов		Предполагаемое сопоставление со схемой Е. Ф. Малеева для Выгорлат-Гутинской гряды*	Предполагаемое сопоставление со схемами В. П. Костюка и В. С. Соболева, В. С. Бурова и В. Г. Шеремета	Предполагаемое сопоставление с соседними областями			
					Паннонская и Венская впадины	Валахская впадина	Черноморский бассейн	Каспийский бассейн
верхний плиоцен	обавский комплекс		бужорская свита	бужорская свита	левантин	левантин	гурийский горизонт	апшерон
средний плиоцен	синякский комплекс		гутинская свита	гутинская вулканогенная свита			тамаиский горизонт	акчагыл
	матековский комплекс		мукачевская свита	ильницкая туфогенно-осадочная свита		дакий	куяльник киммерий	продуктивная толща
			ильницкая свита					
нижний плиоцен	паннонские отложения (верхний паннон)			паннонские отложения	верхний паннон	понт	понт	понт

мынских (Онческу, 1960) и югославских (P. M. Stevanović, 1959), исследователей она, скорее всего, соответствует границе понтического и киммерийского ярусов Черноморского бассейна и подошве дакийского «руса» Румынии. Если это справедливо, то надпонтические (надпаннонские) отложения, которые в Закарпатье относят к «левантину», по своему возрасту должны отвечать не только верхнему, но и среднему плиоцену, т. е. киммерию Черноморского бассейна. В таком случае ильницкая свита и ее эффузивные аналоги вполне могут быть древнее верхнего плиоцена.

В подтверждение этой точки зрения мы можем привести данные палеоботанических, геоморфологических и палеомагнитных исследований. Изучение остракод ильницкой свиты, проведенное Н. Н. Найдиной (МГУ), показало, что они действительно резко отличаются от паннонских, но представлены пресноводным комплексом, в составе которого не имеется сходных форм с верхнеплиоценовыми остракодами Понто-Каспийской области. Следовательно, выводы В. Г. Шереметы относительно верхнеплиоценового возраста ильницкой свиты лишены убедительного обоснования; эта свита может быть более древней, среднеплиоценовой.

В основании отложений матековского комплекса вулкана Борлиов-Дил, южнее Свалявы, в

тонкослоистых, озерно-туфогенных осадках были найдены довольно многочисленные листовые остатки флоры *Monocotyledones* sp., *Fagus hert-hae* (Ung.), *Iljinskaja, Zelkova ungeri* Kov., *Parrotia pristina* (Ett.) Stur. и др. Эта флора, по заключению изучавшей ее Ильинской, имеет ярко выраженный **теплолюбивый характер** и может относиться к низам сармата. Однако предположение о сарматском возрасте флоры исключается по геологическим соображениям, так как достоверно известно (с. Березинка, Иршавская котловина) налегание ильницкой свиты на паннонские отложения.

Палинологическое изучение разрезов неогеновых отложений Закарпатья, проведенное в последние годы Н. О. Рыбаковой (МГУ) (1964), показало резкое отличие спорово-пыльцевых спектров сармата, паннона, ильницкой свиты и чопской свиты. В верхней части разреза паннонских отложений выделяется комплекс, в котором возрастает количество пыльцы таксодиевых и широколиственных деревьев (до 60—70%), увеличивается также примесь пыльцы субтропических растений кипарисовых, тсуги и т. д. Все это указывает на теплый влажный климат. По последним данным Н. О. Рыбаковой (устное сообщение), комплекс пыльцы в нижней части ильницкой свиты свидетельствует о весьма теплом климате, тогда как чопская свита и верхи ильницкой свиты характеризуются увеличением роли березовых, буковых и травянистых растений, что говорит о постепенно прогрессирующем похолодании климата. Спорово-пыльцевые спектры из озерно-туфогенных отложений нижней части матековского комплекса обладают большим сходством со спектрами отложений ильницкой свиты (с. Березинка), что может, по-видимому, в данных условиях указывать на их одновозрастность. Эти спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют об условиях теплого влажного климата, (особенно такие формы, как *Rhus* и *Fagus*). Спорово-пыльцевые спектры, изученные Н. О. Рыбаковой для чопской свиты, характеризуют более значительное похолодание по сравнению с климатом, отвечающим верхам ильницкой свиты, но, по мнению Н. О. Рыбаковой, соответствуют представлениям о растительности верхнего плиоцена и могут отвечать, например, апшерону. Напротив, спорово-пыльцевые комплексы нижней части ильницкой свиты обладают большим сходством с комплексами киммерийской растительности.

Палеоботаническое (Мчедлишвили 1959; Шатилова, 1964 и др.) и литолого-геохимическое изучение плиоценовых отложений Черноморского бассейна убедительно показало, что киммерийский век (т. е. средний плиоцен) был самым теплым временем на протяжении всего плиоцена, когда на побережье Черноморского бассейна произрастала субтропическая флора и широко протекали процессы латеритного выветривания (Муратов, 1964). Климат киммерия был теплее, чем климат предшествующего понтического века, и значительно теплее, чем климат последующих куяльницкого и гурийского веков. Похолодание и уменьшение влажности на границе киммерия и куяльника привело к резкому изменению растительности Причерноморья и к вымиранию большинства субтропических видов.

В связи с этим листовые остатки теплолюбивой флоры, обнаруженные в основании матековского комплекса, должны, очевидно, отвечать среднему плиоцену (киммерию), а не сармату. В этой связи интересно отметить, что в Черноморской области флора киммерийского века характеризует восстановление субтропических условий, поэтому ее в ряде случаев бывает трудно отличить от сарматской. Из сказанного очевидно, что в свете палеоботанических данных, по крайней мере, нижний,

матековский вулканогенный комплекс массивов Синяк и Борлиов-Дил должен иметь среднеплиоценовый (киммерийский) возраст.

С геоморфологической точки зрения существование эффузивных толщ молодого, четвертичного возраста практически исключено. Ни в одном районе Выгорлат-Гутинской гряды (в пределах СССР) мы не видим таких взаимоотношений вулканогенных образований, которые позволили бы отнести их к плейстоцену. В долинах Латорицы, Ужа и Тисы самые высокие террасы врезаны в вулканической гряде, и нигде не наблюдается налегание эффузивов на террасы, включая и так называемый «модерошский язык» на левом берегу Тисы у с. Велятино. Большинство исследователей приписывают наиболее высоким террасам правых притоков Тисы верхнеплиоценовый возраст или, реже, древнечетвертичный, сопоставляя их с соответствующими террасами Тисы.

Морфологическое сопоставление эффузивов Выгорлат-Гутинского хребта с четвертичными лавами Кавказа и Камчатки показывает резкое их отличие как в условиях залегания, так и в сохранности первичных вулканических форм рельефа.

В процессе изучения Карпатской экспедицией МГУ вулканогенных образований Выгорлат-Гутинского хребта О. А. Багиной проводились массовые палеомагнитные исследования. Определению ориентировки вектора остаточной намагниченности было подвергнуто около 400 образцов, представляющих почти полный разрез магматических и осадочных образований гряды, включая образцы глинистых пород ильницкой свиты, из шахт Иршавской котловины и района с. Хижа. Подавляющее большинство образцов как в пределах массивов Синяк и Борлиов-Дил, так и в других районах гряды показали нормальное (положительное) положение вектора, и только образцы верхней толщи лав обавского комплекса дали обращенное (отрицательное) положение вектора остаточного намагничения. К сожалению, выяснение природы обратной намагниченности этих образцов представляет сложную задачу и еще не закончено. Не исключено, что у части образцов отрицательная намагниченность может быть вызвана не общей инверсией магнитного поля земли, а самообращением. Однако для нас важен тот факт, что неустойчивые в магнитном отношении образцы впервые появляются лишь в самых верхах разреза вулканогенной серии, только в наиболее молодых лавах.

В настоящее время работами советских (Храмов, 1963; Акопян, 1959; Поспелова, 1959 и др.) и зарубежных (T. Einarsson, T. Sigurgeirsson, 1955; T. Nagata, S. Akimoto, H. Kuno и др., 1959 и многие другие) палеомагнитологов неогеновые и четвертичные отложения изучены наиболее достоверно и установлено, что последняя в геологической истории Земли эпоха инверсии, т. е. обращения магнитного поля, отвечает концу верхнего плиоцена, а точнее рубежу среднего и верхнего апшерона (Храмов, 1963). Предпоследняя инверсия, т. е. нижняя граница последней зоны обратного намагничения, совпадает с подошвой акчагыла, т. е. соответствует рубежу среднего и верхнего плиоцена принятой в СССР стратиграфической шкалы.

Поскольку четвертичный и верхнеапшеронский возраст эффузивов Синяка и, во всяком случае, матековского комплекса исключается, постольку, учитывая палеомагнитные данные, можно сделать единственный вывод, что лишь верхняя толща обавского вулканического комплекса может относиться к верхнему плиоцену, скорее всего к его низам (акчагылу). Возможно, однако, что и она является доверхнеплиоценовой (если обратное намагничивание верхних обавских лав окажется связанным с самообращением). Образования же синякского и ма-

тековского комплексов должны быть несомненно древнее верхнего плиоцена; поскольку они вместе с тем моложе паннона, то их возраст должен быть, очевидно, среднеплиоценовым.

Следовательно, палеомагнитные исследования подтверждают выводы, сделанные на основе палеоботанических данных. Интересно отметить, что, по данным определения абсолютного возраста (Семененко и др., 1962), гипабиссальные (субвулканические) интрузии (или экструзии?) гранодиорит-порфиров Вышковского района Выгорлат-Гутинской гряды имеют возраст от 6 до 19 млн. лет.

По схеме Л. Г. Данилович (1963), эти массивы прорывают гутинскую свиту (которая имеет, по мнению Л. Г. Данилович, левантинский возраст, т. е. верхнеплиоценовый по В. Г. Шеремета). Другие исследователи, например Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1958), считают их более древними (паннонскими), что, по-видимому, более правильно, так как характер контактов гранодиорит-порфировых тел не известен. Во всяком случае, предварительные данные абсолютного возраста еще раз подчеркивают спорность некоторых стратиграфических схем расчленения вулканогенных образований Закарпатья.

Сравнивая составленную нами схему стратиграфического расчленения эффузивов вулканов Синяк и Борлиов-Дил с существующими схемами стратиграфии Выгорлат-Гутинской гряды, можно заметить, что наибольшим сходством с нею обладает схема, разработанная Е. Ф. Малеевым. Действительно, матековскому комплексу в этой схеме как будто отвечает мукачевская свита, синякскому — гутинская, а обавскому — бужорская. Однако границы выделенных нами комплексов и свит схемы Е. Ф. Малеева на карте и их стратиграфический объем не вполне совпадают, а возраст этих подразделений также понимается нами различно.

Сказанное выше показывает, что проблема стратиграфического расчленения и возраста вулканогенных толщ Выгорлат-Гутинской гряды в целом еще не решена окончательно и требует проведения детальных геологических исследований на всей площади вулканической зоны.

ЛИТЕРАТУРА

Акопян Ц. Г. Палеомагнетизм эффузивных пород Армянской ССР. «Тез. докл. III конф. по палеомагнетизму». Л., 1959.

Буров В. С., Шеремета В. Г. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. «Изв. Высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1959, № 7.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, 1964.

Данилович Л. Г. Геолого-петрографическая характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш. Київ, 1963.

Клиточенко И. Ф., Утробин В. Н. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР. Киев, 1955.

Коробков И. А., Плешаков И. Б. Стратиграфия и фауна моллюсков из отложений Закарпатской области УССР. ДАН СССР, 1948, т. 62, № 3.

Короновский Н. В., Солодкова Н. А. Геология и история формирования стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил. «Тр. лабор. палеовулканологии». вып. 3. Алма-Ата, 1964.

Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Киев, 1961.

Малеев Е. Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.

Малеев Е. Ф. О двухъярусном строении Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды (Закарпатье). ДАН СССР, 1963, т. 148, № 5.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Мерлич Б. В., Спитковська С. М. Схема розвитку третинного вулканизму Радянських Карпат. «Питання геолог», 1958, вып. 9.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Новые данные о геологическом строении вулкана Эльбрус. «Тр. Кавказ. эксп. МГУ», 1960, т. 1.

Муратов М. В. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна. «Литол. и полезн. ископаемые», 1964, № 4.
Мчедлишвили П. Н. Развитие третичных флор юга Европейской части СССР и Кавказа и их значение для стратиграфии. «Тр. Сов. по разраб. униф. стратиграфической шкалы трет. Крымско-Кавказской обл.» Баку, Изд-во АН АзССР, 1959.
Онческу Н. Геология Румынской народной республики. Бухарест, 1960.
Пиотровская Т. Ю. К вопросу о четвертичном вулканизме в Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряде. «Тр. лаб. вулк. АН СССР», 1958, вып. 18.
Поспелова Г. А. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1959, № 11.
Рыбакова Н. О. Новые данные о верхненеогеновой флоре Закарпатской области УССР (по результатам споро-пыльцевого анализа). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, № 6.
Семененко Н. П., Ладыженский Н. Р., Котловская Ф. И., Ветштейн В. Е. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. «Мат-лы V съезда КБА». Киев, 1960.
Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.
Трусова И. В. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. «Тр. МГРИ», 1954, т. 26.
Храмов А. Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области. «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 204.
Шатилова И. И. Полинологическая характеристика куяльницких гурийских и чаудинских отложений Гурии. Автореф. канд. дис. М., 1964.
Einarsson T., Sigurgeirsson T. Rock magnetism in Iceland. «Nature», 1955, vol. 175, No. 4464.
Nagata T., Akimoto S., Uyeda S., H. Kuno и др. Paleomagnetis studies on Tertiary and Cretaceous rocks in Japan. «Proceedings of the Japan Academy», 1959, vol. 35, No. 7.
Stevanović P. M. Pont (i. ehg. s.) im nördlichen Jugoslavien seine Fazies und Horizonte mit einem Rückblick auf die Verhältnisse in den Nachbarländeru. «Földtani közlöny», 89, 1, Budapest, 1959.
Stevanović P. M. Das Neogen in Jusolavien ineinen Bezihungen zum Wiener Becken. «Mittelungen der Geologischen Geselschaft in Wien», bd. 52. 1959.

Н. О. РЫБАКОВА, Т. В. СТРЕЛЬЦОВА

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПАННОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ СОЛОТВИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В течение 1962—1964 гг. Кайнозойской партией геологического факультета Московского университета проводились работы по изучению паннонских и верхнеплиоценовых отложений Советского Закарпатья.

Наиболее полные естественные разрезы паннонских образований изучались нами в районе с. Иза на правом берегу р. Рики и в руслах левых притоков р. Тисы над с. Велятино. Кроме них нами описан ряд скважин, по которым пока еще палинологические исследования не завершены. Поэтому приведенные в настоящей статье данные основываются только на результатах изучения естественных обнажений.

С целью более детального исследования строения и условий осадконакопления отложений паннона проводилось параллельное изучение литологии, минералогического состава, фауны, а также спор и пыльцы. Фаунистическая характеристика разреза у с. Иза и обнажений по левому берегу р. Тисы различна. В первом имеется большое количество остракод, дающее возможность расчленения этого разреза (Шеремета, 1958). В обнажениях над с. Велятино остракоды почти не встречены, и только по ручью Бодяковец имеются типичные паннонские конгерии и остракоды. Поэтому особый интерес представляют данные палинологического анализа, которые дают возможность полностью сопоставлять разрезы не только Солотвинской, но и Чоп-Мукачевской впадины. Изучение минералогического состава позволяет выделить отдельные комплексы минералов, согласующиеся со спорово-пыльцевыми комплексами. Рассмотрение паннонских отложений лучше всего начать с разреза у с. Иза, так как он является наиболее изученным. В 50-х годах здесь работали В. С. Буров (1958), Г. Н. Гришкевич, В. Н. Зайцева (1948) и В. Г. Шеремета (1958). Благодаря их работам, особенно работам Шереметы, в паннонe выделяется два отдела — нижний и верхний. Что же касается палинологических исследований, то они здесь не проводились.

В обнажениях у с. Иза снизу вверх прослеживается следующий разрез:

1. Глина серая, зеленоватая, плотная, несколько пластичная, с неясной тонкой горизонтальной слоистостью, с обломками фауны. Видимая мощность — 0,3 *м*.
2. Флишоидная толща ритмичного чередования тонкоплитчатых глин светло-серого цвета с твердыми окремнелыми глинами, содержащими мелкие линзочки гравелитистого песка и фауну лимнокардиумов и остракод. Мощность — 2,7 *м*.

3. Туфоалеврит несколько глинистый зеленовато-бурого цвета, плотный, со скорлуповатой отдельностью. Мощность — 0,25 *м*.
4. Флишоидное чередование глин плотных светлых, зеленовато-серых; туфопесчаников и глинистых алевритов темно-серого цвета. Мощность — 2 *м*.
5. Алеврит серый, плотный, с включениями крупных зерен плагиоклазов, с прослоем туфопесчаника мощностью 0,1 *м*. Мощность — 1,2 *м*.
6. Флишоидное переслаивание кварцево-слюдистых алевритов грубозернистых, светлых, желтоватого цвета, плотных, со скорлуповатой отдельностью; туфов тонких, часто со значительной примесью глинистого материала, темно-синего цвета и мергелистой глины. Мощность — 2,2 *м*.
7. Глина серая с чуть заленоватым оттенком, плотная, с псевдошаровой отдельностью, с прослоем сильно алевритистой глины, мощностью 0,1 *м*. Отдельные участки сильно ожелезнены. В верхней части слоя глины становятся более пластичными, тонкослоистыми с богатой фауной конгерий и лимнокардид. Видимая мощность — 3 *м*.

Перерыв в наблюдении около 2 *м*.

8. Туф массивный, плотный, с неправильными угловатыми обломками пород темно-зеленого, белого и серого цвета, размером до 2—3 *мм*. В середине пласта прослой мергелистой глины с остатками конгерий. Видимая мощность — 0,5 *м*.
9. Глина темно-серого цвета, мергелистая, в верхней части с псевдошаровой отдельностью, содержит фауну конгерий. Мощность — 1 *м*.
10. Туф, аналогичный слою 8. Мощность — 0,7 *м*.
11. Глина светло-серая, плотная, в нижней части мергелистая, ожелезненная, с хорошо выраженной скорлуповатой отдельностью, с редкими конгериями. В верхней части — прослой мощностью 0,05—0,1 *м* крупного тонкослоистого алевролита. Мощность — 1,6 *м*.
12. Тонкозернистый, глинистый алеврит желтовато-серого цвета, тонкослоистый, в верхней части слюдистый, более песчанистый. Мощность — 1,5—1,6 *м*.
13. Песчаник кварцевый, охристо-желтый, грубозернистый, рыхлый. Мощность — 0,5—0,6 *м*.
14. Алевриты темно-серые, плотные, неслоистые. Мощность — 1,0 *м*.
15. Туфопесчаник бурый, плотный, массивный. Мощность — 0,5 *м*.
16. Глины темно-серые, плотные, неслоистые, с плитчатой отдельностью, с фауной лимнокардиумов и конгерий. Видимая мощность — 1,2 *м*.

Перерыв в наблюдении 2 *м*.

17. Алевролиты серовато-бурые, кварцевые с глинисто-хлоритовым цементом, плотные. Видимая мощность — 0,5 *м*.

Перерыв в наблюдении 1 *м*.

18. Алевриты темно-серые, плотные, тонкослоистые, с прослоями и линзами песка и рыхлых песчаников, с отпечатками осоковых. Видимая мощность — 1, 5 *м*.

19. Песок кварцевый, плотный, среднезернистый, слюдистый, неясно-тонкослоистый. Мощность — 0,3 *м*.
20. Алевриты, аналогичные слою 18, но участками ожелезненные, с обломками пресноводных гастропод и конгерий.
Мощность — 2 *м*.
21. Пески ярко-желтого цвета, тонкие, плотные, тонкослоистые, вверх становятся чистыми кварцевыми, светло-желтого цвета. В верхней части слоя содержатся небольшие линзочки гравелитов с многочисленными очень плохой сохранности остатками пресноводных гастропод. Мощность — 4 *м*.
На контакте с вышележащим слоем залегает песчаник сильно ожелезненный, темно-фиолетового цвета, мощностью 2—3 *мм*.
22. Пески светло-желтые, но уже менее чистые, мелкозернистые с многочисленными тонкими прослойками и линзочками светло-серой глины. Вверх слоистость постепенно из горизонтальной становится косой, что подчеркивается ожелезнением.
Видимая мощность — 10 *м*.

Перерыв в наблюдении 3,5—4 *м*.

23. Глина серая, плотная, ожелезненная по трещинам, вверх становится светлее, с желтоватым оттенком.
Мощность — 2—2,5 *м*.
24. Туфопесчаник грубозернистый, местами переходящий в сильно разложившийся глинистый туф. В верхней части слоя чередуются примерно 1-сантиметровые прослои более грубых и тонких разностей. Мощность — 4—5 *м*.
25. Конгломерат, состоящий из плохо- и среднеокатанной гальки плохой сортировки. Размер гальки от 2 до 10—15 *см*. Цемент — глинистый песок. Состав гальки — преимущественно очень крепкие песчаники. В конгломерате небольшой углистый прослой.
Мощность — 1—1,5 *м*.

Контакт четкий, слабоволнистый.

26. Песок желтый, слабо слюдистый, тонкозернистый, плотный, вверх постепенно приобретает серую окраску.
Видимая мощность — 0,5—0,6 *м*.

Как видно из приведенного описания, литологически этот разрез четко подразделяется на три части. Нижняя часть представлена толщей флишоидного переслаивания плотных глин, туфопесчаников и алевритов мощностью около 10 *м*. Средняя часть сложена преимущественно глинами, часто алевритистыми, с прослоями алевритов, туфов и редко песчаников общей мощностью около 20 *м*. Верхняя часть разреза представляет собой толщу светлых охристых песков, с редкими тонкими прослоями серых пластичных глин, гравелитов и песчаников, выше которых залегает мощный слой (4—5 *м*) туфопесчаников и 1,5-метровый прослой конгломератов. Мощность около 30 *м*.

Данные минералогического анализа позволяют выделить минералогические комплексы, совпадающие с литологическим подразделением разреза. С этими же разделами совпадают и три спорово-пыльцевых комплекса.

Южнее, по левобережным притокам р. Тисы мы наблюдали отложения паннона большей мощности, чем описанные выше.

Нижняя часть разреза обнажается по ручью Бодяковец. Она залегает выше пород среднего сармата и литологически очень близка к низам разреза у с. Иза. Это тоже толща флишоидного переслаивания глин серых, тонкоплитчатых, неизвестковистых и туфов очень светлых, почти белых, мелкообломочных, реже встречаются прослои песчаников

темносерого цвета, грубозернистых и алевритов общей мощностью около 30 *м*.

В разрезе ручья Игнатовского можно выделить очень большое (около 70) количество слоев. В данном очерке мы даем только характеристику отдельных литологических комплексов, так как полное послойное описание займет слишком много места. Здесь в нижней части паннонских отложений преобладают алевриты серые, иногда песчанистые, известковистые, тонкослоистые, участками ожелезненные, которые чередуются с песками серыми и ржаво-желтыми, кварцевыми, слюдистыми, известковистыми и глинами серыми, плотными, известковистыми видимой мощностью около 10 *м*.

В основании средней части разреза наблюдается галечник довольно рыхлый, неслоистый с мелкой и средней хорошо и полуокатанной галькой андезитов и реже кварца белого и молочнобелого цвета. Выше доминируют серые и охристые рыхлые пески кварцево-слюдистые, часто ожелезненные с прослоями серых слюдистых алевритов и глин; часто с сидеритовыми конкрециями, ожелезненные, вследствие чего породы приобретают пятнистую окраску. В алевритах и глинах масса обуглившихся растительных остатков и обнаружены многочисленные отпечатки флоры. По ручью Бодяковец встречена фауна конгерий и остракод в слоях, соответствующих верхам средней части паннона. Общая мощность этой толщи около 50—55 *м*.

В верхней части наряду с песками серыми, иногда голубовато-серыми, слабо слюдистыми, чаще среднезернистыми, рыхлыми, много алевритов темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, голубовато-зеленых («цвета морской волны»), песчанистых, слюдистых, иногда с фауной пресноводных гастропод и глин серых, зеленовато-серых, плотных, пластичных. Выше появляются прослои туфопесчаников, светлых туфов, мелкообломочных, часто уже сильно выветрелых, разложившихся, иногда с тонкими линзовидными прослоями бурого угля. Венчается разрез лавами андезитового состава верхнеплиоценового возраста. Общая мощность с перерывами в наблюдении 150—170 *м*.

По данным минералогического анализа, выделяются комплексы минералов, которые позволяют подразделить паннонские отложения по ручью Игнатовскому аналогично с литологическим и спорово-пыльцевым разделением разреза на три части. Несмотря на сравнительную близость (10—12 *км*) обнажений у с. Иза и с. Велятино, литологические толщи их полностью не сопоставимы, так как:

1) видимая мощность по ручью Игнатовскому во много раз превышает мощность обнажения у с. Иза;

2) нижняя — флишоидная — часть находит в ручье Бодяковец себе полные аналоги, правда большей мощности;

3) в средней части по ручью Игнатовскому пески играют большую роль, чем в аналогичной у с. Иза;

4) в верхней части, наоборот, в разрезе у с. Иза пески имеют преимущество, а в ручье Игнатовском больше туфов и туфопесчаников.

Минералогический состав этих обнажений также неодинаков, но данные палинологического анализа позволяют выделить в каждом из описанных выше разрезов по три аналогичных спорово-пыльцевых комплекса: первый (I), второй (II) и третий (III). Переходы между ними достаточно заметные, особенно между II и III комплексами (граница между нижним и верхним отделами паннона по В. Г. Шеремете), что хорошо видно на диаграммах (рис. 1 и 2).

Палинологическому исследованию подверглось 13 образцов из разреза у с. Иза и 17 образцов из разреза у ручья Игнатовского.

I спорово-пыльцевой комплекс выделен в нижней части паннонской толщи. Особенно ясно он выражен в разрезе по ручью Игнатовскому. В нем доминирует пыльца древесных пород, главным образом, пыльца различных видов сосен, составляющая в среднем около 50% от общего

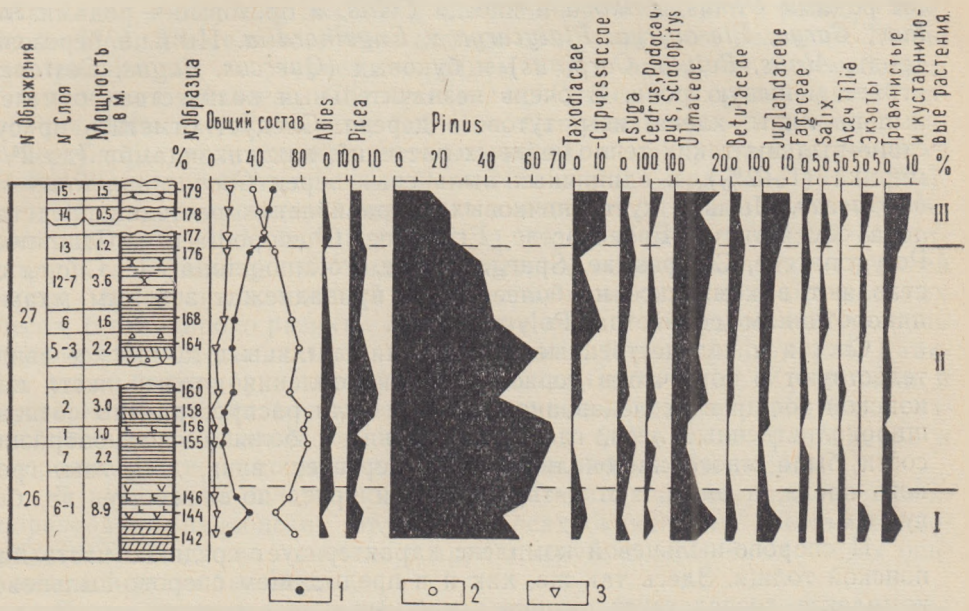


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза у с. Иза:
1 — суммарное содержание пыльцы покрытосемянных, 2 — сумма пыльцы голосемянных, 3 — сумма спор

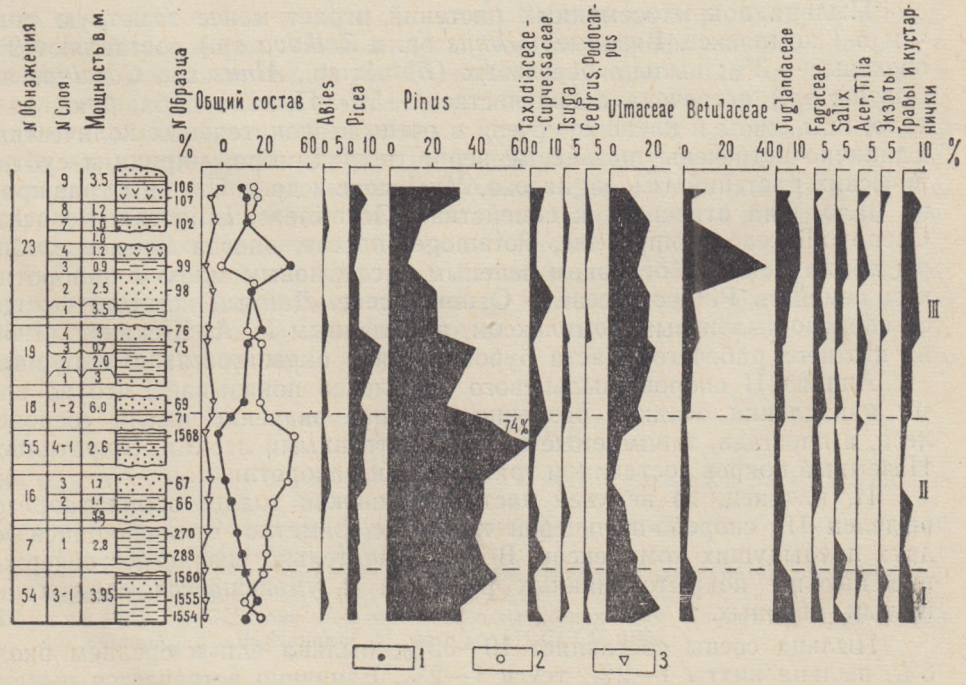


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза ручья Игнатовского. Условные обозначения те же, что к рис. 1

количества пыльцы и спор. В меньших количествах встречена пыльца пихты, ели, тсуги, таксодиевых и кипарисовых. Среди пыльцы покрытосемянных растений, которая составляет от 19 до 48%, преобладает пыльца вязовых (12—23%) и ореховых (3—8%). Вязовые представлены родами *Ulmus, Zelkova* и иногда *Celtis,* а ореховые — родами *Juglans, Carya, Pterocarya, Platycarya* и *Engelhardtia.* Пыльца березовых (роды *Alnus, Betula, Carpinus*) и буковых (*Quercus, Fagus, Castanea*) играет меньшую роль. В очень незначительных количествах отмечена пыльца липы, клена, ивы, тутового дерева. Следует отметить присутствие пыльцы таких теплолюбивых растений, как ликвидамбр (до 2%), мирика (1—2%), и единичных пыльцевых зерен *Cornus* sp., *Rhus* sp,, *Myrtaceae.* Пыльца кустарничковых и травянистых растений представлена семействами Ephedraceae, Ericaceae, Chenopodiaceae, Gramineae, Polygonaceae, Compositae, Sparganiaceae, Potamogetonaceae. Споры составляют в комплексе не более 5% и принадлежат зеленым мхам и папоротникам семейства Polypodiaceae.

Состав и количественные соотношения пыльцы в комплексе свидетельствуют о том, что в период осадконакопления нижней части паннонской толщи в исследованном районе были распространены сосново-широколиственные леса, где одновременно с большим разнообразием сосен было много широколиственных деревьев: вяза, дзельквы, грецкого ореха, лапины и т. д. Травянистый ярус, по-видимому, не был густым.

II спорово-пыльцевой комплекс характеризует среднюю часть паннонской толщи. Здесь так же, как и в предыдущем спорово-пыльцевом комплексе, господствует пыльца древесных пород, однако количественные соотношения ее несколько изменяются. Пыльца сосен составляет 60%, пыльца ели — от 4 до 12%, пыльца пихты — от 1 до 6%. Пыльцы тсуги, таксодиевых и кипарисовых мало.

Пыльца покрытосемянных растений играет менее заметную роль, чем в I комплексе. Вязовые (*Ulmus* sp. и *Zelkova* sp.) составляют 9%, ореховые — 3%; пыльца березовых (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.) встречена в количестве 4—5%. Пыльца дуба, бука, каштана, ивы, липы и клена отмечена в очень незначительных количествах. Единично встречены пыльцевые зерна ликвидамбра, мирики и субтропических растений (Elaeagnaceae, Myrtaceae и др.). Пыльцы трав крайне мало. Она относится к семействам Gramineae, Liliaceae, Rosaceae, Chenopodiaceae, Compositae, Potamogetonaceae, иногда Ericaceae. Споры принадлежат в основном зеленым и сфагновым мхам и папоротникам семейств Polypodiaceae и Osmundaceae. Данный комплекс сходен со спорово-пыльцевым комплексом, выделенным Н. А. Щекиной (1960) из нижнего рабочего пласта бурого угля в окрестностях с. Ильница.

Анализ II спорово-пыльцевого комплекса показывает, что во время накопления осадков особенно большое значение имели сосновые леса, а площади, занимаемые широколиственными лесами, сократились. Наземный покров составляли травы, мхи и папоротники.

И, наконец, из верхней части паннонской толщи обоих разрезов выделен III спорово-пыльцевой комплекс, заметно отличающийся от двух предыдущих комплексов. В нем значительно возрастает содержание пыльцы покрытосемянных растений и уменьшается содержание пыльцы хвойных.

Пыльца сосны составляет 10—35%, пыльца ели в среднем около 6%, пыльца пихты 1—2%, тсуги 1—2%. Единично встречается пыльца кедра, подокарпуса, сциадопитиса. Зато количество пыльцы кипарисовых и таксодиевых возрастает до 10—12%. Среди пыльцы покрытосе-

мянных основной фон составляет пыльца Ulmaceae. Ее количество иногда достигает 20%. Много пыльцы Juglandaceae (до 9—11%) и Betulaceae (в среднем 5—10%), причем в отдельных случаях наблюдается резкое увеличение количества пыльцы ольхи (до 38%). Пыльца буковых, клена, липы, ивы, ликвидамбра и мирики встречается реже (в сумме 2—5%). То же относится к пыльце субтропических растений. Пыльца травянистых составляет в среднем 8% и относится к семействам Gramineae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae, Leguminosae, Compositae, Liliaceae, Rubiaceae, Labiatae, Campanulaceae, Potamogeto naceae. Споры принадлежат зеленым мхам и папоротникам семейств Polypodiaceae и Osmundaceae. Отмечены споры Selaginella sp. (0,8%).

III спорово-пыльцевой комплекс имеет много общего с комплексом, описанным Н. А. Щекиной (1960) из плиоценовых отложений окрестностей с. Березинки. Очевидно, в период осадконакопления верхней части паннонских отложений в исследованном районе, кроме хвойных лесов, были широко развиты лиственные леса, в которых основную роль играли вязы, дзелькова, орех, гикори, лапина, береза, ольха, граб, а также росли дубы, буки, клены, липы, ликвидамбр и др. Кустарники и кустарнички представлены семействами восковниковых, лещиной, различными родами семейства розоцветных и бобовых, а травянистые и споровые растения составляли лишь наземный покров леса.

В результате изложенного выше материала видно, что в период образования паннонских отложений осадконакопление было неоднородным и несколько отличалось друг от друга в различных частях описываемой части бассейна.

В это же время на всей изучаемой территории существовало три последовательно сменявших друг друга этапа в развитии растительности. Первым этапом было распространение сосново-широколиственных лесов. Примесь субтропических растений говорит о достаточно теплом и сравнительно мягком климате. Вторым этапом явилось господство сосновых лесов. Уменьшилось участие термофильных широколиственных и экзотических форм. По-видимому, произошло похолодание и увеличение сухости климата, вызвавшие временное отступление в более защищенные места теплолюбивых субтропических растений. Третий этап характеризуется распространением широколиственных лесов. Увеличение роли болотного кипариса, ольхи, ивы, осок и рдестовых в растительном покрове указывает на влажность климата, а постоянное присутствие экзотов свидетельствует о потеплении.

Из описания состава флоры и растительности можно заключить, что климат паннона оставался значительно мягче и теплее современного, что позволило произрастать в Закарпатье растениям, которые отсутствуют там в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

Буров В. С. Условия образования осадков сармата и паннона в Закарпатском неогеновом прогибе. Дис. Львов, 1958.

Зайцева В. Н. Плиоценовая фауна окрестностей с. Иза Закарпатья. «Научн. раб. студ. Львов. ун-та», 1948, вып. 1.

Шеремета В. Г. Стратиграфия паннонских отложений Закарпатья по фауне остракод. Дис. Львов, 1958.

Щёкина Н. А. История неогеновой флоры Украинских Карпат и Прикарпатья. Сб. «Флора и фауна Карпат». М. Изд-во АН СССР, 1960.

А. В. КОЖЕВНИКОВ

К СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ТИСЫ

Антропогеновые отложения бассейна Тисы в пределах Советского Закарпатья до сих пор изучены недостаточно полно. В большинстве работ, посвященных геологии этого региона, они рассматриваются попутно с общей геологической характеристикой при описании рельефа или новейшей тектоники. Особенно мало внимания уделено чисто стратиграфическим вопросам.

Стратиграфическое расчленение антропогеновых отложений на территории Закарпатья в значительной мере затрудняется однообразием их литологического состава и отсутствием находок фауны млекопитающих. Основным поставщиком обломочного материала в течение антропогена были все те же однообразные толщи мелового и палеогенового карпатского флиша. Остатки фауны млекопитающих известны лишь на территории Венгрии в низовьях р. Тисы. Фауна относится к мамонтовому комплексу. Все это заставляет при определении возраста антропогеновых отложений пользоваться такими методами, как изучение речных террас, анализ их положения в рельефе, сравнение выявленных террасовых спектров для разных речных долин, фациальный анализ аллювия и склоновых накоплений, а также метод общих палеогеографических реконструкций. Именно по такому пути шли в большинстве случаев авторы тех работ, в которых дается описание рельефа и антропогеновых отложений Закарпатья.

Изучение рельефа Закарпатья в досоветский период в основном связано с именем С. Рудницкого (1925). В пределах южных склонов Карпат он выделяет ряд уровней более молодых, чем первичный карпатский пенеплен, — плиоценовый (отн. высота 300 *м*), древнедилювиальный (высота 180—220 и 120—140 *м*), верхнедилювиальный (высоты 60—80 и 40 *м*), древнеаллювиальный (менее 40 *м*) и, наконец, современный. Все они по существу отвечают террасам рек Закарпатья — эрозионным и эрозионно-аккумулятивным. Еще более подробный анализ речных террас этого района приводит Зауер (V. Sauer, 1929). Он последовательно фиксирует их во всех долинах от рек Тисы и Апшицы до р. Ужа, но сопоставлений и выводов относительно возраста не делает.

В послевоенное время большое значение для изучения антропогена Закарпатья имели сводные работы Н. П. Ермакова и Г. П. Алферьева.

Н. П. Ермаков (1948) в связи с общим геоморфологическим районированием указывает ряд внутридолинных террас по р. Тисе (7—8, 15—18, 25—30 *м*) и более высокие эрозионные уровни. Отмечает высоколежащие галечники междуречья Теребли и Рики, Солотвинскую террасу р. Тисы прослеживает с 30 до 70 *м* в Раховском массиве и до 100 *м* в Свидовецком ущелье. Делаются широкие сопоставления террас

с террасами северного склона Карпат, а также Румынии. Аналогичные сопоставления находим и в работе Г. П. Алферьева (1948). Систематизируя имеющиеся данные по террасам всех карпатских предгорий, он сопоставляет полученную схему с альпийской и делает определенные выводы о возрасте антропогеновых отложений.

Большой материал для характеристики рельефа речных долин бассейна р. Тисы был собран Г. И. Раскатовым в связи с исследованиями Карпатской экспедиции МГРИ (1946—1952). Работы Г. И. Раскатова (1950, 1951) обобщены им в сводке 1957 г. В предгорной части бассейна р. Тисы устанавливается 2 плиоценовых уровня. Для них указаны галечные накопления. В долинах выделяются нижне,- средне- и верхнечетвертичные террасы, а также современная. Выявлены этапы перестроения речной сети в низовьях Теребли.

Сравнительно недавние исследования, связанные с изучением рельефа и антропогеновых отложений Закарпатья, отражены в работах Т. Ю. Пиотровской (1960, 1963, 1965) и отчасти И. Д. Гофштейна (1964).

Т. Ю. Пиотровская выделяет в пределах речных долин до семи надпойменных террас (эрозионно-аккумулятивных и эрозионных), высоты которых распределены в интервале от 3—4 до 200—220 *м* [1]. В разных долинах количество террас различно, высоты террас для разных долин также не совпадают. Наиболее полная последовательность установлена для р. Тисы. Данные спорово-пыльцевого анализа образцов, взятых из аллювия, позволили Т. Ю. Пиотровской высказать предположение о том, что возраст террас с относительными высотами до 100—120 *м* включительно является четвертичным. Работы Т. Ю. Пиотровской наиболее полно отражают состояние наших знаний о рельефе, строении и возрасте антропогеновых отложений и новейшей тектонике Закарпатья. В сводке И. Д. Гофштейна (1964) этим вопросам уделено сравнительно мало места. Террасовые ряды по р. Тисе, Тересве, Теребле, Латорице приводятся им со ссылкой на других авторов. Важное значение имеет выделение в верхней части разреза Чопской впадины минайской галечной свиты, датируемой плейстоценом и голоценом.

Необходимо указать также на большую работу по изучению антропогеновых отложений, проведенную производственными организациями в связи с геологическими съемками различных масштабов (1947, 1950, 1953, 1954, 1959 и т. д.). Результаты этих исследований частично учтены в перечисленных публикациях.

Распространение, а также особенности строения различных генетических типов антропогеновых отложений в горах и предгорьях Закарпатья в огромной степени зависят от литологии коренных пород, развитых в том или ином районе. Особенно характерны в этом отношении аргиллиты и алевролиты менелитовой и кросненской свит олигоцена. Везде, где р. Тиса и ее правые притоки пересекают районы развития этих мягких пород, образуются расширения долин (Воловецкое, Межгорское, Ясиньское), наблюдаются серии террас, к террасам тяготеют обширные делювиального типа склоны и шлейфы. В долинах мелких рек, текущих по простиранию менелитовой и кросненской свит, делювиальные шлейфы подступают к самому руслу, затушевывая формы рельефа, созданные русловыми процессами.

Как известно, менелитовая и кросненская свиты слагают синклинальные структуры. В антиклинальных зонах, сложенных устойчивыми по отношению к размыву породами, расширения сменяются сужениями, террасы — конусами выноса, делювиальные шлейфы — осыпными. Осо-

[1] Аналогичное количество террасовых уровней упоминает для Закарпатья А. И. Спиридонов (1952).

бенно характерны участки пересечения долин с массивными плотными песчаниками — ямненскими и выгодскими в палеогене, шепотскими и боркутскими в мелу. Конусы выноса в таких местах становятся высокими, выпуклыми, на склонах появляются осыпи, сложенные щебнисто-глыбовым материалом. Таковы обнаженные склоны, покрытые современными осыпями, состоящими из остроугольной щебенки кремнистых и известковистых серых песчаников эоцена под хребтом Пишконя и горой Каменной к северу от Синевирской котловины. Таковы грубообломочные осыпные шлейфы и конусы выноса на пересечении долин с гравийными песчаниками палеоцена (Тересва ниже Усть-Черной, Теребля под хребтом Бовцарский верх, Рика выше с. Кричова и т. д.). С обвальными и осыпными процессами связано и возникновение известного в Закарпатье Синевирского озера. Обвал перегородил верховья небольшого правого притока Теребли как раз на границе сравнительно рыхлых песчаниково-аргиллитовых пород эоцена, среди которых расположено озеро, и плотных песчаников палеоцена при обвале нагромоздивших естественную плотину.

В пределах Солотвинской впадины с ее резко расчлененным овражно-холмистым рельефом, выработанным в миоценовых глинах, песках, песчаниках и конгломератах различной плотности, крутые склоны долин чередуются с пологими, осыпные отложения с делювиальными. Широко развиты оползневые накопления, обычно конусы выноса. Не менее характерным районом является Выгорлат-Гутинский вулканический хребет, где широко развиты глыбово-щебнистые овражные и склоновые отложения, подчас настолько своеобразные, что их принимали за моренные. Особенностью района является значительная распространенность красноцветных элювиальных образований. У подножия хребта обычны обширные сложно построенные пролювиальные шлейфы. Для холмистых участков северных окраин обширной Чоп-Мукачевской впадины, сложенных мягкими сарматскими, паннонскими и ильницкими породами, типичными являются пологие склоны и мощный делювий. Для низменной равнины характерны исключительно аллювиальные отложения.

Горные и предгорные районы Закарпатья пересечены крупными речными долинами, которым свойственны свои системы террас. Изучение террас вместе со слагающим их аллювием является основой стратификации антропогеновых отложений других генетических типов. Поэтому строение долин, речные террасы и аллювиальные отложения рассматриваются в настоящей статье наиболее подробно.

В результате съемочных работ, проводившихся автором в течение 1962—1965 гг., террасы долины р. Тисы и многих ее притоков были изучены с большой детальностью. Террасовые спектры различных рек (табл. 1) удалось сопоставить, основываясь не только на гипсометрических признаках, но привлекая данные о строении аллювия и соотношениях аллювиальных свит с образованиями иного генезиса. Правда, не везде террасы сохранились от последующего размыва.

Наиболее благоприятным районом, опорным для установления эталонной последовательности террас в пределах Закарпатья, оказалось междуречье Теребли и Рики [1]. Холмистое низкогорье в этом районе рассечено двумя брошенными долинами, принадлежавшими пра-Теребле. Долины сопровождаются террасами. Остатками древних террас являются и водораздельные пространства междуречья. Количество террас в долинах, оставленных пра-Тереблей, достигает четырех, водораздель-

[1] Схематическая геоморфологическая карта района опубликована ранее (Кожевников, 1965).

Таблица 1

Террасы р. Тисы и ее притоков (отн. выс., м)

Возраст, группы террас, номенклатура			р. Тиса						р. Тересва			р. Теребля			р. Рика			р. Боржава			р. Латорица		р. Уж		
			Ясиня	Рахов	Солотвино	Тячев	Хуст	Рокосово	Мокрое	Ганичи	Тересва	Синевир	Драгово	Кричово	Межгорье	Горинчево	Иза	Керецки	Заднее	Бильки	Свалява	Чинадиево	Дубриничи	Перечин	Ужгород
верхний плейстоцен и голоцен	низкие	I	3; 5; 7; 10;	3	3	3	2	3	2; 3,5; 5; 7;	3	3	2,5–3; 4–4,5;	3	1,5–20	3	2	3	2,5	3	3	4	3	3	4	5
		II	12–24	5	6	5	3	5	10	5	5	5–10; 14; 16;	4–5	3–4	6–7	6	4,5	5	5	4,5	7	6	8	—	—
		III	30	—	15	10	5	—	—	15	12	40–20 40–30	8	6	10	10	8–9	12	10	7	12	10	12	10	12
		IV	50	—	25	20	15	—	—	20	20	40–50	15	—	20	20–25	15	—	18	15	20	15	20	20	20
средний плейстоцен	средние	V	—	—	40	35	20	—	—	35	—	—	28	30	—	50	30	—	30	25	—	—	35–40	—	—
		VI	—	—	—	50	40	—	—	50	—	70 (?)	45	—	40	—	50	—	45	40	40	35–40	50	50	40
		VII	—	—	70	64	60	—	—	—	65	—	60	—	60	—	90	—	60	60	60	50	70	70	50
нижний плейстоцен—верхний плиоцен	высокие	VIII	—	—	130	120	—	—	—	110	100	—	120	—	120	—	160	—	—	—	100	80	110	100	—
		IX	—	—	—	200	—	120	—	—	200	—	165	—	—	—	200	—	—	120	140	120	—	—	—
		X	—	—	—	—	—	—	—	240	—	—	180 (?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ных уровней — два, по современным долинам Теребли и Рики прослеживаются еще четыре террасы. Высоты террас над Тереблей и Рикой приведены в табл. 1. При их рассмотрении нужно иметь в виду значительный перепад в гипсометрическом положении русел этих рек (до 40—60 *м*), неотектоническая природа которого в настоящее время может считаться доказанной. В табл. 1 приведено подразделение террас на возрастные группы, обоснование которого приводится ниже. Анализ относительных высот позволяет выделить среди террас комплекс низких (I—IV), комплекс средних (V—VII) и комплекс высоких (VIII—X). Легко заметить, что высоты низких террас сближены, для среднего комплекса интервалы между террасами увеличиваются до 20 *м*, для высоких соответствующие величины достигают 40—60 *м*.

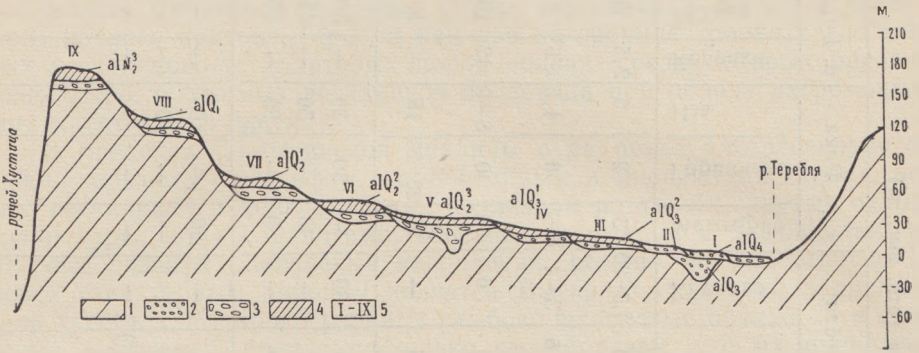


Рис. 1. Схема соотношения террас р. Теребли в районе с. Драгово: аллювиальные отложения: aIQ$_4$ — пойменные, голоценовые; верхний плейстоцен: aIQ$_3^2$ — верхний горизонт, aIQ$_3^1$ — нижний горизонт; средний плейстоцен: aIQ$_2^3$ — верхний, aIQ$_2^2$ — средний, aIQ$_2^1$ — нижний горизонты; aIQ$_1$ — нижнеплейстоценовые; aIN$_2^3$ — верхнеплиоценовые; 1 — миоценовые отложения; 2 — галечник; 3 — валунник; 4 — глины и суглинки; 5 — номенклатура террас

Намечаются различия и в строении аллювия террас указанных групп (рис. 1). I и II террасы сложены исключительно галечным аллювием с мелкими валунами. Количество песчаного материала невелико. Мощность не превышает 3—4 *м* (с. Драгово на р. Теребле, с. Горинчево на р. Рике). Разрезы III террасы построены несколько иначе. Мощность валунно-галечного аллювия увеличивается до 5—8 и более *м*, наблюдается суглинистый покров — суглинки светло-бурые, внизу с признаками болотного оглеения, до 2,0 *м* мощности. Еще более мощным оказывается аллювий IV террасы (12—15 *м*). В русловом горизонте проявляются мелковалунные прослои с редкими крупными валунами. Мощность суглинков, покрывающих русловой горизонт,— желто-бурых, темно-коричневых, внизу буро-серых, горизонтальнослоистых — достигает 3,4 *м* (села Кричево, Драгово на р. Теребле, с. Липша на р. Рике). Несмотря на некоторое увеличение крупности и мощности аллювия для III и IV террас, низкие террасы в целом отличаются определенным сходством в строении аллювия. Это проявляется в хорошей окатанности, сортированности, промытости преимущественно галечного материала русловых фаций, в подчиненном значении песчаного их компонента.

Существенно иначе построен аллювий террас средних высот. Разрезы V террасы Теребли можно видеть у сел Драгово, Кричево, а также по ручью Байловой, где V терраса слагает днище одной из древних долин Рико-Тереблинского междуречья. У с. Кричево под пестрыми, ярко-бурыми кусковатыми глинами мощностью около 5 *м* обнажается крупногалечный русловый аллювий с обильной примесью валунов от

0,1 до 0,4 *м* по длинной стороне. По ручью Байловой у с. Золотарево описано снизу вверх:

alQ_2^3 1. Галечник. Галька средняя и крупная, много мелких валунов. Вмещающая масса — грубая глинистая супесь, насыщенная мелкой галькой. Интенсивное ожелезнение, цвет породы — красновато-оранжево-желтый. Видимая мощность — 1,5 *м*.

» 2. Валунно-галечный слой. Галька мелкая и средняя. Включена в плотный мелко- и разнозернистый песок буровато-серого цвета. В слое в большом количестве беспорядочно расположенные крупные и мелкие валуны. Мощность — 1,5 *м*.

alQ_2^3 3. Валунно-галечный слой. Галечник с мелкими валунами переслаивается с валунными горизонтами. Размеры валунов 0,3—0,4 *м* до 1,0 *м* в диаметре. Залегают среди крупной гальки и большого количества плохоокатанного песка и гравия. Мощность — 2,5 *м*.

» 4. Галечник. Галька мелкая и средняя. Валуны редки, имеются тонкие песчаные прослойки. Мощность — 1,0 *м*.

» 5. Галечник. Переслаивание крупно- и мелкогалечных горизонтов. Большое количество песка и гравия. Мощность — 4,5 *м*.

dQ_3 6. Суглинок, желто-бурый. Мощность — 1,5 *м*.

Галька, взятая из разреза, согласно с сделанными определениями и подсчетами, состоит целиком из материала карпатского флиша — различных песчаников, реже плотных алевролитов и кварца. Аналогичный состав характерен для галечников и всех остальных террас этого района. В галечниках р. Тисы встречаются метаморфические породы.

В резрезах у с. Драгово видно, что галечный аллювий V террасы перекрывается плотными, коричневато-желтыми глинами, с пятнами интенсивного ожелезнения. Окраска яркая, пестрая. Встречаются признаки оглеения — серые пятна, потеки. Вверх глины сменяются желто-бурыми суглинками. Общая мощность пойменного аллювия около 6 *м*.

Обращает внимание значительная мощность аллювия V террасы (только галечная часть — 15—20 *м*), обилие валунов (целые валунные горизонты) и плохая сортированность материала (масса песка и гравия, причем плохоокатанного). В долине р. Рики аллювий V террасы построен аналогично (мощность более 20 *м*, валунные прослои, обильный песчано-гравийный заполнитель вплоть до появления крупных линз).

VI и VII террасы, прослеживающиеся по древним долинам междуречья, также сложены галечно-валунным аллювием. В верховьях ручья Хустицы, вдоль которого прослеживается вторая брошенная долина Рико-Тереблинского междуречья, на склонах этих террас наблюдаются высыпки гальки и валунов. Верхняя часть резреза — коричневые суглинки с красноватым оттенком в основании, вверх переходящие в обычные желто-бурые. Русловые горизонты террас обнажены южнее, там, где пра-долины сливаются с Тисой (к востоку от Хустского замка, по долине ручья Боронявки). Нижняя часть аллювия VI террасы сложена преимущественно валунами до 0,3 *м* в диаметре. Мощность валунника не менее 10—15 *м*. Выше наблюдается валунник с примесью крупной гальки, переходящей в галечные слои (видимая мощность 2,8 *м*). Завершают разрез мощные красновато-коричнево-бурые оскольчатые глины (6—7 *м*). На склонах VII террасы по целому ряду промоин — крупновалунные россыпи.

Высокие террасы, подобно низким, снова составляют группу, характеризующуюся преимущественно галечным аллювием. Их разрезы расположены на склонах останцовых гор (Плоско, Скирдей). Близ вершины горы Плоско (VIII терраса) обнажается галечник, размер галь-

ки мелкий и средний, мелкие валуны редки. Видимая мощность около 10—12 *м*. На склонах горы Скирдей VIII террасу слагает толща галечника, хорошо сортированного и окатанного, с видимой мощностью 10 *м*, перекрытая светлыми, буро-желтыми суглинками с красновато-желтым оттенком в основании (5—6 *м*). На вершине горы Скирдей (IX терраса) по границе размыва желтые пески тортона перекрывает:

$a^1N_2^3$ 1. Галечник. Галька крупная, хорошо окатанная. Встречаются отдельные валуны. В качестве вмещающей породы супесь, красно-бурая, комковатая, насыщенная гравием и мелкой галькой. Мощность — 0,6 *м*.

» 2. Галечник. Галька средняя, залегает среди плотного, ожелезненного, красновато-коричневого песка. Мощность — 0,6 *м*.

» 3. Галечник, галька мелкая, хорошо окатана. Мощность — 2,0 *м*.

$a^1N_2^3$pdQ 4. Суглинок, буро-желтый, выше желто-бурый, даже землистый. Мощность — 5 *м*.

В качестве X террасы в этом районе можно рассматривать плоские вершины холмов правобережья Теребли ниже с. Кричево. Галька на них отсутствует, но она сохранилась в оползнях на восточном склоне горы Ракош-Чертеш. Равным образом это холмогорье можно считать и размытым участком IX террасы, поднятым в связи с подвижками в зоне Александровской соляной складки. Участки X террасы с высыпками гальки на поверхности отмечены восточнее Теребли, в частности, по Тересве у с. Нересница (Кудрин, 1962).

Валунный аллювий террас средних высот по сравнению с аллювием террас низких и высоких представляется наиболее своеобразным. Формировался он в тектонических условиях, близких к тем, которые имели место и в более позднее время. Поэтому увеличение мощности и грубость механического состава аллювия в данном случае следует объяснять какими-то крупными изменениями в режиме речного стока, увеличением водности рек, бо́льшей интенсивностью поступления в них обломочного материала. Эти изменения наиболее логично связывать с ледниковыми процессами, которые особенно активно проявили себя в среднем плейстоцене.

О значительной водообильности рек во время формирования террас средних высот говорит и такое характерное явление, как бифуркация Теребли. Как выяснилось (Кожевников, 1965), брошенные долины междуречья Теребли и Рики на уровне VI и VII террас были двумя крупными рукавами пра-Теребли. На уровне V террасы Хустицкий рукав был оставлен, но возникла современная Теребля и бифуркация продолжала осуществляться. В перестройке долин огромную роль сыграли новейшие тектонические движения. Г. И. Раскатов (1957) считал западную Хустицкую пра-долину — нижнечетвертичной, байловскую — среднечетвертичной и современную — верхнечетвертичной. Однако присутствие одинакового количества террас в древних долинах и непосредственное их прослеживание на том участке, где долины разветвляются, заставило нас отказаться от этой концепции и выдвинуть предположение о бифуркации. Подобное явление для предгорий Карпат не единично. На территории Предкарпатья наблюдается бифуркация Вырвы, Днестра, Быстриц и как раз на уровне террас средних высот. Аллювий наиболее древней из террас этого комплекса в долине Вырвы формировался в условиях подпруживания льдами краковского оледенения, соответствие которого среднеплейстоценовому днепровскому оледенению убедительно доказывается Г. И. Раскатовым (1954) и в последнее время подтверждается все большим количеством фактов.

В связи с обоснованием стратиграфической схемы в бассейне Тереб-

ли и Рики следует обратить внимание и на следы древних почвообразовательных процессов в разрезах суглинков, покрывающих галечный аллювий. Выше было отмечено, что суглинки III и IV террас обычные, желто-бурые, на V террасе — нижняя часть пойменных отложений — это глины с яркой пестрой окраской, имеющей красноватый оттенок. Аналогичную яркую окраску имеют тяжелые суглинки VI и VII террас. В разрезе VIII террасы нижние горизонты суглинистого покрова характеризуются красновато-желтым оттенком цвета, а на IX являются кирпично-красными. Следы оглеения, наблюдающиеся во всех разрезах, указывают на то, что почвообразование происходило во влажной болотной среде, а яркость окраски нижних горизонтов почвенных профилей вместе с признаками красноцветности — на достаточно теплые климатические условия Закарпатья в течение межледниковых эпох, вплоть до первой верхнеплейстоценовой. Почвенный профиль на VIII террасе в нижней своей части напоминает остатки желтоземных почв, на IX указывает на процессы, близкие к процессам латеритизации. Эти террасы, естественно, относить к нижнему плейстоцену и верхнему плиоцену.

В эпохи похолоданий, в условиях сухого климата, формировалась верхняя часть элювия — желто-бурая, землистая часть суглинистого покрова террас, мощность которой иногда достигает 2—3 *м* (IX терраса). В аналогичных условиях накапливались и суглинки на низких террасах — III и IV (аллювий, делювий).

Последовательность террас, установленная для Теребли и Рики, вполне подтверждается наблюдениями, сделанными в долине Тисы и в других долинах ее бассейна (табл. 1). Иногда не все террасы сохранились и о былом их существовании приходится судить по террасам притоков, по конусам выноса крупных оврагов. По Тересве наиболее полно террасы развиты в расширении у с. Ганичи. В этом районе наблюдаются не только все низкие террасы, но и террасы средних высот — V и VI. Для VI характерен валунный аллювий. Более высокие уровни отмечены Л. Н. Кудриным (1962). В низовьях они имеют отношение не только к Тересве, но и к самой Тисе. В долинах Боржавы прослеживается лишь I терраса, реже II, да небольшие кусочки III (с. Долгое). В других случаях к долине опускаются многочисленные конусы выноса. Конусы выноса у ручья Иршавки (четыре генерации), в резрезах которых окатанность материала по существу приближается к свойственной аллювию, слагают днище Иршавской котловины. Особенно многочисленны конусы выноса у с. Луково там, где вулканический Выгорлат-Гутинский хребет ближе всего подходит к долине. Наиболее обширны среди них те, которые выходят к реке на уровне 40—60 *м* (две генерации). Материал, слагающий эти конусы, валунный, слабоокатанный, с массой щебенки и дресвы андезитового состава. Мощность нередко превышает 10—15 *м*. Конусы выноса, отвечающие низким террасам, более четко очерчены, сложены более мелким обломочным материалом, перекрытым маломощными суглинками. Высокие террасы и конусы в долине Боржавы почти не сохранились.

Более полная последовательность террас характерна для долины Латорицы (табл. 1). Те же четыре низких террасы, но сближенные по высоте. В большинстве случаев отчетливо, с непосредственным прислонением друг к другу, наблюдаются лишь три террасы (села Чинадиево, Драчино, г. Свалява). IV терраса, валунно-галечная, с суглинистым покровом, прослеживается по левому берегу Латорицы у с. Береги. Здесь же наблюдается 40—50-метровая терраса, принадлежащая уже к среднему комплексу. Имеется и уровень около 60 *м* с высыпками галеч-

ника на поверхности, уходящий в долину ручья Вельке Пиние. В районе с. Сусково террасам средних высот отвечают две генерации мощных конусов выноса, спускающихся со склонов вулкана Синяк. Обломки андезитовых лав окатанные, валунного размера слагают толщи не менее 10 *м* мощности. Ниже по течению им отвечает террасовый уровень на территории санатория «Карпаты» и ряд лавовых уступов, покрытых галькой и валунами над с. Чинадиево. Высокие террасы (отн. выс. 80—100 *м* и 120—140 *м*), точнее их остатки, также широко распространены на склонах Свалявской котловины, и вверх по ручью Вельке Пиние в пределах Цирох-Боржавской продольной ложбины на них встречается галька и мелкие валуны песчаников, принесенных из Полонинского хребта. Эти террасы у с. Оленева являются водораздельными и относятся не только к бассейну Латорицы, но и к р. Турье, одному из наиболее крупных притоков р. Уж. Сама долина р. Уж несмотря на значительную величину не отличается хорошей сохранностью террас. С трудом и, главным образом, по району с. Дубриничи удается составить представление о количестве низких уровней. Террасы средних высот в основном эрозионные. Выручают конусы выноса, сопровождающие южный склон Турьинской долины (рис. 2). Здесь наблюдается, по крайней мере, семь их генераций. В самые молодые из них вложены поймы и I террасы тех ручьев, которые формировали всю эту систему. Относительные высоты конусов, конечно, усредненные, полученные в определенных сечениях, позволяют подразделить конусы на ряд групп, сопоставляемых с группами террас, выделенными выше. Наиболее обширными оказываются конусы наиболее древние в группе низких, все средние и наиболее высокие (рис. 2). Конусы комплекса средних высот отличаются наиболее мощными, глыбистыми, почти неокатанными накоплениями, мощным суглинистым покровом. Суглинки наиболее высоких конусов отличаются красноцветностью. В ряде случаев в наиболее крупных боковых долинах пролювий по простиранию постепенно сменяется плохоокатанным аллювиальным материалом и тогда становится ясной связь конусов выноса с древними долинными террасами. Особенно отчетливо это прослеживается на примере средних террас у ручья Турьи Быстрой.

Выявленная последовательность террас и конусов выноса подтверждается и материалом, собранным в долине самой Тисы. Прекрасно и на большом протяжении от г. Хуста и до г. Солотвино прослеживаются низкие террасы. Особенно отчетливо они выражены на пересечении с. Стебливка — с. Крайниково и на участке устье Теребли — г. Тячев. IV терраса тянется почти непрерывно, повышаясь от 10 *м* у Хуста до 25—30 *м* при выходе Тисы из ущелья в Мармарошском массиве. Имеются достаточно полные разрезы низких террас (ручья Тячева, с. Грушево в низовьях Апшицы и т. д.), которые дополняют материал, собранный по Теребле, Рике и другим долинам. Комплекс средних террас р. Тисы (V, VI и VII) наблюдается близ устья Тересвы и в районе Солотвино (особенно на румынской территории). Разрезы V террасы имеются к северу от г. Тячева. Аллювий валунный, валуны мелкие, среди песка, гравия и гальки (видимая мощность 6 *м*), выше в высыпках ярко-желтая супесь, сменяющаяся буровато-серой. Аллювий VI террасы обнажен в одной из промоин, близ церкви с. Бедивля. В разрезах валуны мелкие и крупные до 0,3 *м* по длинной стороне, хорошо окатанные, среди большого количества песчано-гравийного заполнителя. Вышележащая VII терраса здесь размыта оврагами, но хорошо развита по левобережью Тересвы, где на ее распаханной поверхности встречено большое количество валунного материала.

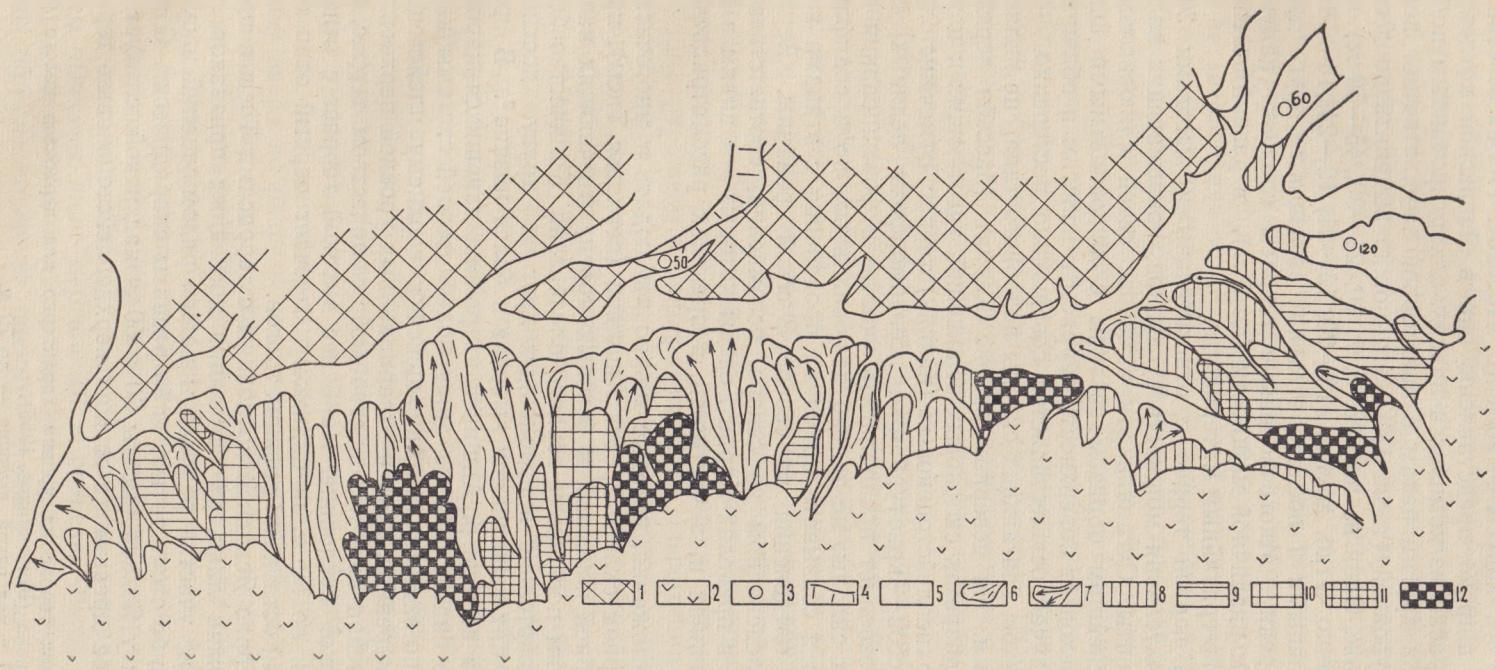


Рис. 2. Схема расположения конусов выноса в долине р. Турьей:
1 — эрозионный рельеф южного склона Полонинского хребта; 2 — северный склон Выгорлат-Гутинского хребта; 3 — надпойменные террасы и их относительные высоты; 4 — пологие делювиальные склоны; 5 — поймы рек. Низкие конусы выноса (верхний плейстоцен): 6 — молодые генерации; 7 — наиболее древняя генерация. Конусы средних высот (средний плейстоцен), три генерации: 8 — первая, наиболее поздняя; 9 — вторая; 10 — третья, наиболее древняя. Высокие конусы: 11 — нижнеплейстоценовая (?) генерация; 12 — верхнеплиоценовая генерация

Выше г. Солотвино на огромном участке Тисенской долины вплоть до южной окраины с. Ясиня развиты преимущественно низкие террасы и соответствующие им конусы выноса (с. Деловое, г. Рахов, станция Квасы). Особенно широко представлены они в Ясиньской котловине. Здесь четырем террасам из комплекса низких, закартированным по Тисе, Рике, Теребле, и другим рекам в предгорной зоне, отвечает целая серия террасовых уровней (табл. 1). Всего можно выделить до десяти различных площадок. Одни из них (3, 5, 7, 10, 24—30, 45—50 *м*) прослеживаются довольно четко, другие (13—20, 15—21, 12—24, 16—18 *м*) оказываются локальными и последовательно замещают друг друга вниз по течению реки[1]. Многочисленные террасы сложены валунно-галечным аллювием различной мощности (до 5 *м*), в разной степени насыщенным песчано-гравийным материалом.

Отличительной чертой террас с относительными высотами 30 и 50 *м* является значительная мощность суглинков, покрывающих валунно-галечные горизонты. Суглинки эти в основе своей аллювиального происхождения теснейшим образом связаны с делювиальными шлейфами склонов. Переход от поверхности террасы к пологим и обширным склонам в этом случае осуществляется совершенно постепенно.

Генезис суглинков, слагающих склоны подобного типа, не является чисто делювиальным. На северном склоне Карпат (бассейн верхнего Днестра, Сана) в разрезах склоновых отложений, тяготеющих к наиболее древним из верхнеплейстоценовых (низких) террас, отмечены следы мерзлотных процессов — криотурбации, псевдоморфозы ледяных клиньев и т. д. Это позволяет предполагать участие в формировании суглинков, слагающих склоны, не только делювиальных, но и солифлюкционных процессов и связывать время их проявления с этапами верхнеплейстоценового оледенения на севере Русской равнины. Верхнеплейстоценовым оледенениям на севере, несомненно, соответствовали горные оледенения в пределах Карпат, следы которых мы видим в Высоких Татрах, Чивчинах и, в частности, в пределах рассматриваемого района.

Ледниковые отложения, которые можно наблюдать в многочисленных карах на северном склоне хребта Апшинец (верховья Тисы), представлены целой серией конечных и боковых морен, отвечающих наиболее поздним стадиям последнего горного оледенения. Количество боковых морен, последовательно прислоненных друг к другу, достигает шести-семи. Среди них выделяются высокие и более низкие[2]. В ряде мест (например, на выходе р. Апшинец из района слившихся каровых понижений) можно видеть остатки днищ более древней системы каров и трогов, также, по-видимому, относящейся к верхнему плейстоцену.

Общее число моренных гряд и экзарационных уровней верхнеплейстоценового оледенения вполне сопоставимо с количеством террас, выделенных в Ясиньской котловине. Наиболее высокой террасе с относительными высотами до 50 *м*, по-видимому, отвечает первый этап оледенения, отмеченный остатками древних трогов.

Корреляция террас Ясинской котловины с террасами Тисы в предгорной зоне возможна лишь на основании косвенных признаков, так как соответствующие участки разделены целым рядом ущелий и сужений, где террасы либо отсутствуют, либо развиты спорадически. С террасами, имеющими у Ясиней высоты 30 и 50 *м* над рекой, следует сопоставлять наиболее древние из низких верхнеплейстоценовых террас,

[1] Дробление низких террас на уровни характерно для верховьев целого ряда долин Карпатского региона (Кожевников, 1965).

[2] Низкие — до 30 *м* над рекой, высокие — до 70 *м*.

развитых по р. Тисе между г. Солотвино и г. Хустом. Это III и IV террасы предлагаемой схемы (табл. 1).

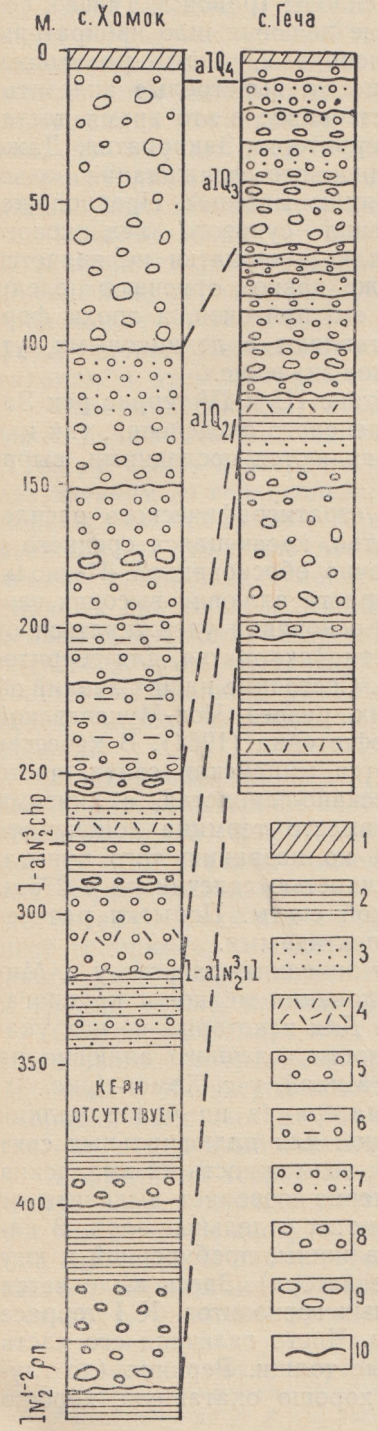
Именно для этих террас, при сравнении их с остальными низкими, характерна несколько бо́льшая мощность аллювия, покров аллювиальных суглинков и, что самое главное, с ними, даже в зоне южных предгорий, сопрягаются пологие делювиальные склоны (район г. Тячево, сел Крайниково, Боронява и т. д.). Образование делювия шло избирательно — лишь там, где развиты мягкие, однородные, легко размывающиеся породы, главным образом, глины, пески, выветрелые андезиты. Однако это не мешает предполагать существование в это время достаточно суровых климатических условий на территории Закарпатья. Даже в горной зоне Карпат процессы солифлюкционного сглаживания рельефа не затрагивали устойчивые к выветриванию массивы. Предположение о влиянии на процессы осадконакопления сурового ледникового климата в отдельные эпохи плейстоцена для Закарпатья не является сколько-нибудь новым. Чешские ученые уже давно отмечают следы криотурбаций в аллювии террас Дуная и его притоков, а эпохи формирования делювиальных шлейфов сопоставляют с ледниковыми, утверждая таким образом их стратиграфическое значение.

Это, собственно, и доказывает соответствие III и IV террас рек Закарпатья последним этапам верхнеплейстоценового оледенения, так как тяготеющие к ним делювиальные шлейфы являются последними, выраженными в современном рельефе.

Таким образом, верхняя часть схемы стратиграфического расчленения антропогеновых отложений Закарпатья, касающаяся среднего и верхнего плейстоцена, оказывается достаточно обоснованной. Несколько сложнее положение с обоснованием возраста аллювия высоких террас. Все же, получив подобную схему, нет оснований удерживаться от попытки применить ее и для равнинной части Закарпатья, для территории Чоп-Мукачевской впадины и ее окраин. Состояние наших знаний об антропогеновых отложениях, завершающих разрез Чоп-Мукачевской впадины, отражено в монографии И. Д. Гофштейна (1964). В качестве аналога террасовых галечников указываются минайская свита, чисто галечная, и чопская, преимущественно песчано-глинистая, с линзами галечников. Термин «минайская» введен вместо термина «оноκская» свита (Утробин, 1959, Пиотровская, 1963) по названию того пункта, где пройден наиболее полный разрез с мощностью галечников в 275 *м*. Дана карта изменений мощности минайской свиты. Попытки расчленить свиту более дробно считаются бесперспективными.

Между тем даже по довольно плохому описанию разреза у с. Минай можно видеть, что он состоит из чередования мелко- и крупногалечных горизонтов значительной мощности. Для некоторых из них указан валунный материал. Аналогичные разности галечного аллювия на тех же уровнях отмечены в 4 *км* южнее с. Минай, у с. Хомок (рис. 3). Известно, что смена грубого, валунного материала на более мелкий снизу вверх по разрезу является характерной для аллювиальных свит в генетическом смысле этого слова. Отсюда, возможность их выделения в разрезах впадины. Подробное описание керна позволяет выделить не только аллювиальные свиты, но и слагающие их отдельные слои. В качестве примера можно привести разрез скважины, пробуренной к югу от г. Берегово, в с. Геча (рис. 3, описание автора). Здесь выделяется до 12 аллювиальных свит и до 19 различных горизонтов. К I террасе Тисы отнесены лишь верхние 10 *м* разреза. Чисто галечная его часть (121 *м*) подразделяется на две характерные толщи. Верхняя (до глубины 65,7 *м*) содержит преимущественно хорошо окатанную, хорошо

отсортированную гальку с небольшой примесью песка и гравия. Видно, что материал претерпел неоднократное переотложение. Эта толща, в основании с примесью валунов, подразделяется на ряд свит, в общем соответствующих аллювию низких террас Тисы и ее притоков (верхний плейстоцен).



Вспомним, что как раз аллювий этих террас отличался хорошей окатанностью и сортированностью материала. Ниже идет толща существенно иного типа. Галечный материал, в среднем более крупный, во многих слоях встречаются валуны, но в то же время, она насыщена песчано-гравийным материалом. Имеются целые гравийные прослои до 6 *м* мощности, причем гравий, как правило, плохо окатан. Эту толщу естественно сопоставить с аллювием среднего комплекса террас принятой выше стратиграфической схемы. Именно для средних террас было характерно присутствие в аллювии большого количества песка и гравия, что является следствием особого режима твердого стока рек в среднем плейстоцене. Следует отметить, что аналогичные толщи можно выделить и по скважинам в районе с. Минай (рис. 3). Однообразная галечная толща наблюдается здесь до глубины 103 *м*, но ниже идут мощные пачки мелкого материала несомненно с песком и гравием, перемежающиеся с валунными горизонтами. В интервале 217—250 *м* пройден галечник «с глиной», в основании — валуны. Большие мощности верхне- и среднеплейстоценового аллювия в данном случае объясняются, по-видимому, тектоническим опусканием этого участка (грабен, по Т. Ю. Пиотровской, 1963). Однако это не мешает видеть приуроченность галечной толщи к руслу древней р. Уж, по выходе из Выгорлат-Гутинского хребта круто, как и сейчас, поворачивающей на запад. Значительная эрозионная расчлененность рельефа, подстилающего галечники, сложенного чопскими и ильницки-

Рис. 3. Разрезы скважин у с. Хомок под Ужгородом и у с. Геча к югу от Берегово:
аллювиальные отложения: aIQ_4 — голоценовые; aIQ_3 — верхнеплейстоценовые; aIQ_2 — среднеплейстоценовые. Озерно-аллювиальные: $1\text{-}aI\ N_2^3chp$ — чопская свита, $1\text{-}aI\ N_2^3il$ — ильницкая свита. Озерные отложения: $1N_{1-2}pn$ — паннонские. 1 — суглинки; 2 — глины; 3 — песок; 4 — туфогенные прослои; 5 — галечник мелкий; 6 — галечник мелкий с глиной; 7 — галечник мелкий с песком и гравием; 8 — галечник крупный; 9 — валуны; 10 — границы размыва

ми глинами, при анализе имеющегося бурового материала выявляется достаточно определенно[1]. На схеме изменения мощностей минайской свиты, опубликованной И. Д. Гофштейном (1964), видно, что максимальные мощности галечников сопровождают долины Тисы, Ужа и Латорицы. В древней ложбине Латорицы (села Ракошино, М. Добронь, Солока) также известны разрезы галечников мощностью до 120 и даже 200 *м*. К сожалению, качество описания керна очень плохое.

В то же время выясняется, что галечники широко распространены и вне этих древних русел, слагая верхнюю часть резреза Чопской впадины до глубин от 40—60 до 75—100 *м*. Имея в виду возрастную интерпретацию разрезов у сел Хомок и Геча (см. рис. 3), а также анализ недавно полученных резрезов галечных толщ в низовьях Боржавы, следует считать всю толщу верхнеплейстоценовой и голоценовой. Подошва ее также неровная (амплитуда до 60 *м*), и она формировалась в условиях эрозионного расчленения нижележащих глинистых и галечных толщ. Это положение легко подтверждается данными о строении многочисленных мелких долин, расчленяющих древний предгорный рельеф подножия Выгорлат-Гутинского хребта. Указанные долины имеют только пойму и очень низкие первые террасы, под которые уходят обширные делювиальные шлейфы. Делювий глинистый, иногда с включением гальки, в кровле мощные желто-бурые суглинки. Особенно показательно в этом отношении междуречье Латорицы и Боржавы. Все речки междуречья устремляются к болоту Черный Мочар. Делювиальные шлейфы окаймляют эту обширную котловину, уходя под ее уровень. Все говорит об эрозионном, а не тектоническом происхождении этого понижения рельефа. Делювиальные склоны опирались на более низкий уровень эрозионного расчленения, чем современный, на уровень наиболее древних террас верхнеплейстоценового комплекса. Эрозионное происхождение котловины Черный Мочар доказывается ее характерными контурами, наличием останцов более древнего рельефа как раз на выходе котловины к Чопской низменности (у с. Гать), последними данными о залегании андезитов на глубине 50 *м* под поверхностью котловины, а также сведениями о мощностях аллювия Тисы и Латорицы в районе г. Берегово и с. Бегань. Мощность галечников в этом районе не превышает 60—65 *м*, нередко уменьшаясь до 42 *м* (с. Гораздивка) и даже 35 *м* (Бегань). Между Тисой и Латорицей здесь простирается как бы древний, ныне погребенный, водораздельный мыс, уходящий к меридиональному отрезку Тисы вплоть до границы с Венгрией в районе экструзивных куполов близ сел Попово, Косино и Заставное. Заложился он, по-видимому, еще в среднем плейстоцене.

Вслед за этапом эрозионного расчленения следовал этап заполнения Чоп-Мукачевской впадины галечным материалом. Судя по мощности галечников и по «трансгрессивному» их залеганию в современных долинах на окраинах впадины, которое по Тисе прослеживается вплоть до г. Хуста, заполнение имело место в связи с общим опусканием впадины, возможно вместе с внешней зоной Выгорлат-Гутинского хребта. Погружение террас, верхнеплейстоценовых делювиальных шлейфов, а иногда и конусов выноса (район г. Мукачево) под уровнем голоценовой I террасы наглядно об этом свидетельствует.

Теперь нам остается рассмотреть более древние этапы развития впадин в антропогене. Им, очевидно, отвечают чопская свита, остатки аллювия в пределах холмогорья, окаймляющего впадину, а также галечники Онокской террасы в междуречье Боржавы и Тисы.

---

[1] Материалы В. Н. Утробина, Ю. В. Коняшкина, А. А. Ильиной, О. В. Грачевой и др.

И. Д. Гофштейн (1964) все подгорные галечники от Ужа до Тисы объединяет в шардинский уровень и относит к среднему плейстоцену. Такое объединение не является правильным. Галечники Онокской террасы в виде мощной толщи на правобережье Боржавы у сел Каменка и Нижние Реметы прислоняются к ильницким и более древним, уже миоценовым, отложениям, слагающим основание более высокой поверхности, уходящей к Латорице. Эта поверхность интенсивно расчленена. Галька, некогда покрывавшая, по-видимому, эту предгорную террасу сплошным покровом, встречается ныне лишь в виде высыпок и в делювии. По соотношениям в рельефе можно предполагать, что аллювий этой террасы формировался одновременно с дилокскими галечниками, выполняющими древнее русло Пра-Латорицы в Гатском вулканическом хребте. Это русло выходит прямо к террасе, но поднято относительно ее поверхности по сбросу, ограничивающему резкий юго-западный склон Гатского хребта. Дилокские галечники сохранились от размыва лишь благодаря плотности тех пород, в которые вложено древнее русло, остальной аллювий, располагавшийся на мягких породах, был размыт почти нацело. В связи со всем сказанным выше, естественно считать эти, да и онокские галечники более древними, чем средний плейстоцен. Онокские галечники лежат на высоком борту древней среднеплейстоценовой долины Тисы, подстилаются ильницкими отложениями и не имеют, как показывают данные бурения, продолжения в пределах Чопской низины. Здесь они перемыты в процессе формирования более молодых галечных толщ. Вместе с тем вполне вероятно, что во время накопления онокского аллювия размывались не только ильницкие, но и чопские отложения. Об этом говорят включения пестрых глин среди галечников онокской террасы (Нижние Реметы, Онок), а также неглубокое залегание чопских отложений в районе сел Бегань, Ивановка, Новое Село. Онокские галечники, возможно, прислонялись здесь и к чопским породам. Все это ограничивает возрастной диапазон онокской толщи, но все-таки не позволяет высказаться определенно. Чопскую свиту, судя по облику слагающих ее осадков, их окраске и спорово-пыльцевым данным, следует считать еще верхнеплиоценовой. Дилокская терраса, по-видимому, моложе аллювиально-озерной чопской свиты и также относится к верхам плиоцена — к эпохе поднятия и осушения окраин Чоп-Мукачевской впадины. Онокская толща в таком случае как будто бы может считаться нижнеплейстоценовой. Это предположение, впервые высказанное Т. Ю. Пиотровской (1963), требует специального рассмотрения. Заключение это основано на данных спорово-пыльцевого анализа. Однако присутствие в спектрах теплолюбивых форм (*Juglans, Quercus, Carpinus, Fagus, Ostrea*) может свидетельствовать и о более древнем возрасте онокских галечников. Тем более, что онокская терраса сопоставляется с IX террасой междуречья Теребли и Рики, которая на основании интенсивной красноцветности ее аллювия и по положению в рельефе выше была отнесена к верхнему плиоцену. Верхняя часть разреза онокских галечников также красноцветна. По разрезам у сел Рокосово, Великая Копань, Онок можно видеть, что суглинки, глины и песчаный материал, залегающие над галечниками и среди них, имеют красно-бурый оттенок цвета примерно до 7—8 *м* от поверхности. Это глубокое проникновение элювиальных процессов. Имеются прослои красноцветных глин и на бо́льших глубинах.

Предполагается, что красноцветность верхней части онокских галечников зависит от близости вулканического Выгорлат-Гутинского хребта, поставляющего вулканический материал, дающий красноцветность в процессе выветривания чуть ли не до настоящего

времени. Красноцветные коры выветривания широко развиты на склонах Выгорлат-Гутинского хребта. Однако на террасы более молодые, чем онокская, красноцветные породы опускаются лишь в виде делювия, либо залегают в цоколе аллювиальных отложений. Подобное предположение определяет лишь верхний предел появления красноцветности на онокской террасе, но нижний может уходить и к верхнему плиоцену, когда красноцветные коры выветривания формировались в соседних с Карпатами регионах и не только в пределах вулканических областей. В целом мощный (до 80 *м*) аллювий онокской террасы сложен преимущественно галечным материалом с редкими мелкими валунами, окатанность гальки и валунов, как правило, идеальная. Аллювий многократно переотложен и хорошо отсортирован. По этому признаку его можно сопоставить с аллювием как VIII (нижнеплейстоценовой), так и IX (скирдейской, верхнеплиоценовой) террас междуречья Теребли и Рики. Предполагаемые соотношения террас и галечных толщ в долине Тисы выше и ниже хустских ворот даны на рис. 4.

В заключение необходимо отметить, что выдержанные валунно-галечные горизонты прослеживаются не только в плейстоценовой, но и в более глубоких частях разреза Чоп-Мукачевской впадины (рис. 3, 4). По скважине у с. Хомок галечники с валунами встречены: под пестрыми глинами на глубине 282,2—319,7 *м*, под темно-серыми глинами озерного типа на глубинах 389,5—398,0 *м*, а также на глубинах от 452,6 до 462 *м*. По скважине у с. Геча под зеленовато-серыми глинами также озерного типа вскрыта мощная галечная толща до 50 *м* мощности (интервал 154,5—205,5 *м*). Близкое залегание ильницких глин в цоколе Онокской террасы непосредственно к северо-востоку от скважины с. Геча, позволяет нижнюю часть этого разреза, подстилающую среднеплейстоценовые галечники, также сопоставлять с ильницкой свитой. Подобное заключение подтверждается как будто и спорово-пыльцевыми данными.

В этой связи очень важным является присутствие в ильницком галечно-валунном горизонте скважины Геча гальки и валунов андезита и порфиритов (встречена в интервалах 154,5—159,0; 163,0—176,0 и 108,5—210,0 *м*). Из скважин у с. Хомок под Ужгородом из ильницких (?) слоев (см. рис. 3) с глубины 452,6—457,4 также известна галька светло-серого дацита. Если правильно заключение о возрасте этих слоев, то представления И. Д. Гофштейна (1964) о плейстоценовом возрасте лав Выгорлат-Гутинского хребта оказываются недостаточно точными. Кстати, они опровергаются и всем ходом предшествующих рассуждений.

Само появление мощных валунно-галечных горизонтов в столь древних отложениях, как чопские и ильницкие, причем явно приуроченное к выходам в пределы впадины долин Ула и Тисы, указывает на весьма древнее заложение этих наиболее крупных для Закарпатья речных артерий и, главное, о значительной высоте Карпатского горного сооружения в это время.

Основные выводы настоящей статьи сводятся к следующему.

1. Геоморфологические наблюдения и фациальный анализ антропогеновых отложений речных долин могут быть положены в основу стратиграфических подразделений. Подобное подразделение проведено в пределах междуречья Теребли и Рики.

2. Сопоставление террасовых спектров, выявленных в результате детального геоморфологического картирования, позволяет распространять полученные в эталонных районах стратиграфические схемы на достаточно большую территорию.

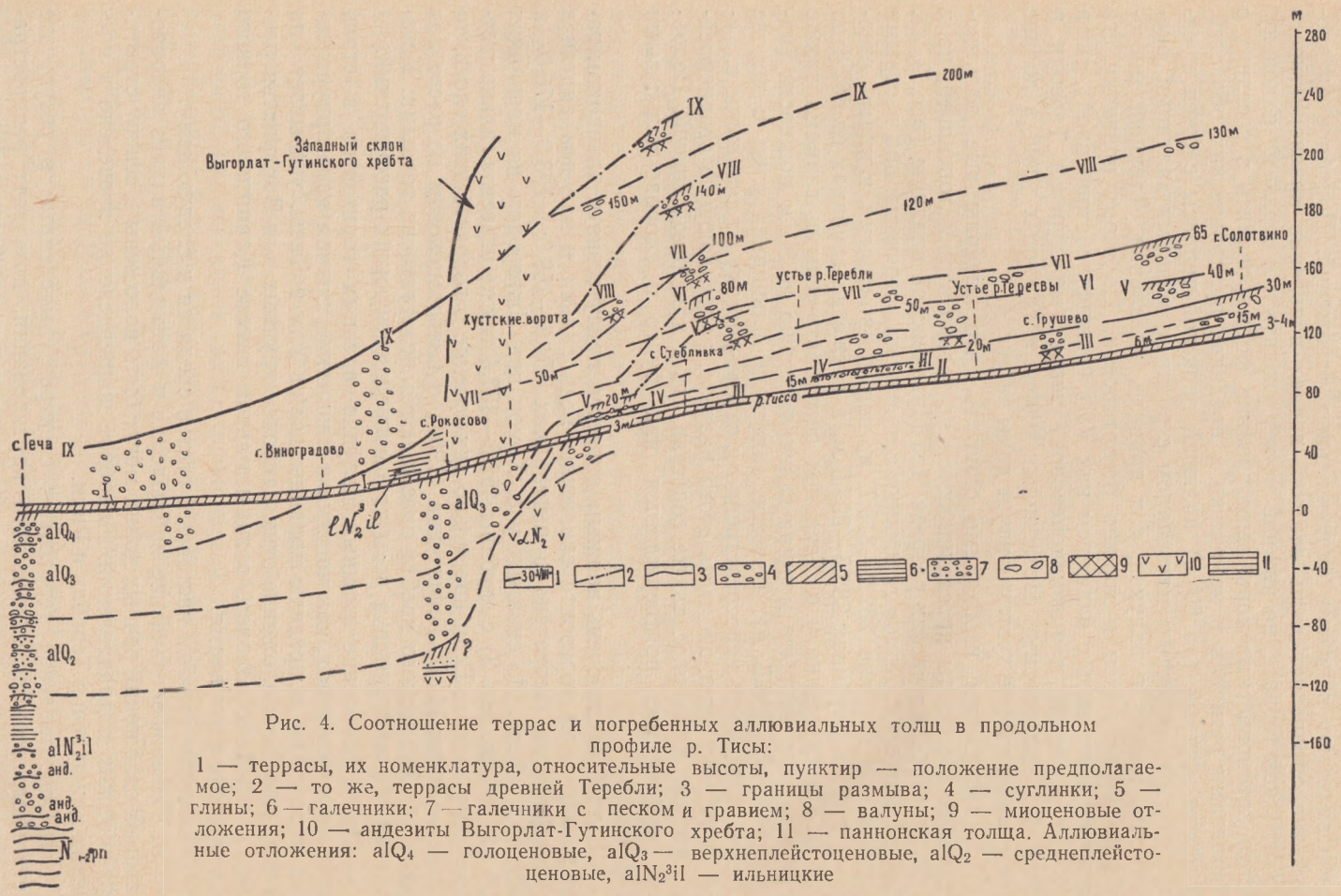


Рис. 4. Соотношение террас и погребенных аллювиальных толщ в продольном профиле р. Тисы:

1 — террасы, их номенклатура, относительные высоты, пунктир — положение предполагаемое; 2 — то же, террасы древней Теребли; 3 — границы размыва; 4 — суглинки; 5 — глины; 6 — галечники; 7 — галечники с песком и гравием; 8 — валуны; 9 — миоценовые отложения; 10 — андезиты Выгорлат-Гутинского хребта; 11 — паннонская толща. Аллювиальные отложения: alQ_4 — голоценовые, alQ_3 — верхнеплейстоценовые, alQ_2 — среднеплейстоценовые, alN_2^3il — ильницкие

3. Анализ строения аллювиальных отложений по данным бурения позволяет дать стратиграфическое расчленение разрезов антропогена и для закрытых территорий. При этом весьма важно учитывать результаты наблюдений, сделанных в предгорных зонах.

4. Интересным является заключение о наличии в антропогеновой истории Чоп-Мукачевской впадины ряда этапов эрозионного развития. Однако следует подчеркнуть, что оно ни в коей мере не должно противопоставляться прежним представлениям о преимущественно неотектонической природе колебаний мощности галечников, залегающих в Чоп-Мукачевской впадине. Подвижки блокового характера в ее пределах, несомненно, имели место. Об этом говорит, например, положение верхне-, а может и среднечетвертичных террас на южной окраине Береговского холмогорья, над I террасой Тисы в районе скважины с. Геча. Они, по-видимому, были выведены из зоны влияния Тисы в результате поднятия Береговского блока. Амплитуда движений относительно подошвы верхнеплейстоценовых галечников в Гечинском разрезе — 80 *м*.

Эрозионные и неотектонические явления в пределах Чоп-Мукачевской впадины протекали одновременно, эрозия предопределялась неотектоникой, но детали их соотношений можно понять только в процессе дальнейшего, более детального изучения этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. «Тр. Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1948, вып. 1.

Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении Предкарпатья, Карпат и Закарпатья. «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.

Буров В. С., Шеремета В. Г. Верхнеплейстоценовые образования Советского Закарпатья. «Изв. Высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1959, № 7.

Буцура В. В. Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. ДАН СССР, 1946, т. 53, № 6.

Вялов О. С. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. «Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам СССР». Киев, 1949.

Вялов О. С. Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. «Материалы КБГА», 1960, № 1.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, 1964.

Ермаков Н. П. Схема морфологического деления и вопросы геоморфологии Советских Карпат. «Тр. Львовск. геол. о-ва» сер. геол., 1948, вып. 1.

Каманин Л. Г., Иванова Г. А. К геоморфологии предгорной полосы Юго-западного Закарпатья. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1954, т. 62, вып. 12.

Кожевников А. В. Новое о геоморфологии и новейшей тектонике междуречья Теребли и Рики. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1965, № 2.

Кожевников А. В. Новейшие тектонические движения в зоне Рико-Тереблинского поперечного разлома (Карпаты). «Тр. совещ. по проблемам неотектоники». М., 1965.

Кожевников А. В. Некоторые закономерности формирования низких террас горных рек. «Тр. Всес. совещ. по палеогеогр. и геоморф. Кавказа». Тбилиси, 1965.

Кудрин Л. Н. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурными формами северо-восточной части Верхнетиссенской впадины (Закарпатье). «Геогр. сб. Укр. геогр. о-ва», 1962, № 6.

Пиотровская Т. Ю. К вопросу о четвертичном вулканизме в Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряде (Закарпатье). «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», 1960, вып. 18.

Пиотровская Т. Ю. Некоторые особенности новейших тектонических движений Западного и Центрального Закарпатья. «Тр. Ин-та ЦНИГРИ», 1963, № 54.

Пиотровская Т. Ю. Особенности строения рельефа горной области Закарпатья. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1964, № 5.

Раскатов Г. И. Орографическое подразделение Восточных Карпат в пределах СССР. «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.

Раскатов Г. И. К вопросу о древнечетвертичных оледенениях западных областей Украины. «Тр. Воронежск. ун-та», 1954, т. 31.

Раскатов Г. И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат. «Землеведение», 1957, т. 4.

Рудницкий С. Основы морфологіі и геологіі предкарпатскоі Русі і Закарпаття взагалі. Ужгород, 1925.

Спиридонов А. И. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1952, т. 27, вып. 1.

Утробин В. Н. О геологическом строении и направлении дальнейших разведочных работ в Закарпатском внутреннем прогибе. Геол. строен. и нефтегазон, зап. и южн. обл. Украины, Киев. 1959.

Šauer V. Předvěka činnost Karpatoruskych řek. «Sb. Cesk. Společnosti Zemepisne», s. 35. Praga, 1929.

II. ТЕКТОНИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

М. А. БЕЭР, С. Л. БЫЗОВА, В. И. СЛАВИН

ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Юго-восточная часть Советских Карпат, располагающаяся в бассейнах верхнего течения рек Черемоша и Тисы, наиболее гетерогенна. Здесь может быть получена лучшая для Советских Карпат характеристика внутренних тектонических зон Карпатского складчатого сооружения.

Авторы настоящей работы в течение последних четырех лет проводили крупномасштабную геологическую съемку на значительной площади юго-восточной части Советских Карпат. Результаты этих работ, давшие много нового материала, и положены в основу статьи. В ней мы не останавливаемся на истории становления современных взглядов на тектонику Карпат, которая изложена в только что вышедшей статье В. И. Славина и В. Е. Хаина (1965).

Согласно современным взглядам главной особенностью тектонического строения описываемой территории, как, впрочем, и всех Карпат, является четкая структурно-фациальная зональность. Продольные (северо-западного простирания) фациально-тектонические зоны имеют ширину от 5 до 20 *км* при протяженности в десятки и сотни километров (рис. 1). Зоны разделены глубинными разломами, длительный период жизни которых и обусловил резкие фациальные различия отложений в пределах каждой зоны. В процессе альпийской складчатости Карпаты испытали интенсивное давление и перемещение масс от внутренних частей геосинклинали к периферии, в связи с чем почти все структурно-фациальные зоны приобрели форму наклонных чешуй, а разделяющие их разломы, во всяком случае, в верхней части преобразовались в надвиги, а в отдельных случаях и в шарьяжи. Таким образом, выделяемые сейчас на поверхности комплексы пород в той или иной степени смещены по отношению к своим корням, но это смещение не нарушило соотношений и последовательности расположения структурно-фациальных зон.

В пределах описываемой нами территории выделяются четыре структурно-фациальные зоны (с юго-запада на северо-восток): Мармарошская, Раховская, Шипотская (Черногорская) и Кросненская (последняя специально нами не изучалась), соответственно разделенные долгоживущими разломами: Мармарошским, Раховским и Срединнокарпатским. В работе В. И. Славина и В. Е. Хаина (1965) первые два получили название по имени надвинутой зоны, а третий — по его положению в общей структуре Карпат. На рассматриваемом юго-восточном отрезке львовские геологи называют его Черногорским. Мы предполагаем, что в своем историческом развитии он не является прямым продолжением западной части Срединнокарпатского разлома.

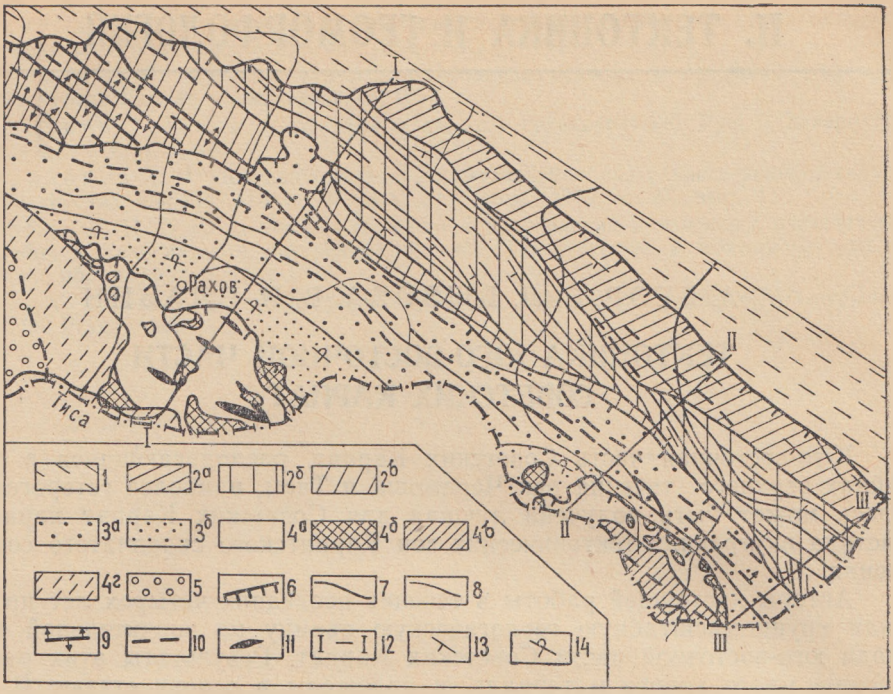


Рис. 1. Тектоническая карта юго-восточной части Советских Карпат: 1 — Кросненская зона; 2 — Шипотская зона, в том числе: 2а — Скуповская подзона, 2б — Центральная подзона мелких чешуй, 2в — Близницкая подзона; 3 — Раховская зона, в том числе: 3а — внешняя подзона, 3б — внутренняя подзона; 4 — Мармарошская зона, в том числе: 4а — нижний структурный этаж герцинского комплекса, 4б — нижний структурный этаж альпийского комплекса, 4в — верхний структурный этаж альпийского комплекса, 4г — область развития пород палеогена; 5 — Закарпатская впадина; 6 — глубинные разломы и связанные с ними надвиги; 7 — крупные разрывы; 8 — соскладчатые разрывы; 9 — оси линейных антиклиналей; 10 — оси линейных синклиналей; 11 — оси брахиантиклиналей; 12 — линии профилей; 13 — нормальное крыло складки-чешуи; 14 — опрокинутое крыло складки

МАРМАРОШСКАЯ ЗОНА

Мармарошская зона по своей структуре и тектонической истории отличается от всех остальных зон Карпат, так как на протяжении альпийского этапа развития оставалась приподнятым блоком, не вовлеченным в образование геосинклинального прогиба.

Большая часть этой зоны приурочена к Румынским Восточным Карпатам. В Советских Карпатах в двух разобщенных участках (в Чивчинских горах и в Раховском районе) располагается ее северо-западное окончание.

В Мармарошской зоне можно проследить два этапа геологического развития — герцинский (палеозойский) и альпийский. В герцинском этапе можно выделить собственно геосинклинальную стадию с интенсивным погружением и накоплением обломочных и эффузивных формаций и орогенную стадию. Время зарождения герцинского прогиба сейчас еще не вполне ясно, возможно, что он унаследован от прогиба более раннего возраста. Орогенная стадия приходится на время от среднего карбона до перми включительно. Эти стадии отделены друг от друга пе-

риодом складкообразования, магматизма и метаморфизма и представлены двумя самостоятельными структурными этажами.

Альпийский этап также может быть разделен на две стадии. Маломощные карбонатные формации в триасе и юре свидетельствуют о квазиплатформенных условиях. Для мелового и палеогенового времени характерны резко выраженные дифференцированные движения с преобладанием поднятий и накоплением во впадинах грубообломочных толщ. Различия в структурном плане обусловили наличие двух структурных этажей — триасово-юрского и мел-палеогенового.

Нижний структурный этаж герцинского комплекса сложен метаморфическими сланцами. В Чивчинских горах эти породы смяты в линейно вытянутые в северо-западном направлении неглубокие прямые складки (рис. 2, профиль I—I и II—II). Как показали работы С. Г. Рудакова, по деталям строения здесь можно выделить 3 участка: юго-восточный — междуречье Сараты-Перкалаб, центральный — долина р. Перкалаб — р. Черный Черемош и северо-западный — от левобережья Черного Черемоша до долины р. Попадынец.

На юго-восточном участке отчетливо наблюдается северо-западное простирание пород, смятых в линейные складки косого типа с некоторым опрокидыванием на юго-запад. Здесь вблизи северной границы массива имеется крупное тело гнейсированных гранитов. Тело вытянуто параллельно простиранию складок и является синскладчатым образованием. В долине р. Перкалаб проходят два крупных поперечных нарушения, после которых оси складок принимают северо-северо-западное простирание.

Центральный участок, располагающийся к западу от этой зоны меридиональных разломов, характеризуется аномальным строением. Четкие линейно вытянутые складки северо-западного простирания здесь отсутствуют. Преобладают субмеридиональные мелкие складки, нарушенные весьма сложными разрывными дислокациями.

Северо-западный участок Чивчинских гор вновь характеризуется линейными складками северо-западного простирания. Складки прямые, узкие; здесь выявляются 2—3 параллельные антиклинали, разделенные синклиналями.

В Раховском районе стратиграфический диапазон метаморфических пород, участвующих в складчатой структуре, шире, чем в Чивчинском, за счет более глубокого эрозионного среза. Тем не менее и здесь толща метаморфизованных пород составляет единый структурный этаж. В отличие от Чивчинского массива здесь исчезают хорошо выраженные линейные складки, в складчатой структуре наблюдается брахиформность, еще большим развитием пользуются разрывные нарушения двух взаимноперпендикулярных систем.

В структуре нижнего яруса в пределах Раховского массива прослеживаются два основных веерообразно расходящихся брахиантиклинальных поднятия: Белопотокское и Берлебашское, ядра которых сложены отложениями белопотокской и деловецкой свит. Эти брахиантиклинали погружаются в северо-западном направлении, и наоборот, на юго-восток в связи с общим поднятием они сливаются в единую крупную антиклиналь. На левом берегу Тисы, на участке ундуляции шарнира брахиантиклинальных складок, наблюдается зона брахисинклиналей и седловин. А. К. Бойко (1964) эту поперечную к общей структуре субмеридиональную зону депрессий назвал Центральной зоной поперечных складок. Эта и подобные ей поперечные структуры дают право говорить о двух взаимноперпендикулярных направлениях складчатости в фундаменте. Возможно, что именно в этом месте подходит к основной ветви герцинской складчатости Банатско-Апусеньская меридиональная ветвь.

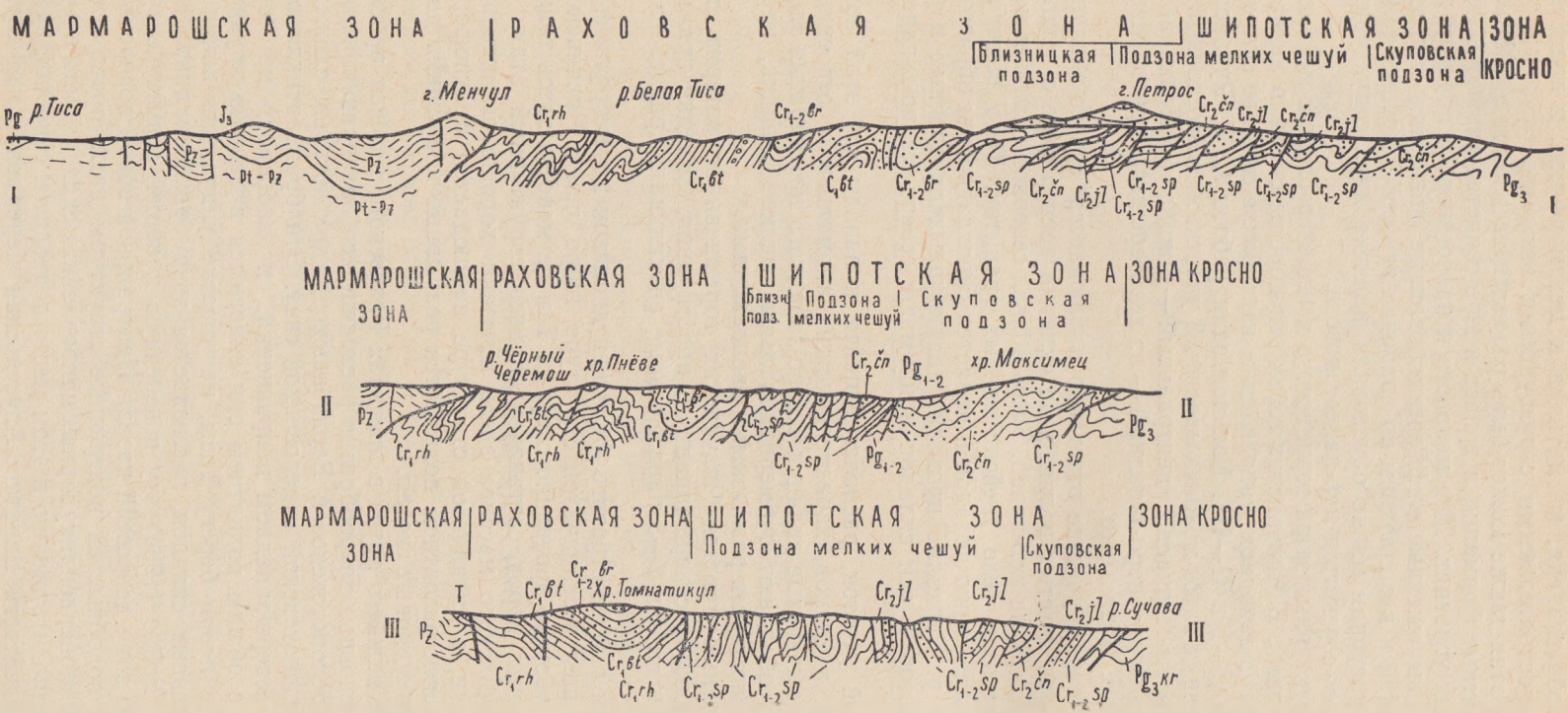


Рис. 2. Геологические профили через юго-восточную часть Советских Карпат:
Pg_3 — отложения олигоцена (кросненская свита); P_{1-2} — отложения палеоцена и эоцена (гнилецкая, топильчанская и пробийненская свиты); $Cr_2čn$ — отложения верхнего мела (черногорская свита); Cr_2jl — отложения верхнего мела (яловецкая свита); Cr_{1-2} sp — отложения нижнего мела и сеноманского яруса верхнего мела (шипотская свита); Cr_{1-2} br — отложения альбского яруса нижнего мела и сеноманского яруса верхнего мела (буркутская свита); Cr_1bt — отложения барремского, аптского и альбского ярусов нижнего мела (белотисенская свита); Cr_1rh — отложения валанжинского и готеривского ярусов нижнего мела (раховская свита); I_3 — отложения верхней юры; T — отложения триаса; Pz — отложения нижнего и среднего палеозоя. Pt—Pz — отложения протерозоя — нижнего палеозоя (белопотокская свита)

В пользу равноправности двух планов складчатости говорит и то обстоятельство, что наклоны пластов на крыльях складок того и другого направления примерно равны — от 20 до 50°.

Верхний структурный этаж герцинского комплекса охватывает очень небольшие останцы перми и, по-видимому, среднего-верхнего карбона и отвечает орогенной стадии цикла. По степени метаморфизма эти породы резко отличаются от более древних, отделяясь от них также и угловым несогласием. Складчатые структуры этого этажа тесно связаны с расколами фундамента.

В породах альпийского комплекса в пределах Мармарошской зоны выявляются два структурных этажа; нижний — триасово-юрский и верхний — мел-палеогеновый.

Складки в породах нижнего этажа вытянуты в общекарпатском, т. е. северо-западном направлении, но совершенно несогласны со складками нижнего этажа герцинского комплекса. В большинстве случаев от мезозойских структур сохранились только узкие ядра синклиналей, часто осложненные разрывами.

В Чивчинских горах породы нижнего яруса развиты главным образом по северо-восточной периферии массива, т. е. в зоне фронтального Мармарошского надвига, что несомненно отразилось на их структурах, часто запрокинутых на северо-восток. В центральной части массива в верховьях Черного и Белого Черемошей наблюдается еще одна более южная цепочка синклинальных складок, вытянутая в широтном направлении.

В Раховском массиве триасово-юрские породы также развиты, в основном, по его северо-восточной периферии, участвуя в строении узких, опрокинутых на северо-восток складок и чешуй у северного края массива. В долине Тисы наблюдаются две, а местами и три такие чешуи, надвинутые друг на друга. На южной периферии массива, в бассейне ручья Кузя нижнемезозойские карбонатные породы смяты в серию изоклинальных складок, опрокинутых на юго-запад. Природа этих складок пока еще не вполне ясна.

Интенсивная смятость, довольно сильный метаморфизм пород нижнемезозойского структурного яруса и резко несогласное налегание отложений альба-сеномана свидетельствуют о неоднократных тектонических подвижках в пределах массива на протяжении ранне-меловой эпохи. В течение этого времени Мармарошская зона сохранила приподнятое положение и служила источником сноса для соседнего флишевого трога. Лишь кое-где у внешнего края зоны эпизодически появляются отложения этого возраста, которые залегают несогласно на нижележащих и также несогласно кроются вышележащими отложениями соймульской свиты.

Верхний ярус альпийского комплекса на описываемой территории сложен грубообломочными породами соймульской свиты и флишем палеогена. Последний хотя и отделен от меловых отложений значительным несогласием, но все же по степени метаморфизма и общему характеру структур составляет с ними единый структурный этаж. Эти породы образуют пологие, изометричные или слабо вытянутые в северо-западном направлении структуры; примером последних являются Чивчинская брахисинклиналь и останцы брахисинклинали горы Соймул и горы Кобыла на Раховском массиве. Палеогеновые отложения на западном погружении Мармарошского массива образуют крупную пологую моноклиналь, осложненную разрывами.

Северный контакт Мармарошского массива с породами прилегающей флишевой зоны, называемый нами, как и другими геологами (Вя-

лов, 1960), Мармарошским надвигом, представляется нам образованием сложным как по форме, так и по истории своего формирования. Есть все основания считать его долгоживущим глубинным разломом, так как к нему приурочены гранитные интрузии среднего палеозоя и вулканические излияния позднеюрского времени. Наконец, в течение мелового периода разлом разделял зоны, резко различные по условиям осадконакопления.

По данным геологической съемки Чивчинского массива, форма современного контакта у поверхности изменяется от вертикальной на юго-востоке, в бассейне верхнего течения р. Сараты, до горизонтальной в районе горы Чивчин. Признаки надвигания массива появляются впервые на склонах горы Чёрный Див, в бассейне левых притоков Сараты. Северо-западнее, в долине р. Перкалаб поверхностные наблюдения над формой контакта дополнены данными бурения и геофизики. Крутизна наклона плоскости контакта колеблется здесь от 20 до 45°. Далее на северо-запад контакт неоднократно меняет свою форму от более крутого к более пологому и наоборот, что связано, вероятно, с тем, что эрозионной поверхностью срезаются разные участки изогнутой плоскости надвига. Еще далее на запад поверхность контакта становится положе и превращается в покров в верховьях р. Альбин и на горе Чивчин. В сочетании с глубоко расчленённым рельефом образовались останцы покрова на водоразделах рек и тектоническое окно в истоках р. Альбин. Минимальная амплитуда горизонтального перемещения здесь достигает 5 *км*.

Еще западнее, в Румынии и вдоль Раховского массива контакт повсюду сохраняет форму надвига, но крутизна его у поверхности изменяется в довольно широких пределах от 20 до 70°. Основная плоскость Мармарошского надвига здесь часто осложнена оперяющими разрывами с нагромождением отдельных чешуй. В юго-восточной части Раховского массива в бассейне ручья Квасной плоскость Мармарошского разлома довольно крутая. Западнее плоскость разрыва начинает выполаживаться; так, в верховьях ручья Сельского, по данным горных выработок, она достигает 45—50°, а дальше, в долине Тисы — уже 10—20°. Здесь амплитуда перемещения достигает минимум двух километров; в висячем крыле наблюдаются два оперяющих разрыва, по которым сначала породы триаса надвинуты на породы юры и мела, а затем палеозой надвинут на мезозой. На западном окончании Раховского массива плоскость надвига выполаживается и, как это отметил еще А. Л. Кривин (1961), нарушение принимает вид покрова. В этом районе с исключительно сложной тектоникой происходит сочетание надвига с крутым послепалеогеновым нарушением, по которому палеозой Раховского массива опущен на большую глубину.

На всем протяжении лежачее крыло надвига, сложенное породами раховской свиты, смято в изоклинальные, часто лежачие складки. В то же время непосредственные признаки надвига в виде тектонических брекчий и зеркал скольжения развиты сравнительно слабо. Амплитуда горизонтального перемещения по надвигу вряд ли превышает величину 5—7 *км*.

Вдоль линии надвига местами наблюдаются небольшие поперечные нарушения; из них самым значительным является поперечный взброс на правом склоне р. Попадынец, который ограничивает Чивчинский массив на западе. На приподнятом блоке к западу от взброса породы аллохтона почти полностью уничтожены эрозией.

Мармарошский глубинный разлом далее на западе прослеживается вдоль всего Закарпатья, приурочиваясь здесь к северной границе зоны Мармарошских утесов. Сведения о нем можно найти в работах

Д. П. Резвого и Е. М. Лазько (1962), где он описывается под именем Закарпатского, в работах С. С. Круглова (1963, 1964) и В. И. Славина и В. Е. Хаина (1965), где он в целом назван Мармарошско-Утёсовым глубинным разломом.

РАХОВСКАЯ ЗОНА

Раховская зона ограничена на юго-западе только что описанным надвигом, а на северо-востоке — Раховским разломом, отчетливо прослеженным на всем протяжении изученной площади. Ширина зоны от 6 до 20 *км*.

Как и во всех прочих флишевых зонах, мы имеем дело здесь только с верхним структурным этажом альпийского комплекса. Породы фундамента погружены на значительную глубину. Однако в отличие от других флишевых зон, мелкие складки которых не связаны с фундаментом, в Раховской зоне простые крупные структуры, по-видимому, в какой-то мере отвечают складчатым формам поверхности более низкого структурного этажа. Особенно это касается юго-восточной части зоны, где структуры наиболее просты.

В структурном отношении Раховская зона в целом представляет собой синклиналь, осевая плоскость которой смещена к северо-восточной границе зоны. Отчетливее всего это видно на юго-востоке у границы с Румынией (профиль III—III). По мере движения на северо-запад простая форма начинает усложняться дополнительной складчатостью, и структуры приобретают тенденцию к запрокидыванию. Мы считаем возможным выделить в пределах Раховской зоны две подзоны — внутреннюю и внешнюю.

Юго-западная или внутренняя подзона тесно связана с краем Мармарошского массива и представляет собой нормальную или опрокинутую моноклиналь, сложенную породами раховской и частично белотисенской свит. Крутизна падения пород приблизительно повторяет крутизну контакта. На участках сильного надвигания опрокинутая моноклиналь осложнена второстепенными и третьестепенными изоклинальными складками. Первые имеют амплитуды в десятки, иногда первые сотни метров и улавливаются по взаимоотношению толщ. Вторые — амплитудой в несколько метров иногда хорошо видны в пределах одного обнажения. Все эти складки разных порядков наблюдаются на склонах горы Чивчин и в районах обрамления Раховского массива, особенно в долине р. Тисы и к западу от неё. У мелких складок часто бывают сорваны подвернутые крылья, что создает иногда неверное представление о нормальном залегании толщи. Между тем опрокинутое залегание доказано детальными съемками в районе Чивчинских гор, а в бассейне Тисы подтверждается конфигурацией поля развития раховской свиты, которое повсюду прижато к контакту с массивом. Тесная связь структуры описываемой подзоны с Мармарошским надвигом говорит о том, что она образовалась в результате надвигания; видимо, пластичная масса преимущественно глинистых осадков служила здесь оболочкой надвигающегося жесткого тела.

Внутренняя подзона Раховской зоны почти повсюду отделена от внешней подзоны крупным разрывом. Этот разрыв достоверно прослежен на участке детальных работ в Чивчинских горах, а в бассейне Тисы следует предполагать его наличие между прижатым к массиву опрокинутым крылом и простыми складками внешней подзоны.

Внешняя подзона Раховской зоны, составляющая $^4/_5$ её площади, в целом, как уже говорилось, представляет собой ядро крупной синкли-

нали, осложненной серией сравнительно простых второстепенных складок. В пределах этой подзоны господствуют песчаники буркутской свиты, и только в ядрах антиклиналей появляется мелкоритмичный глинистый флиш белотисенской свиты. Ширина подзоны, очень небольшая на юго-востоке, увеличивается в направлении на северо-запад, где вместо одной прямой складки появляется несколько крупных наклонных складок, расположенных кулисообразно друг к другу.

В целом как антиклинальные, так и синклинальные складки этой подзоны характеризуются сравнительно плавными изгибами, пологими замками и шириной порядка 1—2 *км* при высоте в 500—1000 *м*. У некоторых из них сорваны подвернутые крылья, но это явление не очень типично для описываемой зоны.

У северо-восточного края зоны падение пластов, как правило, приблизительно параллельно поверхности северного контакта зоны, и хотя контактом срезаются разные структуры, но чаще всего это нормальные крылья синклиналей. При пологом положении надвига, что наблюдается в районе горы Петрос, породы буркутской свиты у контакта залегают также полого — это нормальное крыло опрокинутой синклинали (профиль I—I).

Северо-восточной границей Раховской зоны служит глубинный Раховский разлом. В бассейне р. Черемош мы назвали его Шибенским, так как он особенно отчетливо виден на р. Шибены (левый приток Чёрного Черемоша). Разлом разграничивает собой области различных фаций одновозрастных пород мела, а также области, различные по типу складчатых структур.

Как уже говорилось выше, плоскость контакта на глубине скорее всего в той или иной степени наклонена, и он по форме представляет собой взброс. По данным картирования, форма его у поверхности меняется от вертикальной или близкой к ней в бассейне р. Черемош до горизонтальной в районе горы Петрос. На всем своем протяжении разлом сопровождается зоной брекчий и полосой интенсивных смятий, приуроченной либо к лежачему крылу при надвигании, либо к обоим блокам при крутом положении плоскости разлома.

На всей рассматриваемой территории Раховский разлом прослежен нами с большой точностью. На крайнем юго-востоке в бассейне р. Сучава у границы с Румынией наблюдается косой сдвиг плоскости разлома, благодаря которому обычное общекарпатское простирание его (СЗ 300°) меняется на субширотное (ЗСЗ 280°). Вертикальный у поверхности, разлом сопровождается здесь широкой полосой смятий и тектонических брекчий в обоих блоках, особенно в Шипотской зоне, где ширина этой полосы около одного километра.

Далее на северо-запад, в бассейне р. Яловичора вплоть до долины Белого Черемоша при нормальном простирании плоскость разлома или вертикальна, или даже круто (80—90°) падает на северо-восток. По-видимому, это обусловлено вторичными движениями (см. ниже). Полоса приразломных смятий сравнительно нешироka (порядка 100—200 *м*) и приурочена к Раховской зоне. Породы Шипотской зоны почти не несут признаков близости разлома.

В бассейне левых притоков Белого Черемоша поверхность разрыва приобретает крутое юго-западное падение (порядка 70—75°) и одновременно расширяется полоса приразломных смятий. Они развиты здесь в обеих тектонических зонах, но постепенно начинают преобладать в Шипотской зоне. Ширина приразломной полосы увеличивается с юго-востока на северо-запад от 200—300 *м* до 500 *м* в истоках р. Пробийной. Разлом здесь хорошо выражен в рельефе в виде ступени, сло-

женной буркутскими песчаниками. В Шипотской зоне вдоль контакта протягивается, расширяясь в сторону бассейна Чёрного Черемоша, полоса древних и современных оползней, ширина которой измеряется километрами. Происхождение оползней, по-видимому, следует связывать с насыщением водой приразломных брекчий.

В долине Чёрного Черемоша и в бассейне его левого притока р. Шибены разлом сопровождается параллельным ему разрывом, расположенным на расстоянии от 200 до 400 *м*. Промежуток между двумя разрывами, вертикальными по форме, сложен породами шипотской свиты в близницкой фации (см. ниже) с многочисленными признаками смятий. Оба разрыва фиксируются зонами брекчий, которые представлены массой раздробленных и разлинзованных аргиллитов с включениями развальцованных обломков песчаников и алевролитов в глянцевой глинистой корочке. Приблизительно так же выглядит зона Раховского разлома северо-западнее, в бассейне верхнего течения р. Белой Тисы, где он по-прежнему на поверхности вертикален.

Начиная с долины р. Говерлы (правый приток Белой Тисы) поверхность контакта постепенно выполаживается и на сравнительно небольшом участке в районе горы Петрос превращается в субгоризонтальный покров амплитудой около 8 *км* (рис. 2, профиль I—I), который широким языком выдвигается в поле развития пород Шипотской зоны (см. рис. 1). Контакт по-прежнему сопровождается отчетливой зоной тектонических брекчий, резко варьирующей по мощности. Этот участок подробно описан в статье М. А. Беэра, С. Л. Бызовой и М. Г. Ломизе (1965).

Западнее Чёрной Тисы поверхность контакта снова становится круче; она здесь представлена надвигом крутизной порядка 40—50°. Весьма характерно, что на участке от долины р. Чёрная Тиса до долины р. Тересва простирание надвига становится не обычным общекарпатским, а субширотным. Всюду на этом протяжении Раховский разлом отчетливо фиксируется по тем же признакам — по резкой смене фаций и по появлению мощной зоны брекчий.

С Раховским разломом связано еще одно любопытное явление. Всюду в бассейне Тисы к нему приурочены спорадически встречающиеся выходы и глыбы эффузивных пород основного состава и реже тесно связанных с ними известняков. Находки фауны как в известняках (Славин, 1951), так и в туффитах (Ломизе и др., 1965) позволяют относить их по возрасту к титону-валанжину. На всём участке строгая приуроченность эффузивов к контакту Раховской и Шипотской зон не вызывает сомнений; только к востоку от бассейна Тисы, в истоках р. Шибены эффузивные породы появляются внутри Раховской зоны в окружении пород буркутской свиты. Выходы этих пород мы считаем останцами кордильеры, образовавшейся у тектонического шва на границе зон в предсеноманское или сеноманское время. Сейчас большинство из них представляет собой тектонические отторженцы, связанные с многократными подвижками блоков. Существование кордильеры подтверждается также появлением иногда у контакта в обеих зонах в виде глыб среди терригенного флиша разного возраста конгломератов и гравелитов, состоящих почти целиком из обломков пелитоморфных известняков верхнеюрского типа.

Таким образом, только что описанный разлом является, несомненно, долгоживущим и глубинным, так как с ним, как и с Мармарошским, связаны вулканические извержения в верхнеюрское время и периодические подвижки в течение всей меловой эпохи, обусловившие сохранение фациального различия осадков Раховской и Шипотской зон и периодическое появление кордильеры на границе зон.

ШИПОТСКАЯ ЗОНА

Шипотская зона протягивается с северо-запада на юго-восток в виде полосы шириной от 5 до 20 *км*. Она ограничена с обеих сторон крупными разломами: с юго-запада только что описанным Раховским, а с северо-востока — Срединнокарпатским. Как и во всех флишевых зонах, положение фундамента в этой зоне неизвестно. Если в Раховской зоне у нас есть основание предполагать связь основных структур с формой поверхности фундамента, то в Шипотской зоне господствующие здесь складки-чешуи, по-видимому, образовались совершенно независимо от фундамента.

В пределах описываемой территории Шипотская зона делится на три продольные подзоны: юго-западную, или Близницкую подзону крупных складок, Центральную подзону мелких чешуй и северо-восточную подзону, представленную одной крупной чешуей, названной еще польскими геологами Скуповской скибой.

Близницкая подзона занимает юго-западную часть Шипотской зоны. Вследствие того что ограничивающие ее разломы секут подзону косо, она в плане имеет форму клина, расширяющегося на северо-запад. На водоразделе рек Шопурки и Тересвы подзона полностью занимает пространство всей зоны (рис. 1).

В пределах Близницкой подзоны развиты преимущественно отложения шипотской свиты, но в фации, переходной к одновозрастным породам Раховской зоны. Для этой фации характерна значительная мощность (около 1000 *м*) и широкое развитие, особенно в верхней части, массивных песчаников. Породы смяты в крупные прямые и изоклинальные складки северо-западного простирания шириной 1—3 *км*, местами осложненные более мелкой складчатостью и разрывами. Наиболее хорошо они прослеживаются в западной, расширенной части подзоны, по долинам рек Чёрная Тиса, Косовская, Шопурка и Тересва. Складки обычно в той или иной степени запрокинуты на северо-восток. Особенно сильно опрокинутые и даже лежачие складки наблюдаются в основании Петросского покрова, по ручью Гарманескуль, а также в районе вершины Близница, куда, по-видимому, заходила более западная, ныне размытая часть этого покрова.

Складчатые структуры Близницкой подзоны протягиваются параллельно ограничивающему её с северо-востока разрыву и под острым углом утыкаются в Раховский надвиг, слегка изгибаясь к северо-востоку у самого контакта.

Центральная подзона мелких чешуй характеризуется довольно сложным строением, изменяющимся по простиранию подзоны. Господствующим элементом подзоны являются чешуи или юго-западные крылья антиклинальных складок, сорванные по их оси; изредка сохраняются частично антиклинальные и реже синклинальные замки складок. Ширина чешуй колеблется от 200 *м* до 2 *км*, в то время как по простиранию они протягиваются на десятки километров. В разрезе этой подзоны участвуют преимущественно глинистые и песчано-глинистые толщи, выделяемые в шипотскую и яловецкую свиты, сменяющиеся вверх по разрезу массивными песчаниками черногорской свиты.

В Центральной подзоне господствуют очень крутые залегания пород и разрывы, разделяющие отдельные чешуи, обычно близкие по залеганию к вертикали. Встречаются даже случаи, когда чешуи круто запрокинуты на юго-запад. Повсеместное почти полное исчезновение северо-восточных крыльев складок могло произойти только в условиях давления с юго-запада, опрокидывания складок и надвигания их одной на

другую. Как сохранившиеся крылья, так и разрывы, бывшие надвигами, должны были в момент своего образования полого падать на юго-запад. В вертикальное положение их могли привести последующие движения — общее воздымание северо-восточного края Шипотской зоны или отставание в поднятии Раховской зоны. Это же, вероятно, послужило причиной опрокидывания на юго-запад или вертикального положения плоскости Раховского разлома, ранее падавшей на юго-запад (см. выше).

В юго-восточной части подзоны, в междуречье Сучавы и Чёрного Черемоша, простирание большинства чешуй не совпадает с простиранием подзоны в целом. Разломы, ограничивающие подзону, срезают чешуи косо, под углом, в среднем 15—20°. Поэтому количество чешуй внутри подзоны изменяется с юго-востока на северо-запад от 10 до 4. Меняется и общая ширина подзоны — в бассейне р. Сучава она достигает 10 *км*, а в бассейне р. Пробийной — всего 3,5 *км*. Однако далее к северо-западу, в междуречье Чёрного Черемоша и Чёрной Тисы простирание чешуй становится параллельным ограничивающим подзону разломам, ширина подзоны составляет 10—11 *км* и лишь на правобережье Чёрной Тисы происходит полное тектоническое выклинивание её в связи с изгибом к юго-западу Срединнокарпатского надвига.

В подавляющем большинстве чешуи простираются параллельно друг другу, но местами наблюдаются значительные изгибы. Особенно много изгибов на юго-востоке, в бассейне рек Яловичора и Сучава (см. рис. 1). В междуречье Чёрного Черемоша и Чёрной Тисы серия центральных по положению чешуй сливается в единую крупную синклинальную складку шириной до 4 *км* с углами падения на крыльях 30—50°. Залегающие в ядре синклинали песчаники черногорской свиты слагают водораздельный Черногорский хребет.

В зоне развития Петросского покрова, где наблюдается наибольшее продольное погружение структур Центральной подзоны Шипотской зоны, осевая часть этой синклинали уходит под покров, а северное крыло осложнено серией дополнительных разрывов. Северо-западнее, на правобережье р. Чёрная Тиса все структуры вновь резко воздымаются, что фиксируется развитием здесь на более высоком гипсометрическом уровне преимущественно пород шипотской свиты.

Северо-восточная подзона, именуемая Скуповской скибой, характеризуется более крупными и цельными складками, что связано, повидимому, с развитием здесь массивных песчано-гравелитовых толщ, а также с возможной близостью фундамента в период складкообразования. Как и все чешуи Шипотской зоны, Скуповская скиба представляет собой в целом нормальное юго-западное крыло крупной антиклинали, северо-восточное крыло которой сорвано надвигом. Эта структура осложнена дополнительными складками. Ширина Скуповской скибы колеблется от 3 до 9 *км*. Вдоль северо-восточного края Скуповской скибы прослеживается Максимецкая антиклиналь; юго-западнее протягивается Грынявская синклиналь; к югу от Грынявской синклинали располагается Пробийненская синклиналь, отделенная от нее разрывом. Обе синклинали сложены породами палеогена. Как антиклиналь, так и синклинали испытывают некоторое погружение в северо-западном направлении. В этом же направлении наблюдается постепенное срезание южных структур Скуповской скибы надвигом подзоны мелких чешуй.

Северное крыло Максимецкой антиклинали срезано плоскостью крупного Срединнокарпатского надвига, по которому меловые породы Шипотской зоны надвинуты на олигоценовые отложения Кросненской

зоны. Угол наклона плоскости надвига вблизи поверхности составляет местами около 20—30°. Отложения обеих зон в районе контакта сильно перемяты, изобилуют зеркалами скольжения, пронизаны жилами кальцита. Мелкие складки обеих зон запрокинуты на северо-восток параллельно надвигу.

На правобережье р. Лазещина Срединнокарпатский надвиг испытывает резкий изгиб северо-западного простирания на западное, благодаря которому Скуповская скиба полностью выклинивается. Далее к западу простирание надвига сохраняется западным (на правобережье Чёрной Тисы), а затем на небольшом участке оно становится даже юго-западным (на левобережье р. Тересва), где, возможно, имеется сдвиг. На отрезке Чёрная Тиса — Тересва к нему с северо-запада притыкаются широкие складки зоны Кросно, а с юго-востока под острым углом подходят структуры Близницкой подзоны. Аналогичный изгиб в простирании к юго-западу наблюдается на этом отрезке Карпат и в Раховском надвиге. По-видимому, причиной этих изгибов является крупный поперечный сдвиг фундамента. Это крупное нарушение проявляется также в резкой смене вышеописанной поперечной депрессии района Петроса-Ясиней поднятиями правобережья р. Чёрная Тиса, происходящей по долине этой реки. Остальные поперечные нарушения незначительны и немногочисленны, они обычно осложняют лишь висячие крылья продольных разрывов и связаны с неравномерным надвиганием по ним.

Таким образом, как видно из всего сказанного, структура юго-восточной части Советских Карпат обусловлена наличием нескольких крупных продольных разломов. Они определили резкое обособление структурно-фациальных зон и различия присущих им структурных форм. Все эти разломы древнего заложения и, как считают В. Е. Хаин и В. И. Славин (1965), сформировались к концу герцинского этапа развития. В раннемезозойское время активность движения по разломам была понижена и это вызвало выравнивание фаций во всех зонах. Начиная с мела движения по Мармарошскому разлому обусловили заложение флишевого трога, а движения по Раховскому разлому определили различие фаций внутри трога. С обоими разломами связаны вулканические излияния в момент начала прогибания трога. В позднем мелу движения в зоне Раховского разлома привели к образованию кордильеры, поставлявшей обломочный материал в продолжавшую прогибаться Шипотскую зону. В палеогене поднятия в области Раховской и Шипотской зон привели к сужению флишевого прогиба, причём южная окраина последнего проходила в зоне активизировавшегося Срединнокарпатского разлома. Об этом можно судить по резкому огрублению фаций палеогена к югу от современной линии разлома.

На границе палеогена и неогена происходит основная стадия альпийской фазы складчатости во флишевом троге. Мармарошская зона испытывает воздымания по Мармарошскому разлому, причём верхняя часть его преобразовывается в надвиг как под действием тангенциальных сил, так и в результате гравитации. На одновременность формирования этого надвига со складчатостью указывает его согласие со структурой Раховской зоны. Несколько позднее, во вторую стадию складчатости произошло дальнейшее усложнение складчатых структур и превращение в надвиги Раховского и Срединнокарпатского разломов, причём последний, по-видимому, не является всюду однородным, а объединяет несколько кулисообразно расположенных надвигов разной величины и значения. Формирование Раховского и Срединнокарпатского надвигов именно во вторую стадию доказывается тем, что они косо

срезают и местами перекрывают складчатые структуры более раннего возраста. Аналогичные стадии альпийской (карпатской) складчатости фиксируются и во внешних зонах Карпат, где по угловым несогласиям в породах неогена удаётся установить точное время их проявления (Вялов, 1953: Кульчицкий 1963 и др.).

В послескладчатую (позднеорогенную) фазу общего сводового поднятия Карпат местами в результате неравномерных новейших движений произошло вторичное запрокидывание разрывных и складчатых структур на юго-запад, что особенно отчетливо видно в бассейне р. Сучавы.

ЛИТЕРАТУРА

Беэр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г. Тектонический покров г. Петрос (Восточные Карпаты). «Геотектоника», 1965, № 4.

Бойко А. К. Деякі особливості тектонічного развитку Рахівського масиву. Сб. «Проблеми развитку природничих і точних наук». Львів, 1964.

Вялов О. С. Краткий очерк истории развития Восточных Карпат. «Труды Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1953, № 3.

Вялов О. С. Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. «Мат-лы КБА», 1960, № 1.

Кривин А. Л. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1961, № 7—8.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. О сочленении области развития мелового флиша с утёсами в Северных Карпатах. «Геология и нефтегазоносность Северных Карпат». «Тр. Укр. нефт. геол-разв. ин-та», 1963, вып. 6.

Круглов С. С. О природе Мармарошских утёсов Советских Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1964, № 9.

Кульчицкий Я. О. Время и условия формирования нефтегазовых залежей в Восточных Карпатах. «Геология и нефтегазоносность Северных Карпат». «Тр. Укр. нефт. геол.-разв. ин-та», 1963, вып. 5.

Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских Утёсов. «Вістник Львов. держ. унів. ім. Ів. Франка», сер. геол. 1962, № 1.

Славин В. И. Титон-валанжинские аммониты Карпат. «Тр. ИГН АН СССР», сер. геол. (№ 62), 1953, вып. 149.

Славин В. И., Хаин В. Е. Роль разрывов в строении и развитии Советских Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА», 1965.

В. Н. ЗАЙЦЕВА, Т. Ю. ПИОТРОВСКАЯ

ЭТАПЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Закарпатский внутренний прогиб, выполненный неогеновыми молассами, расположен между Карпатским складчатым сооружением на севере и впадиной Альфёльд (Венгерской) на юге. Северной границей прогиба является Утёсово-Мармарошский глубинный разлом (Хаин, 1964) [1] южной — Береговский разлом, относительно которого произошло опускание впадины Альфёльд.

С востока прогиб ограничивается поперечным Апшицким разломом, по которому неогеновые молассы контактируют с флишевыми отложениями палеогена. На западе границей служит Ужгородский разлом, отделяющий более погруженную западную часть прогиба, расположенную на территории Венгрии и Словакии.

В современном геоморфологическом выражении прогиб (в пределах СССР) делится меридиональным отрезком Вигорлат-Гутинской вулканической гряды на две впадины — западную Мукачевскую и восточную Солотвинскую. Северо-западный отрезок Вигорлат-Гутинской гряды с севера ограничивает Мукачевскую впадину, отделяя ее от Карпатского горного сооружения.

При изучении геологического строения Закарпатского прогиба основное внимание уделялось вопросам стратиграфии. В ряде стратиграфических работ, среди которых наибольшее значение имеют работы Н. П. Ермакова (1948), И. П. Плешакова (1949), В. Н. Зайцевой (1948, 1963), А. С. Пишвановой (1950), И. А. Коробкова (1951), В. И. Славина (1956), К. Я. Гуревич (1956), Н. В. Дабагян (1956), В. С. Бурова (1958), В. Г. Шереметы (1959) и В. Н. Утробина (1959), Н. О. Рыбаковой (1964), рассматриваются и некоторые черты тектонического строения прогиба.

В работах М. В. Муратова (1949), Г. П. Алферьера (1958), А. А. Богданова (1959), посвященных строению Карпат в целом, тектонический план Закарпатского прогиба дается лишь в общих чертах: выделяются две впадины, Солотвинская и Мукачевская и разделяющая их Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда.

Наиболее полное описание тектонического строения прогиба приводится В. Н. Утробиным (1959). Он расчленяет прогиб на две впадины — Солотвинскую и Мукачевскую и две тектонические зоны — Вигорлат-Гутинскую и Береговскую и отмечает в их пределах ряд более мелких пликативных и дизъюнктивных нарушений. Достаточно дробное деление Закарпатского прогиба дается И. Д. Гофштейном (1964), выделяющим Латорицкий, Тереблинский, Апшицкий и Вышковский структурно-фациальные районы.

[1] Впервые этот разлом под названием Закарпатский был описан Д. П. Резвым и Е. М. Лазько.

Во всех упомянутых работах тектонический план Закарпатского прогиба рассматривается в его современном виде без анализа истории развития; цель данной статьи — рассмотреть изменение тектонического плана во времени.

Основой для детального тектонического расчленения и выяснения истории развития Закарпатского прогиба служат данные разведочных и поисковых работ, проведенных в большом объеме Закарпатской геологической экспедицией и трестом «Львовнефтеразведка». Наряду с данными бурения большое значение в выяснении строения прогиба имеют геофизические исследования.

По данным пяти глубоких скважин (вблизи с. Данилово и с. Кричево в Солотвинской впадине и с. Залуж, г. Берегово, г. Ужгород в Мукачевской впадине), в фундаменте прогиба залегают меловые и палеогеновые отложения; причем по площади распространения меловые отложения преобладают (Кричево, Ужгород, Берегово).

Наиболее древние неогеновые отложения, выполняющие прогиб [1], относятся к бурдигальскому и гельветскому ярусам. По окраине Солотвинской впадины разрез этих отложений начинается с горизонта терешульского конгломерата; центральная часть впадины выполнена соленосными и глинистыми осадками [2]. Нижний тортон характеризуется преобладанием тонких глинистых осадков и наличием мощного горизонта туфов. Для всех отложений характерна морская фауна угнетенного облика.

Отложения верхнего тортона расчленяются на ряд свит, в каждой из которых происходит чередование песчаников и глин, а в основании залегает горизонт конгломератов или грубозернистых песчаников. В нижней части разреза верхнего тортона развиты горизонты туфов (до 100 м). В отложениях встречается обильная морская фауна.

Переход между отложениями верхнего тортона и сармата постепенный; в сарматских отложениях также наблюдается чередование песчано-глинистых толщ с маломощными прослоями углей; пласты грубозернистых песчаников и конгломератов в них менее мощны, чем в верхнетортонских. По всему разрезу встречаются горизонты туфов и туффитов. Обильная фауна сарматских отложений в низах разреза представлена морскими формами.

Переход между сарматскими и паннонскими отложениями очень постепенный и устанавливается только по фауне. В панновских отложениях горизонты песчаников и прослои туфоритов имеют меньшую мощность, чем горизонты глин.

Надпаннонский комплекс отложений, по данным В. С. Бурова и В. Г. Шереметы (1957), относится к левантину — верхнему плиоцену и четвертичному периоду. В связи со спорностью вопроса о возрасте осадочных и вулканогенных толщ, слагающих надпаннонский комплекс, при расчленении его мы, следуя В. С. Бурову и В. Г. Шеремете (1957), используем местную стратиграфическую шкалу, выделяя осадки ильницкой, чопской и оноксской свит.

Фациальная изменчивость неоген-четвертичных отложений дает возможность разделить время их образования на три этапа, отличающиеся особенностями режима накопления осадков (рис. 1).

---

[1] Авторы принимают стратиграфическую схему Закарпатской геологической экспедиции.

[2] В пределах Закарпатского прогиба первый ритм засоления, по С. М. Кореневскому (1958), (2-й для региона Карпатских впадин в целом) относится к верхам бурдигала и низам гельвета.

Первый этап охватывает период от бурдигала по нижний тортон для отложений этого этапа характерно развитие глинисто-соленосных отложений. Ко второму этапу относится период от верхнего тортона по паннон включительно; особенностью осадкообразования этапа является ритмичное чередование песчаных и глинистых отложений с образованием моласс флишоидного типа [1]. В третий этап — верхний плиоцен и

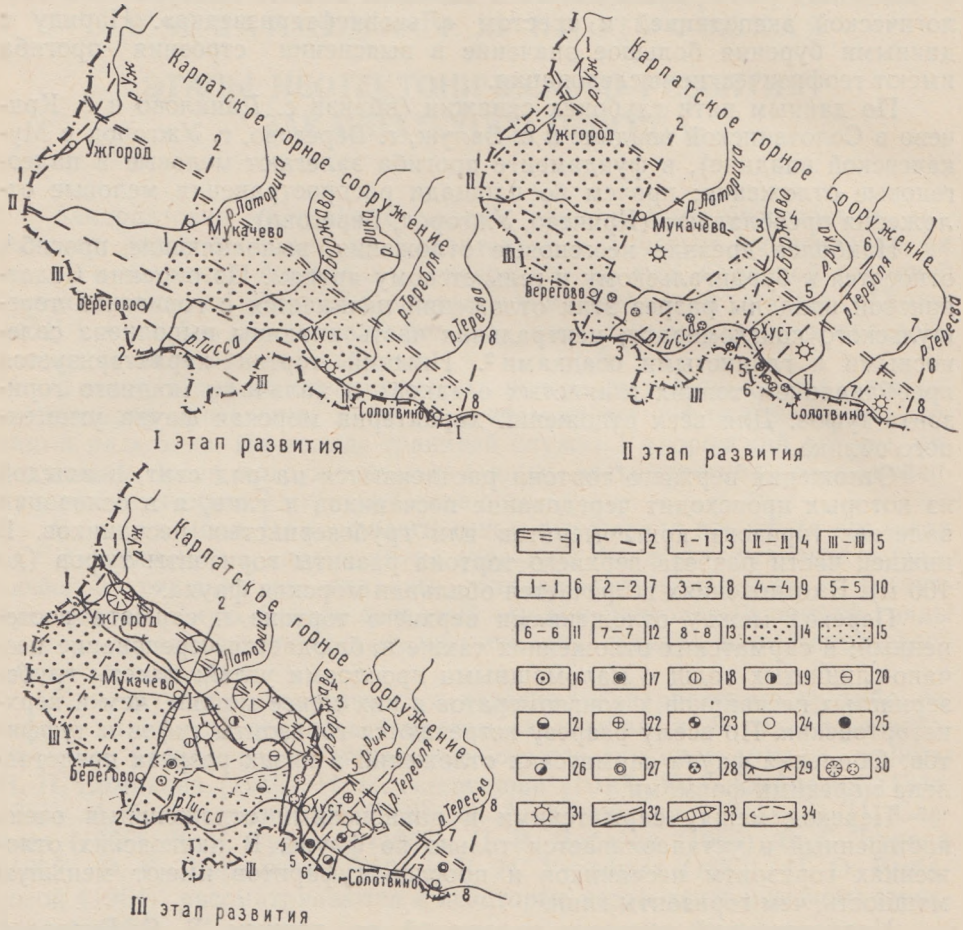


Рис. 1. Схема неотектоники Закарпатского прогиба:
1 — Утесово-Мармарошский глубинный разлом; 2 — разломы в фундаменте, активные в новейшее время. Продольные разломы: 3 — Александрово-Залужский (Ужгородский); 4 — Тисенский; 5 — Береговский. Поперечные разломы: 6 — Ужгородский; 7 — Мукачевский; 8 — Иршавский; 9 — Хустский; 10 — Рикский; 11 — Тереблинский; 12 — Тересвинский; 13 — Апшицкий. Зоны и блоки преобладающего опускания: 14 — наибольшего погружения; 15 — слабого погружения; блоки четвертичного времени: 16 — Береговский; 17 — Черномочарский; 18 — Залужский; 19 — Гатский; 20 — Иршавский; 21 — Велико-Копанский; 22 — Хустский; 23 — Александровский; 24 — Кричевский; 25 — Велятинский; 26 — Вышковский; 27 — Тересвинский. Прочие обозначения: 28 — интрузии; 29 — контур Вигорлат-Гутинской вулканической гряды; 30 — центры излияния и крупные вулканы; 31 — соляные купола; 32 — разломы новейшего времени; 33 — флексуры четвертичного времени; 34 — контур мелких блоков четвертичного времени

[1] О. С. Вяловым (1956) миоценовые отложения Закарпатья разделены на нижние и верхние молассы, что примерно соответствует объемам выделенных нами отложений первого и второго этапов.

четвертичный период — формируется комплекс континентальных отложений, включающий озерные и вулканические толщи плиоценового возраста, четвертичные и озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения.

Три этапа накопления осадков одновременно следует рассматривать как три этапа тектонического развития Закарпатского прогиба.

Первый этап. В первый этап Закарпатский прогиб существовал в виде неглубокого морского бассейна, на что указывают соленосные отложения центральной части прогиба и наличие мощных конгломератов по окраине Солотвинской впадины. Судя по большой (до 300 *м*) мощности соленосных отложений, дно бассейна испытывало постоянное погружение.

По-видимому, в первый этап наметились главные черты продольного расчленения Закарпатского прогиба, отраженные в современном рельефе фундамента прогиба и выявленные геофизическими исследованиями. Данные по распределению силы тяжести указывают, что на фоне спокойного нарастания положительных аномалий силы тяжести от Карпат к центру Паннонского срединного массива в районе г. Берегова расположены максимумы аномалий. Это объясняется крупным поднятием фундамента, которое прослеживается на северо-запад в Венгрию, Чехословакию (Земплинский массив) и на юго-восток в Румынию (Бая-Маре). Зона поднятий В. Н. Утробиным (1959) названа Береговской. Нами она трактуется как крупное горст-антиклинальное поднятие. Северная часть прогиба — внутренняя зона представляет грабен-синклинальную структуру [1].

Для южной тектонической границы горст-антиклинального поднятия (и прогиба в целом) принято название Береговского разлома, а северная ее граница, разделяющая выделенные зоны, названа нами Тисенским разломом. Он четко фиксируется в восточной части прогиба по геофизическим данным, в западной — по центрам молодых вулканических излияний.

Грабен-синклинальная структура прогиба в своей центральной части делится продольным разломом, именуемым Александрово-Залужским (Ужгородским), на две подзоны: Северную и Южную. Вдоль этого разлома известны основные крупные соляные купола: Солотвинский, Александровский, Залужский, а также соляные купола Чехословакии и Румынии. Относительно Александрово-Залужского разлома фундамент Северной подзоны приподнят: скважина в Кричево вскрывает мел на глубине 135 *м*, а Даниловская скважина вскрывает палеоген на глубине 1920 *м*.

Горст-антиклинальное поднятие с самого начала своего развития существовало в виде крупных блоков с разной амплитудой поднятия. В наиболее приподнятых блоках, расположенных за пределами СССР (Земплинский массив в Венгрии и Бая-Маре в Румынии), фундамент выходит на поверхность. В пределах СССР наибольшее поднятие фундамента установлено в районе г. Берегова, где глубина его залегания равна 800 *м*.

Кроме продольных разломов фундамента в первый этап был, вероятно, заложен и крупный поперечный Мукачевский разлом. Положение его четко устанавливается по геофизическим данным. По нему происходит наиболее резкое смещение глубинного Утесово-Мармарошского разлома. Мукачевский разлом четко выражен и далеко прослеживается

---

[1] О. О. Вяловым (1956) Закарпатский прогиб также расчленялся на Внутреннюю и Внешнюю зоны, но без указания конкретной границы зон.

в складчатой области Карпат (Оленевский разлом, по Славину и Хаину, 1964). Судя по геофизическим данным, к западу от него фундамент грабен-синклинальной структуры является относительно приподнятым (в виде нескольких блоков).

В первый этап развития начались вулканические извержения, приведшие к накоплению мощных горизонтов липарито-дацитовых туфов. В восточной части прогиба излияний тяготели к Александрово-Залужскому продольному разлому.

Второй этап. В начале второго этапа произошло общее опускание и углубление морского бассейна прогиба. Накопление верхнетортонских осадков происходило в условиях ритмичных колебательных движений, вызывавших периодические поднятия и частичное осушение дна бассейна на что указывает присутствие базальных конгломератов в каждой из свит верхнетортонской толщи осадков. В нижнем сармате началось устойчивое прогибание и накопление мощной толщи глин. В среднем сармате фации глин в ряде мест сменяются фациями песков.

Регрессия, вызванная поднятием, привела к образованию лагун (Буров, Шеремета, 1957; Гришкевич, 1958), частичному осушению дна моря и накоплению осадков континентального типа.

Далее прогибание усилилось и началась длительная трансгрессия, продолжающаяся в течение всего паннона.

Рассмотренный характер отложений и особенность колебательных движений дают возможность разделить второй этап на две стадии: верхнетортонскую, характеризующуюся ритмичными колебаниями и накоплением флишоидных фаций, и сармат-паннонскую, отличающуюся преобладанием опусканий и накоплением более монотонных глинисто-песчанистых толщ.

Во втором этапе значительно осложняется структурный план прогиба, так как основную роль начинают играть поперечные разломы, разбивающие продольные структуры на крупные блоки.

В первой стадии второго этапа Мукачевский разлом продолжает оставаться тектонически активным. К западу от него верхнетортонские отложения погружены более чем на 1000 *м* и перекрыты мощной толщей сармат-паннонских отложений, что указывает на резкую смену знака движений в пределах западной части прогиба по сравнению с первым этапом. Судить более детально о ее структурном плане в первую стадию не представляется возможным.

Восточная часть прогиба, по данным большого объема разведочных работ, дешифрированию аэрофотоснимков и ряду геоморфологических признаков (Расточинский, Зайцева, Пиотровская, 1963), тремя крупными поперечными разломами [1]: Тересвинским, Хустским и Иршавским, расчленяется на четыре блока.

Крайний, восточный блок, ограниченный Апшицким и Тересвинским разломами (Апшицкий блок по Гофштейну, 1964), характеризуется резко повышенной мощностью грубообломочных отложений и трактуется как опущенный. Описываемый блок расположен к северу от соленосных структур.

Второй блок, заключенный между Тересвинским и Хустским разломами, является относительно приподнятым; с поверхности он почти полностью сложен верхнетортонскими молассами флишоидного типа.

---

[1] Относительно всех разломов происходят вертикальные смещения верхнетортонских отложений; разломы прослеживаются в пределах горного сооружения Карпат. Относительно Хустского разлома (возможно, уже в этот этап) происходит плановое смещение Утесово-Мармарошского разлома.

Следует отметить, что в части блока, относящейся к горст-антиклинальному поднятию, мощность верхнетортонских отложений, невелика, а в части блока, лежащей в грабен-синклинальной структуре, мощность этих отложений достигает 800—1000 *м*. Существенные различия в мощностях верхнетортонских отложений указывают на дифференциацию движений в продольных зонах прогиба.

Следующий к западу блок, расположенный между Хустским и Иршавскими разломами, характеризуется значительным опусканием: верхнетортонские отложения глубоко погружены под сармат-паннонскими отложениями и кровля их находится на глубине 600—700 *м*.

Крайний западный блок, расположенный между Иршавским и Мукачевским разломами, приподнят, и верхнетортонские отложения в районе с. Залуж и г. Берегово выходят на поверхность. Относительно Тисенского разлома здесь происходит резкая смена фаций: в грабен-синклинальной структуре, в районе с. Залуж, развиты в основном фации флишоидного типа, а к югу, в районе Береговского горста распространены отложения более однородного состава.

Береговский горст продолжает оставаться приподнятым, поскольку мощность верхнетортонских отложений здесь значительно меньше.

В сармат-паннонскую стадию структурный план восточной части прогиба меняется: она делится Рикским разломом на два блока, и часть грабен-синклинальной структуры, лежащая к востоку от разлома, причленяется к горному сооружению Карпат. В это время, вероятно, происходят значительные подвижки и по Тереблинскому разлому, приведшие к смещению и нарушению всех верхнетортонских толщ.

В грабен-синклинальной структуре продолжаются опускания (Вышковский блок), обусловливающие накопление мощных (до 700 *м*) флишоидных толщ сармата и глинистых и песчанистых отложений паннона (мощностью 100—400 *м*).

Сарматские отложения в западном блоке восточной части прогиба, ограниченном Рикским и Мукачевским разломами, характеризуются песчанистыми, относительно мелководными фациями. В западной части прогиба движения дифференцируются по Тисенскому разлому: к северу от него накапливаются осадки открытого моря, а к югу, в пределах Береговского блока, происходит резкое обмеление. Более грубый характер фаций дает возможность предполагать здесь небольшие периодические поднятия и опускания.

В панноне Береговский горст в контурах, близких к современным, остается сушей, так как на нем не установлено паннонских отложений. Интересно отметить, что современные склоны Береговского холмогорья во многих местах покрыты осыпью очень мелких преимущественно кварцевых галек, подобных тем, которые встречаются в виде маломощных прослоев в паннонских отложениях Вышковского блока. В связи с этим можно предполагать, что на Береговском горсте существовали маломощные паннонские отложения, которые в дальнейшем были почти полностью разрушены. В панноне к югу от горст-антиклинального поднятия происходит сильное опускание Паннонского срединного массива и накопление мощных (2500 *м*) отложений (Дебрецен).

На границе второго и третьего этапов после отложения паннонских осадков начинаются поднятия и интенсивные тектонические подвижки, приведшие к расчленению прогиба на Мукачевскую и Солотвинскую впадины и формированию ряда локальных пликативных структур.

В Солотвинской впадине, к северу от Тисенского разлома основную роль в формировании мелких структур начинает играть соляная текто-

ника. И. Б. Плешаковым (1949) здесь выделена Александровская антиклинальная складка, осевая часть которой осложнена разломом, контролирующим размещения ряда соляных тел. По более поздним данным С. М. Кореневского (1958), соляные структуры в пределах Солотвинской впадины приурочены к пяти небольшим продольным разломам. К разломам второго порядка, перпендикулярным продольным, отнесены молодые разрывы вдоль Рикского и Тересвинского разломов.

К югу от Тисенского разлома в пределах Вышковского блока возникают пологие складки, не связанные с соляной тектоникой. Складки разбиваются целой серией мелких разрывных нарушений, образующих сложную блоковую структуру.

Вулканизм второго этапа представлен излияниями лав и внедрением интрузий. Интрузивные образования наиболее широко развиты в Вышковском блоке. Вулканизм в целом проявляется в пределах горст-антиклинального поднятия и контролируется продольными разломами, как ограничивающими его, так и развитыми в его пределах (Мерлич, 1958).

На протяжении второго этапа выделяются два обособленных цикла вулканических излияний, приуроченных преимущественно к Тисенскому разлому.

Первый — верхнетортон-сарматский цикл начинается излиянием лав основного состава и накоплением туфов и заканчивается внедрением экструзивных куполов кислого состава.

Второй — паннонский цикл начинается излиянием лав основного состава и заканчивается туфами кислого состава.

Третий этап. После паннона происходит общее поднятие и полное осушение территории к востоку от Хустского разлома; Солотвинская впадина превращается в предгорную денудационную равнину. Море уходит и из Мукачевской впадины, но прерывистые малоамплитудные опускания здесь продолжаются, и в опущенных участках накапливаются континентальные отложения, перекрывающие с резким угловым несогласием все более ранние отложения.

Нижняя часть комплекса отложений третьего этапа — ильницкая свита — представлена песчано-глинистыми озерными осадками с прослоями туфов, содержит обильный растительный детрит, мощные промышленные прослои угля, а также конкреции и прослои сидерита.

По северной и восточной окраинам Мукачевской впадины, вдоль Утесово-Мармарошского и Хустского разломов происходят тектонические подвижки, возобновляется вулканическая деятельность.

Осадочно-туфогенный комплекс отложений ильницкой свиты имеет очень пестрый фациальный состав, свидетельствующий об озерно-лагунном характере бассейна, причем четко разделяются фации окраинной и центральной частей впадины.

Фации глин окраинной части впадины характеризуются обилием туфогенного и углистого материала; здесь происходит накопление мощных прослоев лигнита, имеющих промышленное значение. Туфовые горизонты постепенно выклиниваются к центру впадины. Резкая смена состава отложений свидетельствует о частой миграции мелководных озерно-болотных водоемов, вызванной захоронением их под мощными толщами туфов. Быстрота заполнения водоемов объясняет, почему многие прослои лигнита сохраняют остатки необуглившейся древесины. Наиболее устойчивые и крупные озерные бассейны, где происходит накопление мощных прослоев лигнита, имеющих промышленное значение, располагаются в районе г. Иршавы и сел Березинка и Горбки.

Центральная часть Мукачевской впадины выполнена преимущест-

венно глинистыми и песчано-глинистыми отложениями: туфовые и углистые прослои имеют резко подчиненное значение.

После накопления осадочно-туфогенной толщи ильницкой свиты происходит новая активизация тектонических движений по Утесово-Мармарошскому и Хустскому разломам, которая вызывает мощные вулканические излияния, приведшие к формированию Вигорлат-Гутинской гряды.

Как показали исследования последних лет (Короновский, Милановский, 1963), основные центры излияний в северо-западном отрезке гряды расположены вдоль Утесово-Мармарошского глубинного разлома и совпадают к местами пересечений его с крупными поперечными разломами. Меридиональный отрезок гряды расположен вдоль Хустского разлома.

В формировании гряды выделяются две стадии. В первую стадию накапливаются лавовые и туфовые толщи [1] максимальной мощностью до 700 *м*, во вторую — преимущественно лавы.

В первую стадию гряда скорее всего, была выражена в виде низкого широкого вала, который создает современный «пьедестал» гряды. Между первой и второй стадией происходит перерыв в излияниях, и на склонах гряды образуется кора выветривания (Лесняк, 1957).

Вторая стадия вулканических излияний расчленяется на две фазы: гутинскую и бужорскую, по В. С. Соболеву (1955), В. П. Костюку (1961), Е. Ф. Малееву (1964), и синякскую и обавскую, по Н. В. Короновскому (1965). Излияния происходят дифференцированно, по крупным центрам, и вторая фаза проявляется не во всех из них. Для первой фазы характерны мощные (до 800 *м*), лавы, а для второй — небольшие потоки и субвулканические тела.

В период формирования гряды в пределах центральной части Мукачевской впадины, ограниченной с востока Мукачевским разломом, а с севера подновленным отрезком Ужгородского разлома, накапливается немая толща пестроцветных глин с небольшими линзами и прослоями песка и галечника (чопской свиты). Галечные прослои характеризуются очень небольшим количеством гальки эффузивных пород, так как Вигорлат-Гутинская гряда как в первую стадию формирования, так и особенно во вторую подпруживала карпатские реки. Однако глинистые отложения чопской свиты состоят в значительной степени из переотложенного и разложившегося вулканического материала (бентонитовые глины). Это дает основание считать, что чопская свита формировалась за счет разрушения туфовой части гряды и в период накопления лавовых толщ.

В самом начале четвертичного времени Мукачевская впадина полностью осушается, только центральная часть ее в основном в пределах тех же тектонических границ, что и в период формирования чопской свиты, испытывает прогибание с накоплением мощной толщи преимущественно аллювиальных галечников с небольшими линзами песка и озерных глин (онокская свита В. Н. Утробина, 1959; минайская свита И. Д. Гофштейна, 1964). Аккумуляция мощной толщи озерно-аллювиальных отложений создает предгорную аккумулятивную равнину (Закарпатская низменность). Хотя накопление галечников несомненно связано с пропилом карпатскими реками Вигорлат-Гутинской гряды, в гальких преобладают флишевые и даже более древние породы, а галек эффузивных пород очень мало. По отдельным скважинам они отсутствуют даже в верхах разреза, сложенного верхнечетвертичным аллю-

[1] Эта стадия соответствует низам гутинской свиты по схеме В. С. Соболева (1955) и В. П. Костюка (1961), мукачевской свите — по схеме Е. Ф. Малеева (1964) и матековскому комплексу — по схеме Н. В. Короновского (1965).

вием. Это объясняется особенностью самих лав, дающих тонкую плитчатую отдельность, которая легко разрушается и не переходит в гальку.

Чопская и онокская свиты связаны между собой постепенным переходом. Распределение мощностей обеих толщ указывает, что максимум прогибания находился в юго-западной части впадины, где мощность отложений достигает 550 *м*. Нарастание мощностей с востока на запад происходит ступенями, обусловленными двумя поперечными четвертичными разломами, расположенными в центральной части прогибающейся территории. По Александрово-Ужгородскому разлому верхняя толща галечников контактирует с осадочно-туфогенной толщей ильницкой свиты. Этот разлом подновлялся вплоть до среднечетвертичного времени, и по нему галечная толща опущена на 100—150 *м*, а в районе Ужгорода даже на 280 *м* (180 *м* ниже уровня моря). Галечники опущены в виде блока клиновидной формы (10 × 3 *км*). Таких блоков в пределах прогибающейся части впадины несколько. Они контролируются мелкими разноориентированными разломами, образовавшимися в четвертичное время.

Прогибающаяся часть Мукачевской впадины отделена от поднятой части предгорий четким уступом, протягивающимся вдоль Мукачевского разлома; уступ представляет молодую флексуру, выклинивающуюся к югу.

К востоку от этой флексуры, в пределах предгорий, также происходили локальные подвижки, вызвавшие образование блоков. Наиболее крупный блок — четко очерченный горст Береговского холмогорья — в настоящее время возвышается в виде острова над Закарпатской низменностью. К северу от него расположено озеровидное понижение болота Черный Мочер, уровень которого находится ниже уреза р. Тисы. Под поверхностью болота Черный Мочер залегает 90-метровая толща иловатоглинистых отложений, по-видимому, позднечетвертичного возраста.

К северу от Черного Мочера, в полосе собственно предгорий, намечаются две высотные ступени, резко отличающиеся по геоморфологическому строению. Нижняя ступень (Яблонево-Залуж) имеет форму амфитеатра, открытого в сторону Черного Мочера. «Дряхлый» облик рельефа этого участка — заболоченные днища долин со свободно меандрирующими реками, почти полное отсутствие эрозионного врезания, мощные шлейфы суглинков по склонам — свидетельствует о слабом поднятии участка. На верхней ступени, отгороженной уступом хребта Гат, узкие глубокие долины с большим количеством мелких и крупных перехватов (р. Перекоп) указывают на поднятие.

К востоку от Иршавского разлома рельеф предгорий Вигорлат-Гутинской гряды более прост. Здесь намечаются две молодые локальные структуры, тесно связанные друг с другом. Галечный «массив» и Иршавская котловина находятся между Иршавским разломом и меридиональным отрезком гряды. Галечники залегают на размытой поверхности отложений ильницкой свиты и являются аналогом онокской свиты. Но относительно Закарпатской низменности галечный массив является поднятым (почти на 100 *м*) блоком, ограниченным со всех сторон разломами. В период накопления галечников происходило опускание блока, которое было тесно связано с формированием Иршавской озерной котловины. По северному борту котловины сохраняются горизонты галечников, аналогичные тем, которые слагают аккумулятивный «массив». Здесь они имеют меньшую мощность и залегают на более высоком цоколе, что указывает на относительное поднятие дна Иршавской котловины в период накопления галечников. Спуск Иршавского

озера относился, вероятно, к позднечетвертичному времени, так как в рельефе сохранилась котловина, дно которой перекрывается верхнечетвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями мелких рек.

Солотвинская впадина в третий этап развития разбивается на мелкие блоки. Наиболее устойчивое поднятие происходит во впадине к востоку от Тересвинского разлома. Остальная часть впадины испытывает значительную дифференциацию движений. Наиболее интенсивно поднятый блок, где не сохранились древние речные террасы, занимает участок между р. Байловой и Тереблей и связан с поднятием Александровской соленосной структуры. К северо-востоку от него в районе сел Кричово-Угля располагается небольшой грабен, в котором произошло опускание верхнечетвертичной толщи аллювия.

На правобережье р. Хустицы находится второй приподнятый блок с максимумом поднятия на севере (Хустецкий). Подвижки по нему продолжались до верхнечетвертичного времени, о чем свидетельствует расщепление молодых террас на левобережье р. Рики.

Между Александровским и Хустецким блоками происходит относительное прогибание, приуроченное к крупному поперечному Теребли́нскому разлому, которое способствует выработке широких террас с аллювием повышенной мощности. Опущенная ступень рельефа имеется в бассейне р. Боронява. Продолжаются движения соляных куполов; Солотвинской соляной шток «протыкает» вторую надпойменную террасу. Следами молодых подвижек соленосных структур в долине рек Теребли и Тисы являются крупные дуги — меандры, расположенные против соленосных структур. Формирование таких меандр можно объяснить только отжиманием русла соленосными структурами.

На левобережье Тисы также намечается два блока — Вышковский и Велятинский, которые испытывают дифференцированные движения вплоть до голоцена, о чем свидетельствуют изменения мощности аллювия, лежащего ниже уреза р. Тисы. В Вышковском блоке мощность аллювия составляет 7 *м*, а в Велятинском — 16 *м* и далее на северо-запад увеличивается до 30 *м*. Смена мощностей происходит на очень коротком расстоянии, что указывает на ступенеобразное опускание к западу.

* *
*

Вышеизложенные данные позволяют представить следующую историю тектонического развития Закарпатского прогиба. В начале первого этапа, в бурдигал-гельвете на площади Закарпатского прогиба начинаются первые опускания, повлекшие трансгрессию мелководного моря. Опускания охватывают грабен-синклинальную структуру, способствуя накоплению мощной толщи соли. Горст-антиклинальное поднятие в течение всего первого этапа остается сушей, возможно, суша, располагалась и к западу от Мукачевского разлома. Во втором этапе опускание распространяется и на Внешнюю зону прогиба, где также устанавливается морской режим. В верхнем тортоне на фоне общих колебательных движений дна бассейна начинаются дифференцированные движения крупных блоков, ограниченных поперечными разломами. Поднятые и опущенные блоки чередуются. Наибольшее опускание испытывает блок, находящийся между Иршавским и Хустским разломами, к востоку и восточнее Тересвинского разлома. Вместе с тем в пределах блоков, ограниченных поперечными разломами, продолжается дифференциация движений.

В сарматское время дифференциация движений увеличивается. Часть прогиба, ограниченная разломами Рикским на западе и Тисенским — на юге, превращается в сушу. Остальная часть прогиба испытывает устойчивое опускание. В среднем сармате начинаются локальные поднятия блоков. Некоторые из них, как, например, Береговский блок, сохраняют тенденцию к поднятию на протяжении очень длительного времени. Отдельные участки, в пределах блоков, испытывающих преимущественное опускание, поднимаются (районы В. Раковца, Изы), и после почти полного осушения или образованаия лагун вновь опускаются и заливаются морем.

К концу второго этапа, в паннонское время опускания всюду, кроме западной части прогиба, резко сокращаются. В пределах Вышковского блока морские отложения паннонского возраста накапливаются только в синклиналях. В третий этап, в послепаннонское время вся территория Закарпатского прогиба начинает подниматься и морской бассейн постепенно отступает. Происходит окончательное разделение прогиба на Солотвинскую и Мукачевскую впадины, формируется Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда. Солотвинская впадина испытывает устойчивое поднятие. В Мукачевской впадине в начале этапа устанавливается озерно-лагунный режим с наличием более устойчивых бассейнов в центральной части. Часть Мукачевской впадины, расположенная к западу от Мукачевского разлома, продолжает опускаться; прогибание компенсируется с накоплением мощной толщи аллювиальных галечников. По всей площади прогиба происходит дифференцирование движения мелких обломков.

Таким образом, на протяжении всей истории развития в формировании тектонического плана Закарпатского прогиба ведущую роль играли продольные и поперечные разломы. В течение первого этапа развития основное значение имели продольные разломы, оконтурившие площадь прогиба и предопределившие основные черты строения фундамента прогиба.

Между первым и вторым этапами произошла перестройка тектонического плана и кроме крупных продольных разломов появились столь же крупные поперечные разломы.

Из поперечных разломов наиболее активен на протяжении всей истории развития — Мукачевский. В первом этапе территория к западу от него была наиболее приподнятой, а затем превратилась в область устойчивого прогибания, сохранившуюся вплоть до настоящего времени. Иршавский разлом заложился в верхнетортонское время и в дальнейшем активность его снижалась: в третий этап он подновлялся на отдельных отрезках. К западу от разлома происходили относительные поднятия, к востоку — опускания. Хустский разлом заложился в начале второго этапа; в сарматское время он потерял активность, но в третий этап по разлому были крупные подвижки.

Рикский разлом играл ведущую роль в середине второго этапа, в сарматское время, когда к востоку от него произошло осушение территории. В дальнейшем подвижки относительно него происходили только в четвертичное время.

Тереблинский разлом по своему заложению является, вероятно, наиболее молодым (конец второго этапа), и только его большая активность в Карпатском горном сооружении дает основание предполагать, что он имеет глубокое заложение.

Тересвинский разлом активизировался в начале второго этапа. По нему постоянно происходила значительная дифференциация движений, так как в начале второго этапа к востоку от разлома находился опу-

щенный блок, а в середине второго этапа этот блок причленился к суше и в дальнейшем оставался блоком наибольшего поднятия.

Продольные Тисенский и Александрово-Залужский (Ужгородский) разломы как единое целое существовали только в первый этап развития. Вдоль Тисенского разлома дифференциация движений фиксируется лишь в поднятых поперечных блоках, т. е. на отрезке между Мукачевским и Иршавским разломами и Хустским и Тересвинским.

Александрово-Залужский (соленосный) разлом на отрезке между Хустским и Тересвинским разломами фиксирует собой устойчивое дифференцированное положение фундамента на протяжении всей истории развития прогиба. Активные подвижки относительно него на отрезке к западу от Мукачевского разлома происходили и в верхнеплиоцен-четвертичное время.

Глубинные продольные разломы — Береговский и Утесово-Мармарошский, ограничивающие прогиб на севере и юге, были активными на протяжении всей истории развития прогиба. После причленения к суше Солотвинской впадины активность восточной части Утесово-Мармарошского разлома была незначительной. Западный же отрезок, ограничивающий Мукачевскую впадину, оставался активным, так как разграничивал территорию устойчивых поднятий и опусканий в неоген-четвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. «Тр. Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1948, вып. 1.

Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Сов. геология», 1949, № 40.

Буров В. С., Шеремета В. Т. О лагунных и континентальных отложениях сарматского возраста вблизи с. Вел. Раковца в Закарпатье. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1957, № 4.

Буров В. С. О тектонических условиях накопления сарматских и паннонских отложений Закарпатья. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1958, № 5—6.

Буров В. С., Шеремета В. Т. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. «Изв. высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1959, № 7.

Вялов О. С. К стратиграфии миоцена Закарпатья. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1956, № 2—3.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, 1964.

Гришкевич Г. Н. Сарматские отложения Закарпатской обл. УССР. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1958, № 5—6.

Гуревич К. Я. К вопросу о стратиграфии Даниловской скважины. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1956, № 2—3.

Дабагян Н. В., Мятинск Е. В., Пишванова Л. С. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Закарпатья на основании изучения фауны фораминифер. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1956, № 2—3.

Ермаков Н. П. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья. «Тр. Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1948, вып. 1.

Зайцева В. Н. Плиоценовая фауна окрестностей с. Иза Закарпатья. «Научн. работа студ. Львовск. ун-та», 1948, вып. 1.

Кореневский С. М. Основные черты соляной тектоники предгорий Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1958, № 5—6.

Коробков И. А., Плешаков И. Б. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской обл. УССР. «Изв. АН СССР», 1948, т. 12, № 3.

Короновский Н. В., Солодкова Н. А. Геология и история формирования стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил. «Тр. лабор. палеовулканологии», вып. 3. Алма-Ата, 1965.

Костюк В. П. Геолого-петрографический нарис магматизм Карпат. Киев, 1961.

Лесняк В. Ф. О геологии железорудных проявлений в коре выветривания эффузивов Закарпатской области. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1957, № 4.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.

Мерлич Б. В. Схема развижку третичного вулканизму Рядянських Карпат. «Питтания геолог.», 1958, вып. 9.

Мерлич Б. В. Тектонические факторы локализации неогенового оруденения в Закарпатье. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1958, № 5—6.
Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 1.
Пишванова Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины. «Микрофауна СССР», сб. 4. «Тр. ВНИГРИ», нов. сер., 1950, т. 51.
Пиотровская Т. Ю. Некоторые особенности новейших тектонических движений Западного и Центрального Закарпатья в связи с размещением ртутного оруденения. «Тр. ин-та ЦНИГРИ», 1963, вып. 53.
Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. «Тр. научно-геол. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР». Киев, 1949.
Резвой Д. П., Лазько Е. М. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. «Вісн. Львівськ. ун-ту», сер. геол., 1962, № 1.
Рыбакова Н. О. Новые данные о верхненеогеновой флоре Закарпатской обл. УССР (по результатам спорово-пыльцевого анализа). Автореф. докл. БМОИП, отд. геол., 1964, № 6.
Славин В. И., Филимонова Н. С. Нижнеплиоценовые и галоветские отложения Советского Закарпатья. «Тр. Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1953, вып. 3.
Славин В. И., Хаин В. Е. Роль разрывов в строении и развитии Советских Карпат. «Мат-лы VI съезда КБА», 1965.
Соболев В. С. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, 1955.
Утробин В. Н. О геологическом строении и направлении дальнейших разведочных работ в Закарпатском внутреннем прогибе. «Геологическое строение и нефтегазоносность Западных и Южных областей Украины». Киев, 1959.
Хаин В. Е. Советские Карпаты. В сб. «Международный геологический конгресс». М., «Наука» и «Недра», 1964.
Сосин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения северной Венгрии, Советского Закарпатья и северной Румынии. «Геол. сб. Львовск. геол. об-ва», 1965, № 9.

Т. Ю. ПИОТРОВСКАЯ

РЕЛЬЕФ И НЕОСТРУКТУРЫ ГОРНОЙ ЧАСТИ ЗАКАРПАТЬЯ И ЧИВЧИН

Основной проблемой изучения горного рельефа Карпат в целом является установление роли новейших движений в формировании рельефа, выявление унаследованных и вновь образованных, морфологически выраженных новейших структур и более мелких, тектонически обусловленных форм. В данной работе этот вопрос разбирается на примере строения юго-восточного склона Карпат (Закарпатья) и части северо-восточного склона — верховий рек Прут, Черного и Белого Черемошей, Сучавы (Чивчины).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

В тектоническом отношении рассматриваемый район по схеме Хаина (1964) делится «на две крупных зоны: внутреннюю и внешнюю, каждая из которых в свою очередь распадается на две зоны второго порядка». Внутренняя зона ограничивается двумя продольными глубинными разломами — с юга Утесово-Мармарошским и с севера — Средне-Карпатским. Раховский продольный разлом делит эту зону на Дуклянско-Шипотский антиклинорий на севере и Турьинско-Раховский синклинорий на юге. Внешняя зона расчленена на Центральную синклинальную и Внешнюю антиклинальую зоны, из которых только первая входит в рассматриваемый район.

Начиная с мела основные моменты тектонического развития по схеме Хаина (1964 б) сводятся к следующему. На протяжении мела и палеогена развитие зоны шло по-разному. Разделение их относится к середине мела, когда поднятия вдоль Средне-Карпатского глубинного разлома привели к образованию кордильеры. Утесово-Мармарошский глубинный разлом испытывал поднятие в конце мела — начале палеогена, в результате чего оформилась антиклинальная структура Утесовой зоны. На рубеже эоцена и олигоцена оформляется Дуклянско-Шипотский антиклинорий и Турьинско-Раховский синклинорий внутренней зоны. Во внешней зоне первого порядка поднятия начались только в конце среднего или позднем олигоцене во внешней антиклинальной зоне, а Центральная синклинальная зона продолжала погружаться «вплоть до конца олигоцена или даже начала миоцена» (Хаин, 1964 б). Поднятия в миоцене осушили всю территорию флишевых Карпат.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В орографическом отношении рассматриваемый регион очень разнороден и сложен. Линия максимальных высот всего среднегорного

сооружения, идущая по цепи Полонинских массивов, расположена почти на всем протяжении значительно южнее (до 25 *км*) главного водораздела Карпат, который проходит преимущественно по низкогорным пространствам и имеет в плане очень изломанную неустойчивую линию (рис. 1).

Рис. 1. Схема неотектоники Закарпатья и Чивчин.
Основные неоструктуры: 1 — Межгорный депрессионный прогиб; 2 — Горганское складчато-надвиговое поднятие; 3 — Ясиня-Верховинский депрессионный прогиб; 4а — Полонино-Утесовое и 4б — Чивчинско-Скуповское сводово-глыбовое поднятие; 5 — предполагаемая Полонинская флексура; 6 — структурные гребни и массивы продольного заложения. Разломы: 7 — Утесово-Мармарошский глубинный разлом.

Поперечные разломы: 8 — первого порядка; 9 — второго порядка; 10 — мелкие разломы.

Разновозрастные ярусы рельефа: 11 — верхнеолигоценово-бурдигальский; 12 — Бурдигальско-нижнетортонский; 13 — нижнесарматский; 14 — нижнеплиоценовый.

Прочие обозначения: 15 — контур вулканической гряды; 16 — Полонина Руна; 17 — Полонина Бюкуска; 18 — Полонина Боржава; 19 — Полонина Красна; 20 — Полонина Свидовец; 21 — Полонина Черногора; 22 — хребет Пневе; 23 — хребет Максимец

Полонинские массивы и расположенные с юга поперечные отроги, ступенями спускающиеся в сторону Закарпатского прогиба, составляют наиболее крупную геоморфологическую зону, названную нами Полонино-Утесовой. К северо-западу от нее находится зона низкогорного рельефа, имеющая вид депрессии, названной нами Межгорной. С севера к Полонинским массивам примыкает Горганское среднегорное сооружение, состоящее из ряда узких гребневидных массивов, преимущественно продольного заложения, разделенных узкими глубокими седловинами. Восточнее Горганского среднегорья к Полонинским массивам подходит вторая низкогорная депрессия — Ясиня-Верховинская. Далее на юго-восток между Ясиня-Верховинской депрессией и Полонинскими масси-

вами в виде клина расположена Чивчинско-Скуповская зона среднегорного рельефа. В пределах этой зоны наблюдаются две ветви продольных массивов. Продольные хребты Пневе и массивы Шурын-Яворник, по которым проходит линия максимальных высот данной зоны, являются прямым продолжением Полонины Черногоры, но лежат на более низких абсолютных высотах. Вторая ветвь продольных массивов протягивается вдоль северо-восточного края зоны и примыкает к Полонинам под углом в месте их поворота.

Взаимоотношения орографии и структуры в целом характеризуются прямым отражением крупных структур в рельефе, указывающих на их унаследованное развитие, но в пределах каждой зоны взаимоотношение отдельных форм рельефа со структурами имеет свои особенности.

В Горганской зоне отдельные массивы соответствуют антиклинальным складкам или части одной складки, разрезанной поперечными реками. Размер и форма массивов всецело определяются структурной формой. Наклон массива в ту или иную сторону зависит от направления погружения оси складки. Но вместе с тем только у некоторых массивов наблюдается прямое совпадение линии максимальных высот и осевой линии складки. В большинстве же случаев полного совмещения их не происходит. Объясняется это двумя причинами. Во-первых, иногда вдоль осевой линии складки выходят более мягкие породы и тогда в случае симметричной складки в своде ее развивается понижение, а в случае асимметричной складки — гребень массива проходит по плотному пласту крыла складки. Во-вторых, линия максимальных высот смещается, когда реки одного склона более активны, чем противоположного — причиной являются новейшие тектонические перекосы. Глубокие продольные седловины между массивами всегда совпадают по форме с синклинальными структурами. Поверхность же их значительно переработана эрозией.

В пределах Межгорной и Ясиня-Верховинской депрессий мелкие антиклинальные складки в рельефе не выражены. Междуречные пространства имеют аструктурный характер, но контуры депрессий соответствуют форме синклиналей, а уклоны вершинных поверхностей междуречий — направлению погружения структуры.

В Полонино-Утесовой зоне междуречные пространства по своему генезису делятся на два типа — структурные поверхности Полонинских массивов, имеющих продольное заложение и занимающих узкую полосу на севере, и эрозионно-денудационные формы поперечных отрогов, занимающих все остальное пространство междуречий. Каждый Полонинский массив не представляет собой самостоятельной структурной единицы. Структурный характер полонинских поверхностей наиболее отчетливо устанавливается на Полонине, Руне и Полонине Свидовец, где угол между дневной поверхностью и пологозалегающими пластами пород не превышает 2—3°. Поверхности всех Полонинских массивов наклонены на юго-запад, что соответствует преобладающему падению пород.

Относительные колебания высот в пределах каждой поверхности очень незначительны и объясняются четвертичным нивальным и эрозионным расчленением поверхностей. По морфологии они резко отличаются от форм рельефа междуречий поперечных отрогов и, как уже указывалось, по мнению автора (Пиотровская, 1965), Полонинские массивы не имеют признаков горстового происхождения, как это считает Гофштейн (1964). Вместе с тем тесная прямая зависимость положения полонинских поверхностей от структурных особенностей слагающих их пород

дает основание предполагать, что они имеют тектоническое происхождение, т. е. являются наиболее древними формами исходной тектонической поверхности.

Таким образом, рассмотреннсе взаимоотношение орографии и структур показывает, что наиболее четко структурные формы выражены в Горганской зоне и наименее четко в Полонино-Утесовой. Вместе с тем в Полонино-Утесовой зоне наиболее полно развита «лестница» эрозионно-денудационных поверхностей, составляющих разновозрастные ярусы рельефа.

Прежде всего отметим, что современные долины в разных зонах имеют различную глубину. Так, в пределах Межгорной и Ясиня-Верховинской зон, где расположены верховья рек, глубина долин довольно равномерная и не превышает 200 *м*. В Полонино-Утесовой зоне выдержанную глубину и морфологическое единство имеют только отдельные продольные долины, которые длительно, унаследованно развивались (р. Жденевка и р. Белая Тиса). Глубины же поперечных рек меняются вниз по течению от 600—500 *м* на севере до 200—150 *м* на юге. При этом в Полонино-Утесовой зоне в поперечных реках террасы относительной высоты 300—350 *м* вниз по течению выходят на междуречные пространства и образуют современные ступенчатые водоразделы. Наиболее четко это выражено на южных отрогах Полонины-Боржавы, в бассейне р. Боржавы и отчасти в бассейнах рек Теребли и Тересвы. Ступенчатый рельеф современных водоразделов наиболее характерен для бассейнов рек, которые долго имели унаследованное поперечное заложение (р. Боржава). При сопоставлении террас поперечных и продольных рек длительного заложения видно, что ряд высоких террас продольных долин соответствует ступеням на водоразделах в бассейнах поперечных долин. Большей же частью реки Полонино-Утесовой зоны на ранних стадиях развития многократно меняли свое положение, формируясь то в продольных, то в поперечных долинах. Древние террасы поперечных долин и отдельные брошенные участки днищ продольных долин образуют сложно-расчлененный рельеф современных водоразделов.

В междуречье р. Черной Тисы и р. Тересвы расположен наиболее крупный брошенный отрезок речного бассейна продольной долины. Два разновозрастных комплекса древних эрозионно-денудационных форм речных долин, составляющих слабоволнистые флювиальные денудационные равнины, соответствуют двум верхним комплексам террас, развитым в современной долине р. Белой Тисы.

Таким образом, морфология междуречий позволяет расчленить их по возрасту относительно друг друга. Данные картирования показывают, что в Полонино-Утесовой зоне ниже поверхностей Полонинских массивов развиты три разновысотных комплекса древних эрозионно-денудационных речных форм, группирующихся в три разновозрастных яруса, ранее названных автором раховским, белотисинским и кичерским (Пиотровская, 1964). В самой западной части зоны на междуречье выходит еще один уровень террас относительной высоты 220—250 *м*. Но эти поверхности не образуют регионального яруса в пределах зоны, а фиксируют собой лишь положение продольных долин этого возраста (завигорлатский ярус).

В понятие ярус включаются эрозионные останцы древних террас, днищ долин и привязанных к ним склонов, т. е. вся сумма эрозионно-денудационных форм, которые формировались при одном базисе эрозии. Эти ярусы являются аналогом денудационных поверхностей в понимании Спиридонова (1962) и, в основном, соответствуют денудацион-

ным уровням поверхности выравнивания в трактовке Цыся (1953). Генетически наиболее точно они могут быть определены как остаточные поверхности, по терминологии В. Пенка.

Положение разновозрастных ярусов рельефа междуречий Полонино-Утесовой зоны в плане показывает, что каждый ярус имеет различную степень сохранности, т. е. занимает разные площади вдоль фронта сооружения (Пиотровская, 1964). В Полонино-Утесовой зоне намечается тенденция выклинивания более древних ярусов к западу и к югу. Извилистый южный край каждого яруса и останцы вдоль него имеют эрозионный облик. Каждый последующий ярус с юга разрушался путем регрессивного врезания рек всех более молодых циклов. Но вместе с тем общая ширина яруса обусловлена тектоническими движениями, которые определяют его поднятость и «недосягаемость» для регрессивного врезания, в результате чего и происходит консервация в верхних ярусах рельефа древних форм. На отдельных отрезках южная граница яруса является тектонической и прямо определяется продольными разрывами, как например, по южному склону горы Кобыла.

Три яруса эрозионно-денудационных форм отражают собой крупные ритмы поднятий горного сооружения. Анализ коррелятных отложений Закарпатского прогиба (Пиотровская, 1964) позволяет считать, что формы раховского яруса имеют гельветско-нижнетортонский возраст, формы белотисинского яруса — нижнесарматский возраст и формы кичерского яруса — нижнеплиоценовый возраст.

Горганская, Межгорная и Ясиня-Верховинская зоны расчленяются верховьями тех же рек, что и Полонино-Утесовая зона. Единство речной сети дает возможность провести сопоставление строения междуречья этих зон. Устанавливается, что два верхних комплекса террас и эрозионно-денудационных форм, входящих в раховский и белотисинский ярусы, не имеют аналогов в Межгорной зоне. Формы кичерского яруса также не имеют прямых аналогов, но на близких абсолютных высотах в Межгорной зоне расположены плоские широкие седловины и террасы. Следовательно, во время формирования трех ярусов Полонино-Утесовой зоны Полонинские массивы представляли собой главный водораздел карпатских рек.

Современные низкогорные водоразделы Межгорной зоны имеют очень расчлененный рельеф, что является следствием крупных перестроений продольной долинной системы на поперечную. От древней продольной системы сохранился всего лишь один ярус поверхностей, представляющих собой древние днища, расположенные на абсолютных высотах 900—800 *м*, который был назван автором ранее воловецким (Пиотровская, 1964). В северо-восточной части депрессии над ним возвышается, всего на 100—150 *м*, реликтовая останцово-сопочная денудационная поверхность, не сохранившая следов древних речных форм и именуемая межгорной.

В литературе высказано два противоположных взгляда относительно стока древней продольной долины этой зоны. Ермаков (1948) выделял «Верховинскую продольную долину», которая, по его мнению, имела сток на северо-запад вдоль депрессии, а затем пересекала Полонины и проходила вдоль современной долины р. Жденевка и далее на северо-запад в долину р. Уж. По мнению Цыся (1963), древняя продольная долина имела сток на юго-восток и днище ее располагалось на высоте 600 *м*. Картирование, проведенное автором, позволяет следующим образом представить себе историю развития гидросети в пределах Межгорной зоны. На уровне древних днищ продольной долины, составляющих воловецкий ярус, сток шел в северо-западном направлении,

что отчетливо устанавливается по их поведению в продольном профиле депрессии. Этот ярус представляет собой собственно один единственный уровень продольной долины. Остатки же днищ, которые развиты в полосе Полонинских массивов в бассейне р. Латорицы, отнесенные Ермаковым к этому же циклу продольной долины, расположены на абсолютных высотах 700—680 *м*, отделены от воловецкого яруса более чем стометровым склоном и принадлежат уже более молодому этапу развития гидросети. Все остатки брошенных речных долин, лежащие ниже воловецкого яруса, не представляли собой единой продольной долины в пределах депрессии, разделялись частными водоразделами, распадаясь на ряд бассейнов, и имели сток на юг через Полонинские массивы. Так в юго-восточной части зоны остатки древней речной сети следующего, после воловецкого, яруса лежат на абсолютных высотах междуречья 780—800 *м*. Днища древних долин этого яруса в бассейне р. Теребли не переходили через современные водоразделы р. Рики и р. Теребли в пределах зоны и имели сток через Полонинские массивы, но не по современной долине р. Теребли, а северо-западнее между двумя небольшими массивами в бассейне р. Рики. В пределах современного бассейна р. Рики существовал еще один частный водораздел, ныне разрушенный (вблизи с. Соймы). К юго-востоку от него шел сток в бассейн р. Рики, а к северо-востоку — в р. Латорицу. Днища долин этого яруса занимают абсолютные высоты 760—700 *м* на современном междуречье. К этому же ярусу относится поверхность водораздела р. Вечи и р. Рики.

Миграция речной сети в бассейне р. Латорицы в пределах Межгорной зоны происходила вплоть до нижнечетвертичного времени. Так, по положению в продольном профиле реки устанавливается, что верхнеплиоценовая терраса, связывающая обе зоны в южной части Полонино-Утесовой зоны, имеет относительную высоту 220—250 *м* и сливается с уровнем брошенных долин Межгорной зоны, лежащих на абсолютной высоте около 700 *м*. Следующая, более молодая, терраса (отн. выс. 150 *м*) на юге Полонино-Утесовой зоны сливается с уровнем днищ Межгорной зоны, лежащих на абсолютных высотах — 600 и 620 *м*. Этому уровню соответствует поверхность современного водораздела Латорицы и Вечи (точнее, р. Славки и р. Вечи). В бассейне р. Рики и р. Теребли террасы этих уровней входят уже в современные долины рек. Из описанного расположения древних террас и днищ в пределах Межгорной депрессии явствует, что миграция речных долин была более сложной, чем описано Цысем, и продольная долинная система собственно депрессии имела северо-западное направление.

Воловецкий ярус Межгорной зоны и Кичерский ярус Полонино-Утесовой зоны близки по времени образования, так как расположены оба непосредственно над верхнеплиоценовой террасой. Воловецкий ярус венчает водораздельные массивы Межгорной зоны, указывая, что формы рельефа, древнее нижнего плиоцена, здесь срезаны. Исключение составляет лишь небольшая по площади межгорная поверхность, которая по времени формирования должна соответствовать раховскому и белотисенскому ярусам вместе и относиться к миоцену.

Аналогичное строение имеет и Ясиня-Верховинская зона с той только разницей, что терраса р. Черной Тисы, связывающая эту зону с Полонино-Утесовой, имеет здесь нижнечетвертичный возраст. Это указывает на то, что до этого времени Полонины Свидовец и Черногора оставались главным водоразделом, а в Ясинской зоне основное пространство водораздела было занято верхнеплиоценовыми террасами продольной долинной системы, имевшей сток на юго-восток.

В Горганском среднегорном сооружении долинная сеть имеет очень молодой облик. Крутые склоны долин последнего цикла врезания в участках пересечения ими высоких массивов-антиклиналий достигают глубины 400 *м* (при общей глубине 800—900 *м*), а в участках пересечения седловин-синклиналей — 200 *м* (при общей глубине 300—400 *м*). Склоны долин очень слабо террасированы. Из террас, развитых ниже по течению рек, уже в пределах Межгорной и Полонино-Утесовой зоны местами прослеживается терраса нижнечетвертичного времени (отн. выс. 100—150 *м*). По склонам водораздельных массивов встречаются лишь мелкие перегибы, не составляющие каких-либо единых ярусов рельефа.

Чивчинско-Скуповская зона принадлежит бассейну р. Прут северо-восточного склона Карпат. Крупные реки здесь имеют поперечное заложение. В северо-восточной части зоны преобладают линейно-вытянутые массивы, соответствующие отдельным моноклиналям чешуй, а в юго-восточной — две ветви продольных массивов с отходящими от них поперечными отрогами. Граница между этими типами рельефа проходит по поперечному отрезку долины р. Черный Черемош. Продольные массивы и поперечные отроги имеют четко выраженное ступенчатое строение. На склонах продольных массивов развита серия террас, соответствующих ступеням поперечных отрогов. Все эрозионно-денудационные формы также группируются в три яруса (включая вершинную поверхность хребта Пневе). Ярусы поперечных отрогов хребта Пневе закономерно замещаются более молодыми к югу. На юго-западном склоне хребта Максимец расположены террасы, образующие «лестницу», соответствующую ярусам поперечных отрогов хребта Пневе. Превышение ярусов друг над другом здесь меньшее, чем в Полонино-Утесовой зоне и в целом они занимают иные абсолютные высоты. Но поскольку ниже третьего яруса расположена терраса, относящаяся к верхнеплиоценовому времени, как и в Полонино-Утесовой зоне, и общее количество эрозионно-денудационных ярусов у них одинаковое, постольку можно считать их одновозрастными.

Таким образом, приведенное описание показывает, что количество и взаимное расположение ярусов в плане в разных зонах различно. Ярус создан комплексом эрозионно-денудационных форм, привязанных к единому базису эрозии, т. е. объединенных одним этапом колебательных тектонических движений. Поэтому каждый ярус может рассматриваться как единая уровенная, тектонически обусловленная поверхность. Анализ ярусов горного рельефа дает возможность установить характер новейших движений и выявить основные неоструктуры.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ

Сопоставление строения геоморфологических зон показывает, что каждая из них характеризуется значительной дифференциацией движений за миоцен-плиоценовое время. Вследствие этого геоморфологические зоны можно считать одновременно и неотектоническими. Наибольшего размаха движения достигли в Полонино-Утесовой зоне, где линия максимальных высот занимает отметки 1300—2000 *м*. Все ярусы сохраняются в рельефе, располагаясь только к югу от линии максимальных высот и образуя «лестницу». Это указывает, что Полонино-Утесовая зона испытывала резко асимметричное устойчивое прерывисто-непрерывное поднятие большого градиента.

Естественно считать, что асимметрия зоны определялась активностью северного глубинного разлома, определившим поднятие Средне-

Карпатской кордильеры с одновременным погружением вдоль южного глубинного разлома Утесовой зоны. С погружением Утесовой зоны, вероятно, и связана ее повышенная сейсмичность.

Помимо основного тектонического наклона сооружения к югу наблюдается снижение его и к северо-западу. Так, высоты Полонинских массивов на западе составляют 1300—1400 *м*, а на юго-востоке 1800—2000 *м*. В целом это определяется подъемом складчатых структур на юго-восток. Вместе с тем интересно отметить, что наиболее древняя структура Раховского кристаллического массива, сложенная наиболее древними породами и расположенная в юго-восточной части Полонино-Утесовой зоны, испытывала наименьшее поднятие и в настоящее время занимает наиболее низкие абсолютные высоты.

Чивчино-Скуповская зона характеризуется меньшим поднятием — максимальные высоты здесь достигают 1500—1700 *м*. Если в Полонино-Утесовой зоне ярусы подняты относительно друг друга на 300 *м*, то здесь — не более 200 *м*. Нижнеплиоценовые ярусы расположены на разных относительных высотах по отношению к линии максимального поднятия Карпат, в Полонино-Утесовой зоне — на 900—1200 *м*, а в Чивчинско-Скуповской — на 600—800 *м*.

Между отрогами хребта Пневе и хребтом Максимец ближе к северо-восточному краю зоны проходила продольная долина, заложившаяся по оси наибольшего прогибания, к которой приурочены наиболее молодые толщи мела и палеогена. Чивчинско-Скуповская зона также испытывала устойчивое прерывисто-непрерывное поднятие, но с меньшим перекосом и с меньшей амплитудой движения в каждый отдельный этап, чем Полонино-Утесовая зона.

С севера обе зоны ограничиваются единым, прямым крупным региональным склоном высотой 600—800 *м*. Этот склон разграничивает зоны устойчивых поднятий и преобладающих опусканий. К югу от него, в пределах Полонино-Утесовой и Чивчинско-Скуповской зон, между линией максимальных высот первичного Полонинского водораздела и верхнеплиоценовой террасой развиты три яруса рельефа, а к северу от него, в Межгорной и Ясиня-Верховинской зонах — в основном один ярус. Склон расположен вдоль Средне-Карпатского глубинного разлома и, скорее всего, представляет собой флексуру, осложненную, вероятно, сбросами миоценового и первой половины плиоценового времени.

В целом Полонино-Утесовая и Чивчинско-Скуповская зоны представляют собой крупный, линейно вытянутый свод с редуцированным северо-восточным крылом (Чивчинско-Скуповская зона) и полно развитым юго-западным (Полонино-Утесовая зона). Одновременно обе зоны можно объединить в южную неотектоническую область, для которой характерно асимметричное, прерывистое, сводовое поднятие.

В пределах Межгорной зоны нижнеплиоценовый ярус расположен на 900—1000 *м* ниже линии максимальных высот и занимает почти все пространство, а более древние ярусы срезаны. Это указывает, что в течение миоцена и первой половины плиоцена Межгорная зона испытывала относительное опускание.

Интересно отметить, что в пределах этой прогибающейся зоны все более молодые уровни брошенных продольных долин смещались к югу в сторону Полонинского склона. Это указывает на смещение оси продольного прогибания к югу. Затем в четвертичный этап она опять переместилась севернее, судя по положению современных русел, располагающихся почти по центру депрессии.

Как уже отмечалось, Ясиня-Верховинская депрессия характеризо-

валась более длительным развитием продольной долинной сети, что определялось более устойчивым ее прогибанием. Линия максимальных высот расположена на 1000—1200 *м* выше ее вершинного яруса.

В пределах Ясиня-Верховинской зоны также наблюдается миграция древних долин продольного заложения. Причем в противоположность Межгорной зоне более древние ярусы остатков речной сети примыкают к Полонинским массивам, а молодые смещены к северу, что указывает на миграцию оси продольного прогибания к северу.

Межгорная и Ясиня-Верховинская зоны — крупные депрессионные прогибы, соответствующие синклиналям, сложенным наиболее молодыми отложениями олигоцена, переходными от флишевой к молассовой формации. Линия наибольших поднятий здесь достигает 800—1000 *м*.

Особое строение имеет Горганская зона.

Полное отсутствие древних эрозионных форм рельефа на тех же абсолютных высотах и при том же геологическом субстрате, что и в Полонино-Утесовой зоне может указывать только на разрушение их молодыми подвижками. Поэтому геоморфологическое строение дает основание считать, что складчато-надвиговые движения продолжались здесь в миоценовое время. Горганская зона представляет собой сложно построенное складчато-надвиговое поднятие, разделяющее депрессионные прогибы, в котором отдельные антиклинали, осложненные надвигами, соответствуют гребневидным массивам, а синклинали — продольным седловинам. Поскольку вершинные поверхности седловин Горганской зоны сливаются с воловецким ярусом Межгорной зоны, можно думать, что они также имеют нижнеплиоценовый возраст, а складчато-надвиговые движения относятся к миоценовому времени. Максимальные поднятия достигают здесь 1800 *м*.

Таким образом, из последних трех зон каждая представляет собой самостоятельную структуру и имеет более тесную связь со складчатыми движениями. Соответственно эти три зоны можно объединить в Северную неотектоническую область резко дифференцированных движений.

ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗЛОМЫ И БЛОКИ

Особенности локальных движений в горах устанавливаются по совокупности геоморфологических признаков (Костенко, Николаев, 1962; Философов, 1960—1963; Хаин, 1964 а).

Анализ геоморфологической карты уклонов продольных профилей, применение ряда морфометрических методов, а также данные геологического картирования и геофизических исследований дали возможность выделить крупные поперечные разломы и поднятые и опущенные блоки относительно них. Так, прежде всего, всю территорию Полонино-Утесовой зоны можно разделить на три крупные части (блока) двумя поперечными депрессиями. Восточная депрессия, расположенная в бассейне рек Рики—Теребли, имеет ширину 5—7 *км*. Вторая, западная в бассейне р. Латорицы имеет ширину около 20 *км*. Как уже рассматривалось ранее рядом исследователей и автором (Высоцкий, 1961; Жуков, 1961; Пиотровская, 1963, 1964), эти депрессии соответствуют крупным поперечным разрывам первого порядка. По данным дешифрирования, а также геологического и геоморфологического картирования установлено, что они представляют собой в общем плане строения грабены. Серия параллельных нарушений, часто взаимно пересекающихся, создает ряд ступенчато расположенных мелких блоков. Необходимо отметить, что единый Рико-Тереблинский разлом фиксируется только по геофизическим данным, в рельефе же намечается несколько крупных разломов,

которые разбивают Полонины на ряд небольших массивов и вызывают большую дробность рельефа в целом. Наиболее крупными из разломов являются два: северо-северо-западный, идущий вдоль правого крупного притока р. Рики ключа Широкого и далее по самой Рике, и северо-северо-восточного, протягивающегося вдоль р. Теребли. В месте пересечения их и ряда более мелких, в крайней южной части междуречья реки Рики и Теребли, Утесовая зона оказывается погруженной. Это дает основание думать, что поперечные разломы имеют глубокое заложение. Анализ поведения ярусов рельефа в продольном профиле горного сооружения (Пиотровская, 1964) показывает, что в местах восточного и западного грабенов происходит смещение единого высотного уровня Полонин и в большей части перекосы всех нижних ярусов. Таким образом, поперечные разрывы первого порядка делят территорию на три крупных блока первого порядка, или три глыбы.

Восточный блок первого порядка разбивается еще на три блока второго порядка восточным разломом второго порядка, который проходит вдоль поперечного отрезка р. Тисы, а западный — в своей северной части по поперечному отрезку р. Тересвы и в южной — по восточной границе Закарпатского прогиба. Этот разлом наиболее четко фиксируется по контакту моласс и флишевых толщ. В пределах Полонино-Утесовой зоны относительно него происходит значительное выдвигание Полонины-Свидовец к северу. Тектоническая граница Северной и Южной областей испытывает в этом месте значительное смещение и представляет собой, скорее всего, уже не флексуру, а разрыв. В пределах каждого из трех блоков как вершинная поверхность Полонинских массивов, входящих в этот блок, так и продольные профили нижележащих ярусов деформируются. От Чернотисенского разлома к западу ярусы сходятся, а вблизи самого разлома имеют максимальное расхождение в высотах.

Блок, ограниченный Чернотисинским и Тересвенским разломами, является поднятым, и поверхности двух верхних ярусов занимают все пространство междуречья. При этом они образуют не лестницу, обращенную к югу, а продольное понижение в центральной части поперечных отрогов. Блок к востоку от р. Черная Тиса является опущенным, что устанавливается по отсутствию раховского яруса и уменьшению абсолютных высот белотисенского яруса. Блок, расположенный между р. Тересвой и р. Тереблей, испытывает наклон на восток, выявляется по уклону вершинной поверхности Полонины Красной и всех трех нижних ярусов, которые вопреки общему наклону сооружения на запад наклоняются на восток.

Центральный блок первого порядка менее нарушен. По данным дешифрирования и ряду других признаков, намечаются две взаимно пересекающиеся серии разрывов, из которых меридиональная на юге совпадает с Хустским разломом Закарпатского прогиба, вдоль которого расположен меридиональный отрезок Вигорлат-Гутинской вулканогенной гряды. Северо-восточная серия разрывов подходит к Бужорскому вулкану и по простиранию совпадает с Иршавским разломом Закарпатского прогиба [1]. Рассмотренные серии разрывов, читаемые только по рельефу, безусловно, представляют собой два крупных разлома. В противоположность предыдущим разломам они не рассекают Полонины, а лишь несколько деформируют Полонину-Боржаву: вершинная поверхность массива между ними образует крупное понижение и мелкую раздробленность поверхности, не имеющую связи с эрозионным расчленением.

[1] См. в этом же сборнике статью Зайцевой и Пиотровской.

Западный блок первого порядка имеет наиболее сложное и дробное строение. Прежде всего здесь выделяется несколько разобщенных Полонинских массивов, которые по ряду геолого-геоморфологических данных (Пиотровская, 1965) имеют горстовое строение. Восточная и северная части территории разбиты на ряд блоков третьего и четвертого порядка. К западу от Полонины Руны в бассейне р. Ужа геологическим и геоморфологическим картированием устанавливается целый ряд поперечных разломов, которые определяют конфигурацию речной сети и снижение высот междуречных пространств. В северной части блока расположена продольная морфологическая депрессия, в юго-западной части которой протекает река Жденевка. Эта депрессия представляет собой зону устойчивого опускания. Юго-западный склон Полонины Бюкуски и северо-восточный склон горы Острой, ограничивающие эту депрессию, имеют тектоническое заложение, так как развиты вдоль крупных разрывов.

Почти все крупные поперечные разломы испытывали подвижки вплоть до верхне-четвертичного времени. Вдоль некоторых из них расположены мелкие блоки, такие, как Турья-Быстринский, Оленевский, Керецкий (Пиотровская, 1963).

Таким образом, ведущую роль в строении Полонино-Утесовой зоны играют крупные и мелкие поперечные разломы.

Чивчинско-Скуповская зона, делящаяся на два крупных участка, также имеет ряд признаков блокового строения. Линия максимальных высот района проходит по хребту Пневе. Он хотя и представляет прямое продолжение Полонины-Черногоры, но отделен от последней двумя крупными уступами общей высотой 400 *м*. По одному из уступов (юго-восточный склон горы Шурын) расположен крупный оползень. Большая крутизна склонов и резкие перепады высот на коротком расстоянии дают основание предполагать, что здесь проходит крупный поперечный разлом. К юго-востоку от Б. Черемоша по степени сохранности ярусов и положению их в плане намечается несколько блоков, из которых наиболее высоко поднятой является центральная часть Чивчинского кристаллического массива, четко ограниченная разломами.

В пределах депрессионных прогибов поперечные разломы устанавливаются плохо. Из всех крупных поперечных разломов, прослеженных в Полонино-Утесовой зоне, по данным дешифрирования в Межгорной зоне наиболее четко фиксируется Рикский разлом северо-западного простирания. Причем он здесь как бы затухает, образуя пучек мелких разломов. Вблизи Межгорья к нему приурочено большое количество минеральных источников, фонтанирующих даже в самом русле. Дебит источников очень высокий. Разломы северо-восточного направления в депрессии не читаются.

В пределах Горганской зоны вновь прослеживаются поперечные разломы, которые совпадают по простиранию с северо-восточными разломами Полонино-Утесовой зоны. При этом блок, ограниченный разломами северо-восточного направления, идущими вдоль рек Брустуранки и Мокранки, является более поднятым и имеет сложное строение. Долины-синклинали здесь значительно редуцированы, гребневидные водоразделы имеют очень изломанную линию. В западном блоке отдельные надвиги выражаются в рельефе.

Большая дифференциация движений, характерная для миоценового и нижнеплиоценового времени, не характерна для верхнеплиоценово-четвертичного этапа. С начала верхнего плиоцена происходит окон-

чательное прорезание Полонин реками Южного склона и перестроение продольной гидросети на поперечную. Это характерно как для Южной, так и для Северной области. После перестроения области относительных опусканий включаются в общее поднятие единого свода. Начиная с верхнеплиоценовой террасы все более молодые имеют одинаковые относительные высоты как в пределах Полонино-Утесовой зоны, так и в депрессиях. Необходимо отметить, что вопреки распространенному мнению (Алферьев, 1948; Гофштейн, 1964; Раскатов, 1957) не наблюдается большого роста относительных высот террасс по мере продвижения в горы. В отдельных участках локальных подвижек происходят расщепления террас, но общий характер высот не нарушается. Это характерно для террас обоих склонов Карпат, что дает возможность сопоставить их между собой. Исключением является лишь Горганская зона, где террасы даже самые молодые (верхнечетвертичные) имеют более высокие цоколи, чем в Полонино-Утесовой зоне.

Сравнение характера новейших движений по зонам показывает, что наиболее активными они были в поднимающихся зонах. Поднятие Южной области в целом как бы компенсировалось прогибанием Северной, которая в свою очередь осложнилась молодым складчато-надвиговым поднятием.

Дифференциация движений по зонам является результатом крупнорегиональных колебательно-волновых движений орогенного типа.

ЛИТЕРАТУРА

Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1948, вып. 1.

Высоцкий Б. П. К геоморфологии бассейна рек Теребли и Рики. «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1961, № 1.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев, 1964.

Ермаков Н. П. Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат. «Тр. Львовск. геол. о-ва», сер. геол., 1948, вып. 1.

Жуков М. М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 7.

Костенко Н. П. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций (на примере Средней Азии). Сб. «Современные движения земной коры», № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.

Пиотровская Т. Ю. Некоторые особенности новейших тектонических движений Западного и Центрального Закарпатья в связи с размещением ртутного оруденения. «Тр. Ин-та ЦНИГРИ», 1963, № 54.

Пиотровская Т. Ю. Особенности строения рельефа горной области Закарпатья, обусловленные неотектоническими движениями. «Вестн. Моск. ун-та», 1965, № 5.

Пиотровская Т. Ю. Формирование рельефа Полонин на Карпатах. «Вестник Моск. ун-та». 1965, № 5.

Раскатов Г. И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. «Землеведение», 1957; сб. МОИТ, нов. сер., т. 4 (II, 4).

Спиридонов А. И. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. «Геол. МОИП», отд. геол., 1952, т. 27, вып. 1.

Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.

Философов В. П., Черняев Ю. В. Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники в складчатых областях. Сб. «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Саратов, 1963.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964а.

Хаин В. Е. Советские Карпаты. В сб. «Международный геологический конгресс». М., «Наука» и «Недра», 1964б.

Цысь П. И. Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат. «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1957, № 4.

Цысь П. И. О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозионное расчленение Советских Карпат. «Геогр. сб. Львовск. геогр. о-ва», 1963, № 7.

С. Г. РУДАКОВ

О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ В ЧИВЧИНСКИХ ГОРАХ

В пределах Чивчинского кристаллического массива в последние годы выявлены три главные группы гранитоидных интрузий, различающихся как временем образования, так и особенностями геологического положения. Эти группы интрузий принадлежат к единому тектоно-магматическому циклу в геосинклинальном развитии Восточных Карпат, отвечая различным его стадиям. Метаморфизованные гранит-порфиры, ортогнейсы типа Рарэу-Черный Див и биотитовые плагиограниты представляют собой самостоятельные интрузивные комплексы, состоящие из пород, обладающих возрастной близостью между собой и обособленных по времени формирования от пород другого комплекса. Породы одного комплекса связаны друг с другом парагенетическими отношениями и общностью геологической обстановки их формирования. Различной оказывается и металлогеническая характеристика гранитоидов Чивчинских гор, принадлежащих к разным интрузивным комплексам. Общая характеристика интрузивных комплексов приведена в табл. 1, а химический состав пород из различных комплексов — в табл. 2.

Самыми древними гранитоидами Чивчинских гор являются метаморфизованные гранит-порфиры, слагающие два небольших тела, видимо, штокообразной формы в районе горы Малый Ластун и на хребте Прелучном. Площадь их выходов на поверхность составляет соответственно 0,75 и 0,30 *кв. км*. Породообразующие минералы представлены кварцем, альбитом, серицитом и биотитом, из акцессорных встречаются циркон, титанит и цоизит. К более поздним минеральным образованиям относятся хлорит, развивающийся по биотиту, и вторичные серицит и альбит по первично более основным плагиоклазам. Характерны гранолепидобластовые структуры, сохраняющие реликты гранит-порфировых структур, причем вкрапленники представлены голубовато-фиолетовым кварцем (величиной до 4—5 *мм*), белым плагиоклазом (до 10—12 *мм*) и реже темно-коричневым биотитом (до 2 *мм*). Вкрапленники часто корродируются мелкозернистой основной тканью. Типичными являются массивные, реже встречаются гнейсовые текстуры.

Обращает на себя внимание приуроченность тел метаморфизованных гранит-порфиров в Чивчинах к полям развития древних вулканогенных пород баласинувской свиты. У контактов наблюдаются узкие зоны брекчирования вмещающих пород. В пользу генетической связи интрузивных и эффузивных разностей кислых магматических пород свидетельствует и близость их химических составов. Возможно, что гранит-порфировые разности являются так называемыми «корнями» древнего эффузивного комплекса, состоящего ныне из кварцевых порфироидов и кристаллокластических туффоидов. Аналогичная парагенетическая

Таблица 1

Сравнительная характеристика гранитоидов интрузивных комплексов Чивчинских гор

Интрузивные комплексы	Возраст	Строение пород: минералогический состав: породообразующие минералы	Строение пород: минералогический состав: акцессорные минералы	Строение пород: минералогический состав: вторичные минералы	Строение пород: структуры	Строение пород: текстуры	Строение пород: метаморфические изменения	Особенности геологического положения: связь с определенными комплексами и определенными структурами	Особенности геологического положения: характеристика контактов со вмещающими породами	Принадлежность к определенному формационному типу магматических пород	Географическое распространение
Биотитовые плагиограниты	средний поздний карбон	кварц, альбит, биотит	апатит, циркон, рудный минерал	изредка хлорит	средне- и крупнозернистые гранитовые	массивные	отсутствуют	приуроченность к зоне глубинного разлома	рвущие контакты с узкими зонами гранитизации, ксенолиты вмещающих пород	формация посттектонических кислых и щелочных гранитоидов	Чивчины: Хребет Черный Див
Ортогнейсы типа Рарэу и хр. Черный Див (очковые и др. разности)	конец раннего карбона	кварц, микроклин, альбит, мусковит, биотит	апатит, циркон, гранат, магнетит	хлорит, серицит, эпидот, соссюрит	среднезернистые гранобластовые и лепидогранобластовые, частопорфиробластовые	гнейсовые	согласное со сланцеватостью вмещающих пород разгнейсование; катаклаз	приуроченность к зоне глубинного разлома	отчетливая контактово-метаморфическая зональность	формация гранитных батолитов	Чивчины: Хребет Черный Див, долина р. Черный Черемош Раховский массив: гор. Менчул, Камень-Клевка Румынск. Вост. Карпаты: гнейсы Рарэу, Грабен, Аньеш, Ребришоара
Метаморфизованные гранит-порфиры	девон (?)	кварц, альбит, серицит, биотит	циркон, титанит, цоизит	хлорит по биотиту, альбит и серицит по плагиоклазу	гранолепидобластовые; реликтовые гранит-порфировые	массивные, иногда гнейсовые	катаклаз	приуроченность к полям метаморфизованных вулканогенных пород	брекчирование у контакта	интрузивная фация кварц-кератофировой формации	Чивчины: гора Мал. Ластун, хребет Прелучный Раховский массив: с. Костылевка Рум. Восточн. Карпаты: долина р. Барнар

ассоциация пород наблюдается и в Бистрицких горах Румынии, например, в долине р. Барнар. Наряду с породами, полностью аналогичными метаморфизованным гранит-порфирам Чивчинских гор, здесь имеются разности с лучшей сохранностью первичного биотита, не затронутого последующей хлоритизацией. Оба типа пород описаны М. Савулом и Г. Мастаканом (1952) под названием гнейс-порфироидов. Метаморфизованные гранит-порфиры Чивчин представляют собой частично диафторированные разности. На Раховском массиве, вблизи с. Костылевка, обнаружены как неизмененные, так и диафторированные разновидности.

Согласно Ю. А. Кузнецову (1964) конкретные магматические комплексы могут быть отнесены к определенному формационному типу, который обобщает главные особенности, свойственные магматическим комплексам определенных геологических структур на определенных стадиях развития. С этой точки зрения парагенетически связанные древние кислые эффузивы Чивчин (Рудаков, 1964) и интрузивный комплекс метаморфизованных гранит-порфиров принадлежат к кварц-кератофировому формационному типу, представляя соответственно эффузивную и интрузивную фации геосинклинальной магматической формации. Что касается ее возраста, то он предположительно является девонским.

Ортогнейсы типа Рарэу — Черный Див представляют собой продукты метаморфизма нормальных гранитов или гранодиоритов, слагающих второй интрузивный комплекс в Чивчинских горах. Породы этого комплекса, широко известные под названием гнейсов Рарэу (или инъекционных гнейсов), прослеживаются в Румынских Восточных Карпатах на протяжении более 100 *км* вплоть до долины р. Биказ. На Раховском массиве аналогичные ортогнейсы развиты, например, на горах Менчул, Камень-Клевка. Породообразующими минералами являются кварц, микроклин, альбит, мусковит и биотит. Акцессории представлены апатитом, цирконом, магнетитом и гранатом. К вторичным продуктам относятся хлорит, серицит, эпидот и соссюритовый агрегат. Наиболее типичны порфиробластовые структуры пород с мелкозернистыми гранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами основной тка-

ья. Крупные (до 4—5 *см*) овальные порфиробласты сложены розовым микроклином и белым альбитом. Возможно, что эти порфиробласты имеют метасоматическое происхождение. Вокруг выходов ортогнейсов развиты ореолы контактового метаморфизма вмещающих пород, характеризующиеся превращением зеленых сланцев в слюдяные сланцы и иногда в парагнейсы, появлением минералогической ассоциации гранат (альмандин?) — биотит — ставролит. Внутри контактовых ореолов намечается неотчетливая минералогическая зональность: ближе всего к контакту и в зоне эндоконтакта развиты розовые гранаты, дальше располагается зона развития биотита, а в периферических частях ореолов зеленые сланцы часто содержат мелкие порфиробласты альбита. Ширина контактовых ореолов измеряется первыми сотнями метров.

Таблица 2

Химический состав гранитоидов различных интрузивных комплексов Чивчинских гор

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	67,66	65,53	66,91	66,73	68,64	68,64	68,54	65,24
TiO_2	0,75	0,80	1,06	0,25	0,25	0,50	0,53	0,68
Al_2O_3	14,47	14,48	17,39	15,96	14,86	16,85	12,82	13,61
Fe_2O_3	0,46	1,40	5,64	4,93	2,44	0,18	3,30	3,99
FeO	4,88	4,27	3,67	1,01	2,80	4,09	4,64	5,10
MnO	0,02	0,09	0,017	0,01	0,13	0,08	0,10	0,11
MgO	3,60	2,78	0,86	0,87	1,08	2,00	1,70	2,19
CaO	0,40	2,54	1,31	2,86	0,61	0,88	1,00	0,86
Na_2O	2,15	2,26	}	2,29	6,59	2,26	2,46	2,44
K_2O	3,05	2,38	} 5,13	0,93	0,89	2,80	3,16	3,43
P_2O_5	0,21	0,22	0,11	0,57	0,17	0,17	0,15	0,16
H_2O	0,22	0,08	1,47	2,76	1,70	0,08	0,12	0,04
SO_3	0,02	0,14	нет	0,62		0,15	0,21	0,15
п. п. п.	2,74	2,54			0,33	1,90	1,88	2,63
Сумма	100,39	99,43	100,39	98,78	100,29	100,59	100,51	100,63

1—3—интрузивный комплекс метаморфизованных гранит-порфиров: 1—Д-73/4 хр. Прелучный, 2—Д-408-хр. Прелучный, 3—Д-5159 гора Малый Ластун,

4—5—интрузивный комплекс ортогнейсов Рарэу—Черный Див: 4 — Д-21 хр. Черный Див, 5—по Ю. Токэрскому, верховья Черный Черемош;

6—8—интрузивный комплекс биотитовых плагиогранитов, по Л. Р. Казакову (1963);

6—левобережье р. Сараты, 7—правый берег ручья Широкого;

8—левобережье р. Сараты.

По роли в геологической истории и времени внедрения комплекс ортогнейсов Рарэу — Черный Див принадлежит к формационному типу гранитных батолитов, образовавшихся одновременно со складчатостью всей толщи геосинклинальных образований. Складчатая природа этого комплекса доказывается полным согласием план-параллельной ориентировки слюдистых минералов в ортогнейсах и сланцеватости вмещающих пород, а также грубой параллельностью вытянутых тел ортогнейсов складчатым структурам вмещающих пород. Рассматриваемые ортогнейсы прорывают все стратифицированные толщи метаморфиче-

ского комплекса. Одновременным с внедрением пород данного интрузивного комплекса является и региональный метаморфизм, возраст которого определен К — Ar методом по слюдам из зеленых сланцев в 320—330 млн. лет. Очень близким является время внедрения гранитов, установленное по биотиту — 303, 308, 333 млн. лет (определения абсолютного возраста были проведены Э. К. Герлингом в ЛАГЕД АН СССР). Таким образом, формирование интрузивного комплекса ортогнейсов Рарэу — Черный Див имело место в конце раннекаменноугольной эпохи.

Третий интрузивный комплекс Чивчинских гор образуют биотитовые плагиограниты, встреченные в двух небольших по площади (до 0,07 *км*^{2}) выходах на северо-восточном склоне хребта Черный Див, на левобережье р. Сараты. Изверженные породы представляют собой меланократовые разности, состоящие из кварца, альбита и биотита. К акцессорным минералам относятся апатит, циркон и рудный минерал. По биотиту изредка развит вторичный хлорит (Казаков, 1963). Типичными являются средне- и крупнозернистые структуры и массивные текстуры. Характерен рвущий контакт с вмещающими породами, причем в зоне эндоконтакта в теле плагиогранитов наблюдаются угловатые ксенолиты вмещающих сланцев (до 12—15 *см* длиной при ширине в 4—5 *см*), а в экзоконтактовой зоне наблюдаются светлые крупночешуйчатые парагнейсы с крупными (до 10—15 *мм*) порфиробластами темно- и буро-красных гранатов. В отличие от пород второго интрузивного комплекса, биотитовые плагиограниты не обладают ориентированными текстурами и являются дискордантными по отношению к складчатым структурам, чем доказывается, что внедрение плагиогранитов происходило позднее эпохи складчатости и регионального метаморфизма. С другой стороны, выходы этих интрузий трансгрессивно перекрыты триасовыми осадочными породами, с которыми тесно связаны пермские отложения. Таким образом, возраст биотитовых плагиогранитов является среднепозднекаменноугольным.

По особенностям геологического положения интрузивный комплекс биотитовых плагиогранитов принадлежит к ряду интрузивных формаций подвижных геоантиклинальных зон. По схеме Ю. А. Кузнецова, данный комплекс тяготеет к формации субвулканических гранитов, однако его связь с соответствующей наземной вулканической формацией остается неясной. Более подходящим в данном случае является термин «формация посттектонических кислых и щелочных гранитоидов», предложенный В. Е. Хаиным (1964).

В заключение рассмотрим особенности развития магматизма герцинского цикла в связи с эволюцией эвгеосинклинали Восточных Карпат в пределах Чивчинских гор. Стадия начального погружения (Хаин, 1964), кроме накопления мощной толщи глинистых осадков, сопровождалась в девонском (?) периоде образованием кварц-кератофировой формации. Возможно, что излияния лав и внедрения гранит-порфиров происходили по тем же разрывам, которые контролировали прогибание дна бассейна. (Приуроченность магматических проявлений этой формации к крупным продольным разломам отчетливо намечается и в Бистрицких горах, где на протяжении около 40 *км* наблюдается связь порфироидов и метаморфизованных гранит-порфиров с зоной крупного древнего разрыва.) Преимущественно кислый состав как эффузивных, так и интрузивных разностей свидетельствует о принадлежности Чивчин к периферической части геосинклинального прогиба, к зоне намечающегося внутреннего поднятия. Доказательством этого могут служить также сравнительно небольшие мощности герцинских формаций

осадочных пород в Чивчинах[1]. Для предорогенной стадии в Чивчинах (раннекаменноугольная эпоха) характерным является ослабление магматической деятельности, продукты которой представлены ныне лишь редкими прослоями метаморфизованных туффитов среди пород ластунской свиты. Окончание предорогенной стадии знаменуется эпохой общей инверсии, складчатостью и региональным метаморфизмом. С этой эпохой совпадает и главная фаза интрузивного магматизма, имевшая место на рубеже ранне- и среднекаменноугольной эпох. С этой фазой связано формирование соскладчатой формации гранитных батолитов, породы которой превращены ныне в ортогнейсы. Строгая приуроченность тел ортогнейсов к узкой полосе, идущей вдоль края выходов метаморфических пород Восточных Карпат, обусловлена, очевидно, повышенной проницаемостью этой зоны. Простирание названной полосы определяется глубинным разломом, отделяющим ныне Чивчинский кристаллический массив от расположенного севернее флишевого трога. Таким образом, устанавливается, что данный долгоживущий глубинный разлом определяет развитие не только альпийской, но и герцинской геосинклинали в районе Чивчинских гор.

Формация послескладчатых кислых и щелочных гранитоидов средне- или позднекаменноугольной эпохи отмечает собой собственно орогенную стадию герцинского геосинклинального цикла. В Чивчинах отсутствуют генетически связанные с этой формацией образования наземно-вулканической порфировой формации.

Заканчивая рассмотрение интрузивных комплексов Чивчинских гор, следует отметить, что герцинская эвгеосинклиналь Восточных Карпат характеризуется разнообразным магматизмом. Аналоги девонского (?) и раннекаменноугольного интрузивных комплексов Чивчин установлены и на Раховском массиве, и в Румынских Восточных Карпатах. Что касается так называемых катаклазированных гранитов, известных в ряде мест Раховского массива (ручей Яворниковый, урочище Обниж и др.), то они, видимо, отвечают более древнему этапу развития Восточных Карпат и не имеют аналогов в Чивчинских горах.

ЛИТЕРАТУРА

Казаков Л. Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. «Геол. журн.», 1963, т. 23, № 4.

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

Рудаков С. Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах, ДАН СССР, 1964, т. 155, № 2.

Хаин В. Е. Общая геотектоника, М., «Недра», 1964.

Savul M., Mastacan G. Contribuţii la cunoaşterea gneiselor porfiroide din Carpaţii Orientali. «Bul. ştiinţ. biol., agron., geol., geogr.», 1952, t. 4, № 2.

Tokarski J. Pasmo Gór Czywczynskich. «Rocznik Polsk. Tow. Geol.», 1934, t. 10.

[1] См. в настоящем сборнике статью С. Г. Рудакова «О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива».

Н. С. ВИДЯКИН, С. Г. РУДАКОВ

ПРОЯВЛЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В ЧИВЧИНСКИХ ГОРАХ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Наличие марганцевых руд в Чивчинских горах было установлено очень давно на основании находок обломков этих руд в аллювиальных отложениях р. Белый Черемош. В 1931 г. геологами польской экспедиции М. Каменским и З. Паздро на юго-западном склоне хребта Прелучный и на правом склоне р. Маскотын были обнаружены коренные выходы марганцевых руд, изучение которых проводилось в 1932—1933 гг. В результате работ польской экспедиции (J. Tokarski, 1934) была установлена пространственная связь залежей марганцевых руд с горизонтом черных кварцитов и проведено тщательное изучение их химического и минералогического состава. Перспективные запасы марганцевых руд были оценены Токарским в 30,7 млн. *тонн*. На основании этих исследований Польским геологическим институтом в 1936—1937 гг. были проведены в районе поисково-разведочные работы на марганец под руководством Краевского (R. Krajewski; 1938 г.). В результате проведенных работ было установлено, что марганцевые руды в Чивчинских горах залегают в виде гнезд и линз с изменчивой мощностью в пределах горизонта черных кварцитов. Суммарные запасы руд Краевским оценены в 16,5 тыс. *тонн*.

Проведенные нами в 1961—1963 гг. исследования подтвердили приуроченность залежей марганцевых руд к горизонту черных кварцитов и линзообразный характер рудных тел. Были установлены также неизвестные ранее залежи марганцевых руд на северо-восточном склоне хребта Прелуки в верховьях р. Серебристого (правый приток р. Маскотын) и в верховьях р. Попадынец (рис. 1, 2).

Наиболее детально в настоящее время изучены залежи марганцевых руд на склонах хребта Прелучного, особенно на его юго-восточном окончании (месторождение Прелуки). Горизонт черных рудоносных кварцитов, залегание которого осложнено рядом поперечных разломов, прослеживается на юго-западном и северо-восточном склонах хребта. Здесь установлено три выхода марганцевых руд: на юго-западном склоне, в верховьях р. Серебристого и верховьях р. Маскотын. Линзообразные залежи марганцевых руд приурочены к кровле горизонта черных кварцитов, который повсеместно подстилается хлорито-кварцевыми сланцами боеровской свиты и перекрывается массивными, чаще рассланцованными порфироидами с большим количеством развальцованных вкрапленников голубовато-серого кварца и белого полевого шпата. Мощность рудных залежей колеблется от 1 до 5—10 *м*. По простиранию они прослеживаются на первые десятки метров. Объем

наиболее крупной линзы, по данным разведочных работ Р. Краевского, составляет 3220 $м^3$. Границы рудных тел с вмещающими кварцитами очень неровные. Отчетливо наблюдается выклинивание рудных тел по простиранию и падению и постепенный переход их во вмещающие безрудные кварциты.

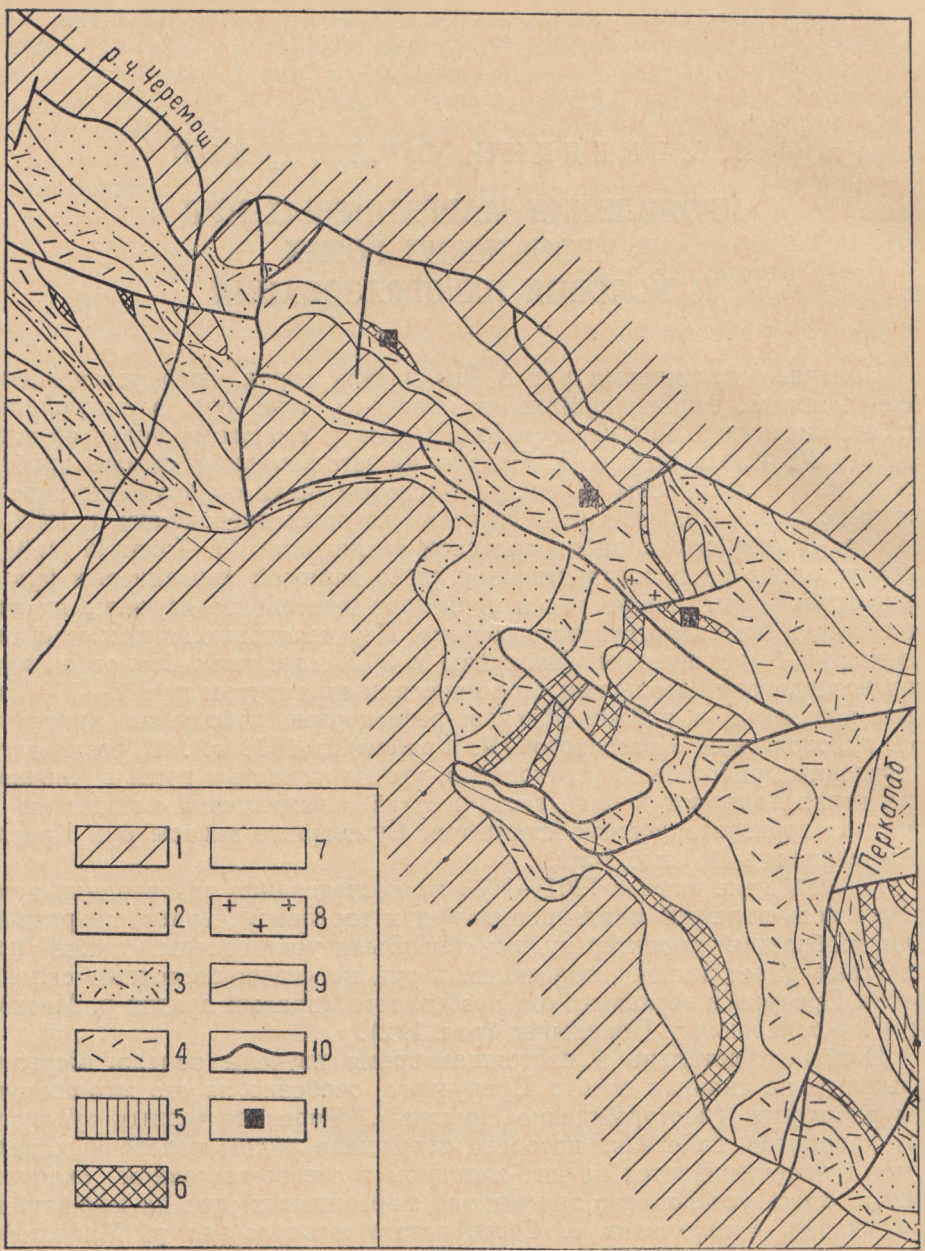


Рис. 1. Схема геологического строения Чивчинских гор в междуречье Перкалаба и Черного Черемоша:
1 — мезозойские осадочные породы; 2 — ластунская свита; 3 — верхнебалаасинувская подсвита; 4 — нижнебалаасинувская подсвита (порфироиды); 5—7 — боеровская свита: 5 — вулканогенные породы; 6 — черные кварциты, 7 — зеленые сланцы; 8 — метаморфизованные гранит-порфиры; 9 — геологические границы; 10 — разрывные нарушения; 11 — марганцевые проявления

По своему составу марганцевые руды отчетливо делятся на два типа: первичные родонит-родохрозитовые (кремнисто-карбонатные) и вторичные — окисленные.

Основную массу марганцевых руд составляют кремнисто-карбонатные руды. Это плотные массивные мелкозернистые породы с пятнистой окраской серого, розовато-серого или розового цвета, обусловленной текстурными особенностями руд. Сложены они родонитом и родохрозитом. В незначительных и переменных количествах присутствуют кварц, кальцит, марганцевый амфибол-асбест (даннеморит), гранат, углистое вещество и т. д. Весьма характерной, постоянно присутствующей является примесь мелко-аллотриоморфнозернистого пирита, галенита, сфалерита и халькопирита. Главным минералом обычно является родохрозит. Родонит отмечается часто в виде реликтов в массе родохрозита, причем отчетливо наблюдается замещение родонита родохрозитом с новообразованиями кварца.

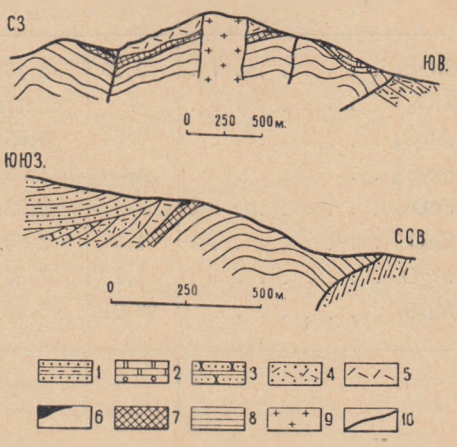


Рис. 2. Геологические профили через хребет Прелучный и водораздел ручья Маскотын и Прелуки:
1 — отложения раховской свиты; 2 — триасовые отложения; 3 — отложения ластунской свиты; 4 — туффоиды верхнебаласинувской подсвиты; 5 — порфироиды нижнебаласинувской подсвиты; 6 — залежи марганцевых руд (вне масштаба); 7 — горизонт черных кварцитов; 8 — сланцевая толща боеровской свиты; 9 — метаморфизованные гранит-порфиры; 10 — разрывные нарушения

Окисленные руды широким распространением пользуются в верхних горизонтах рудных тел, расположенных выше уровня грунтовых вод в зоне окисления. Степень развития окисленных руд в значительной мере зависит от их трещиноватости и раздробленности. Окисленные руды в основном состоят из окислов марганца с небольшой примесью углекислых соединений марганца, кальция и магния, гидроокислов железа и марганца, кремнистых соединений марганца и свободного кремнезема. В переменном количестве в рудах постоянно отмечаются в виде реликтов родонит и родохрозит.

Постепенные переходы марганцевых руд во вмещающие породы подтверждаются химическими анализами. Краевский (R. Krajewski, 1938) на основании многочисленных анализов приводит следующие средние содержания элементов отдельно по рудным линзам, мелким залежам и вмещающим их черным кварцитам.

Анализируемые породы и руды	Содержание в %		
	Mn	Fe	SiO_2
Рудные линзы	30	8	23
Мелкие рудные залежи . . .	16,9	17,2	43,8
Рудовмещающие породы (черные кварциты)	8,1	8,5	67,8

Таблица 1

Химический состав окисленных и кремнисто-карбонатных марганцевых руд, по данным проф. Ю. Токарского

Окислы	Окисленные руды	Кремнисто-карбонатные руды	Окислы	Окисленные руды	Кремнисто-карбонатные руды
SiO_2	0,25	18,16	MnO_2	30,37	—
TiO_2	—	следы	Na_2O	0,20	0,16
Al_2O_3	0,64	0,65	K_2O	0,04	0,27
Fe_2O_3	4,30	1,56	CO_2	9,71	25,33
FeO	—	2,02	P_2O_5	следы	0,35
CaO	1,51	3,50	H_2O-	3,99	—
MgO	1,19	1,52	H_2O+	4,46	0,35
MnO	28,01	46,32	нераст. остаток	14,67	—
			Сумма	99,34	100,37

ГЕНЕЗИС МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Токарский (J. Tokarski 1934), занимавшийся изучением генезиса марганцевых руд Чивчинских гор, пришел к выводу о том, что они являются осадочными образованиями, сингенетичными с вмещающими их черными кварцитами. В процессе регионального динамометаморфизма марганцевые руды были превращены в родонитовые сланцы, которые впоследствии под воздействием минерализованных вод, содержащих свободную углекислоту, замещались родохрозитом. Широкое развитие метасоматических процессов подтверждается, по его мнению, реликтовыми структурами родонита и развитием кварца в ассоциации с родохрозитом. Вопрос о первичном составе марганцевых руд Ю. Токарский оставляет открытым.

Р. Краевский, в отличие от Ю. Токарского, считает, что руды могли иметь первичный кремнисто-карбонатный состав. Однако исследователи не рассматривают ни условия образования первичных марганцевых руд, ни источник соединений марганца, поступавших в бассейн.

Необходимо отметить, что в пределах Южной Буковины на территории Румынии издавна известен ряд марганцевых месторождений, являвшихся объектами эксплуатации. Их изучением занимались Могильницкий (R. Mogilnicki, 1918), Савул (M. Savul, 1924, 1927, 1938), Крейтнер (Th. Kräutner, 1940) и ряд других исследователей. Залежи марганцевых руд Румынии, по данным этих исследователей, повсеместно приурочены к горизонту черных кварцитов метаморфического комплекса массива Марамуреш. По составу руды являются кремнисто-карбонатными (родонит-родохрозитовыми). Залегают в виде линз, обычно в кровле горизонта, и характеризуются постепенными переходами во вмещающие черные кварциты, которые почти повсеместно загрязнены разными количествами углистого вещества и соединений железа и марганца. По своему генезису марганцевые руды всеми исследователями относятся к осадочным образованиям, возможно, озерным.

Кратко изложенные выше данные по геологическому строению марганцевых месторождений Чивчинских гор и Румынии, фациальный анализ первично осадочных и вулканогенно-осадочных образований метаморфического комплекса, палеогеографической обстановки и тектонических движений в период образования марганцевых руд позволяют нам наметить принципиально иную схему процесса рудообразования.

Характерной особенностью всех марганцевых месторождений, как уже отмечалось, является приуроченность рудных залежей к горизонту черных кварцитов, преимущественно к его кровле, что свидетельствует об определенном стратиграфическом уровне марганцевого оруденения и его строгой ограниченности во времени и пространстве. В связи с этим вопрос об условиях образования залежей марганцевых руд неразрывно связан с вопросом об условиях образования вмещающих их пород, объединяемых в «горизонт черных кварцитов».

Многими исследователями (В. И. Чулочников, Б. Д. Токарев, Г. Мастакан и др.) считалось, что горизонт черных кварцитов залегает в верхних частях разреза метаморфического комплекса. Проведенными нами исследованиями установлено, что горизонт черных кварцитов занимает определенное стратиграфическое положение внутри метаморфического комплекса, залегая в кровле боеровской свиты и повсеместно перекрываясь вулканогенными образованиями баласинувской свиты, и является маркирующим горизонтом. Образование его обусловлено резко изменившимися условиями осадконакопления предположительно на границе силурийского и девонского периодов. Горизонт черных кварцитов характеризуется большим площадным распространением в Восточных Карпатах (более 6 тыс. $км^2$) и, в общем, едиными закономерностями строения, выражающимися в резкой изменчивости мощности и литологического состава пород, особенно вкрест простирания складчатых структур метаморфического комплекса. Тщательное изучение позволило выделить только в пределах Чивчинских гор пять типов разреза горизонта черных кварцитов (рис. 3). Необходимо отметить, что указанные пять типов разреза характеризуют не фациальный профиль, а изменения в строении горизонта на площади, отражая сложную палеогеографическую обстановку. Строгой закономерности в их распределении в районе Чивчинских гор не отмечается. Ниже приводится краткая характеристика различных типов разреза.

1. Кварцевые и кварц-полевошпатовые порфироиды баласинувской свиты залегают непосредственно на хлоритовых и хлорит-кварцевых сланцах боеровской свиты без видимых признаков перерыва в осадконакоплении. Породы, характерные для горизонта черных кварцитов, в разрезе отсутствуют. Непосредственное залегание вулканогенных образований баласинувской свиты на породах боеровской отмечается во многих пунктах Чивчинских гор и является весьма характерным. Сопоставление разрезов и их пространственное размещение позволяют с достаточной долей вероятности предположить, что в данном случае мы имеем дело с выклиниванием горизонта черных кварцитов, обусловленным наличием ряда отмелей или низменных островов в бассейне, являвшихся участками размыва.

2. Порфироиды баласинувской свиты залегают на черных кварцитах, мощность которых изменяется от 10 до 50 *м*. Это породы черного цвета с массивной, часто тонко- и микрослоистой текстурой и мелкозернистой лепидогранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются кварц и углистое вещество, которое либо беспорядочно рассеяно в массе породы, либо образует тонкие, часто линзообразные, прослои. В виде примеси, часто в значительных количе-

ствах, отмечаются чешуйки серицита, хлорита и кристаллики альбита. Весьма характерными являются включения углистого вещества в зернах кварца, имеющих неправильно лапчатую форму.

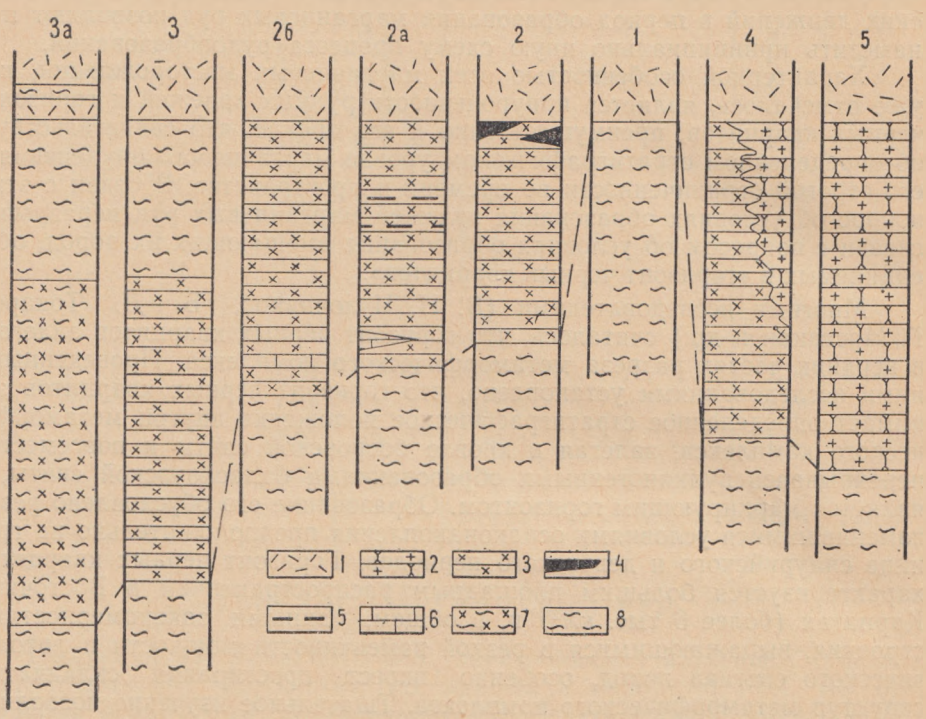


Рис. 3. Различные типы разрезов горизонта черных кварцитов в Чивчинских горах:

1 — кислые эффузивы (порфироиды); 2 — кварцитовидные вулканогенные породы; 3 — черные кварциты; 4 — залежи марганцевых руд; 5 — черные углистые сланцы; 6 — мраморизованные известняки; 7 — кварцево-хлоритовые сланцы с примесью углистого вещества; 8 — кварцево-хлоритовые сланцы

На отдельных участках среди черных кварцитов отмечаются маломощные, часто линзообразные, прослои мраморизованных известняков, углистых сланцев, кварцево-хлоритовых сланцев с примесью углистого вещества и залежи марганцевых руд. Мраморизованные известняки образуют отдельные прослои и линзы мощностью до 10 *м*. Это породы голубовато-серого и серого цвета с мелко- и среднезернистой структурой, сложенные изометричными зернами кальцита с примесью аутигенного кварца, чешуек серицита и углистого вещества. Прослои и линзы углистых сланцев сложены темными, почти черными породами с матовым блеском и тонколистоватой текстурой. Состоят они из углистого вещества с примесью микрозернистого кварца и чешуек хлорита и серицита. Содержание углерода в них колеблется от 10 до 60%. В верховьях ручья Альбин эти сланцы интенсивно метаморфизованы и превращены в породы, промежуточные между графитами и графитизированными углями.

Весьма характерной особенностью всех описанных выше отложений является повсеместно отмечающаяся в них примесь сингенетичного пирита, содержание которого на отдельных участках достигает 10—25%. Пирит образует рассеянную пылевидную вкрапленность очень мел-

ких округлых выделений или их гнездообразные скопления в массе углистого вещества. Реже отмечаются отдельные мелкие кристаллы размером от 0,01 до 0,1—0,2 *мм*.

3. Порфироиды баласинувской свиты залегают на серицит-хлоритовых сланцах, образующих пачку мощностью около 35 *м*, которая подстилается черными кварцитами, аналогичными вышеописанным. Мощность последних изменяется от 50 до 100 *м*. На отдельных участках черные кварциты переходят в хлорит-кварцевые сланцы с примесью углистого вещества, содержащейся в переменных количествах. Необходимо отметить, что на этих участках в основании баласинувской свиты среди порфироидов прослеживаются линзообразные прослои хлорит-кварцевых сланцев. Этот тип разреза соответствует, по-видимому, наиболее глубоким и долгоживущим прогибам в бассейне. Между участками, для которых характерны первый и третий типы разрезов, повсеместно отмечаются участки, обладающие разрезами второго, четвертого или пятого типов.

4. На ряде участков к югу от хребта Прелучного отмечаются фациальные, довольно резкие взаимные переходы черных кварцитов и зеленовато-серых кварцитовидных кварц-полевошпатовых пород с редкими мелкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Породы имеют вулканогенное происхождение.

5. В этом же районе отмечается залегание вулканогенных пород боеровской свиты непосредственно на хлорит-кварцевых сланцах и перекрывание их порфироидами баласинувской свиты. Мощность кварцитовидных вулканогенных пород в этих разрезах достигает 70—80 *м*. Таким образом, здесь отчетливо устанавливается фациальный переход черных кварцитов в вулканогенные образования.

Что касается природы углистого вещества, то оно, несомненно, имеет органическое происхождение, на что указывает, в частности, находка польскими геологами отпечатка древовидного растения в черных кварцитах в верховьях ручья Попадынец.

Анализ строения горизонта черных кварцитов позволяет в общих чертах воссоздать характер тектонических движений и палеогеографической обстановки соответствующего времени. Устойчивое прогибание, в период которого накопились мощные песчано-глинистые отложения боеровской свиты, на границе силура и девона сменилось региональным поднятием, сопровождавшимся регрессией моря и началом интенсивной вулканической деятельности. Поднятие привело к тому, что обширная область, частью которой является район современных Чивчинских гор и румынского Марамуреша, превратилась в мелководный морской бассейн с большим количеством отмелей и низменных островов или низменную равнину с большим количеством крупных озер. Теплый, влажный климат обусловил быстрое развитие растительности. Поступавший с низменных частей суши терригенный материал и растительный детрит накапливался в водоемах, которые, возможно, были изолированы друг от друга. Параллельно с накоплением терригенных осадков на отдельных участках происходили подводные излияния кислых лав, явившиеся предвестником интенсивного вулканизма, проявившегося в девоне на огромной территории.

Изложенные выше данные позволяют сделать важный вывод о том, что образование марганцевых руд происходило в условиях регрессии моря и начавшейся вулканической деятельности.

Характерной особенностью всех известных в настоящее время морских осадочных месторождений марганца является приуроченность их к прибрежно-морским фациям в основании трансгрессивного комплекса

и залегание на размытой поверхности более древних образований (Бетехтин, 1944, 1946; Страхов, 1952). Источником марганца, поступавшего в морской бассейн, являлась кора выветривания, разрушаемая в ходе трансгрессии. Весьма существенная роль в генезисе марганцевых руд этого типа принадлежит петрографическому составу пород водосборной площади (Страхов, 1952).

Образование залежей марганцевых руд Восточных Карпат в условиях регрессии моря, закономерности в их распределении на огромной площади и геохимические особенности более древних образований в районе исключают допущение возможности привноса соединений марганца с континента.

Другой характерной особенностью марганцевых проявлений Чивчинских гор, выявленной нами в процессе исследований, является их тесная пространственная связь с мелкими интрузиями гранит-порфиров. Такие интрузии были установлены нами на водораздельном гребне хребта Прелуки и на горе Ластун Великий, по периферии которых на небольшом удалении расположены все выявленные к настоящему времени залежи марганцевых руд. Гипабиссальные интрузии гранит-порфиров, вероятно, являются корневыми частями эффузивного комплекса баласинувской свиты и свидетельствуют, по-видимому, о наличии на данных участках подводящих каналов, служивших центрами извержений.

Совокупность изложенных выше данных позволяет сделать вывод о том, что источником марганца явились продукты вулканической деятельности. Фиксация марганца происходила в форме кремнистых и карбонатных соединений в условиях недостатка кислорода и сероводородного заражения. Совместно с марганцем шло осаждение значительных количеств железа, а также цинка, свинца и меди в виде сульфидов. В процессе регионального метаморфизма существенного изменения химического и минералогического состава руд, по-видимому, не происходило. Изменению подверглись лишь первичные структурно-текстурные особенности руд. Не имели большого значения в изменении состава руд и процессы метасоматоза, во всяком случае такого значения, какое им придает Ю. Токарский.

Трудно предположить, чтобы на огромной территории и на большом количестве месторождений были созданы совершенно одинаковые условия проявления метасоматоза, в результате которого повсеместно родонитовые сланцы были превращены в массивные родохрозитовые руды с реликтовыми выделениями родонита, тем более, что мы нигде не наблюдаем метасоматических изменений рудовмешающих пород. Однако несомненно, что на отдельных участках процессы метасоматического замещения родонита родохрозитом имели место. Образование окисленных руд началось после поднятия горного массива и происходит в настоящее время в зоне, расположенной выше уровня грунтовых вод.

ВЫВОДЫ

1. Марганцевые руды Восточных Карпат, в том числе и Чивчинских гор, являются эффузивно-осадочными образованиями, связанными с началом вулканической деятельности в Карпатах.

2. Первичные марганцевые руды по своему составу являются кремнисто-карбонатными, сложенными родонитом и родохрозитом.

3. Залежи марганцевых руд приурочены к горизонту черных кварцитов, который залегает в кровле боеровской свиты и является хорошим маркирующим горизонтом метаморфического комплекса.

4. Залежи марганцевых руд локализуются вблизи подводящих каналов — центров вулканических извержений, которые в настоящее время фиксируются мелкими интрузиями гранит-порфиров.

Таким образом, при проведении поисковых работ на марганцевые руды в Восточных Карпатах основное внимание должно быть уделено изучению горизонта черных кварцитов, особенно на участках широкого развития эффузивных пород баласинувской свиты и связанных с ней интрузий гранит-порфиров.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1944, № 4.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР, М., Изд-во АН СССР, 1946.

Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов. «Совещ. по осадочным породам», вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Матковский О. И. О марганцовых амфиболах куммингтонитового ряда. «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», 1962, № 16.

Krajewski R. Sprawozdanie z poszukiman rudy manganu na Przelucznym w gorach Czywczyńskich. «Panstwow. Inst. Geol., Bull», 1938, № 2.

Kräutner Th. Observations geologiques et petrographiques dans le massif cristallin du Maramures. C. R. Inst. Geol. Rom.», 1940, v. 23.

Mogilnicki R. Manganes lagerstätten der Sudlichen Bukowina. «Berg.-u.-Hüttenmänn. Jahrb.», 1917.

Savul M. Studii asupra rocilor cristaline şi a zăcămintelor de manganes din regiunea Şarul-Dornei (Distr. Cimpulung). «Anuar. Inst. Geol. Rom.», 1927, v. 12.

Tokarski J., Pazdro Z. Pasmo gór Czywczyńskich. «Rocznik Polsk. Tow. Geol.», 1934, t. 10.

Н. С. ВИДЯКИН

КОЛЧЕДАННЫЕ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ЧИВЧИНСКИХ ГОРАХ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Чивчинские горы и проявления в них полезных ископаемых издавна привлекали внимание исследователей.

Впервые о наличии полезных ископаемых в районе упоминает Зубер (R. Zuber, 1886 г.). По его данным, на горе Чивчин, у истоков р. Добрын «когда-то» велась добыча галенита из кристаллических сланцев. В 1911 г. в объяснении к горно-промышленной карте Галиции Ольшевский (St. Olszewski, 1911) указывает на наличие двух ранее разрабатывавшихся в районе свинцово-цинковых месторождений: Гринява-Дворы и Гринява-Перкалаб, расположенных в полосе развития кристаллических пород. Необходимо, однако, отметить, что указанные места разработок при последующих исследованиях никем не были обнаружены. Ничего неизвестно о них и местному населению. С 1929 г. в районе Чивчинских гор проводятся большие исследования экспедицией польских геологов под руководством проф. Токарского (J. Tokarski и др., 1934). Польскими геологами были открыты месторождения марганцевых руд на хребте Прелучном, графита (крейцита) в верховьях р. Альбин и отмечена колчеданная минерализация в метаморфических породах. В 1934 г. Краевский (R. Krajewski, 1938) проводит разведку марганцевого месторождения и поисковые работы в районе. Им были установлены следы медной и свинцово-цинковой минерализации и высказано предположение о наличии в Чивчинских горах полиметаллических месторождений.

Целеустремленное изучение геологического строения и полезных ископаемых Чивчинских гор началось только в советское время. Особенно большое значение имели исследования, проведенные Львовской геологической экспедицией под руководством В. И. Чулочникова в 1950—1951 гг. В результате проведенных работ было впервые установлено наличие ряда рудных минералов (золото, галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь) в аллювиальных образованиях и выявлено шесть коренных проявлений колчеданных и свинцово-цинковых руд. В 1962 г. впервые в советской печати появилась работа (Матковский и др., 1962), в которой авторы сделали попытку охарактеризовать геологическое строение и минералогический состав колчеданных и полиметаллических проявлений. Однако авторы совершенно не затронули вопрос об условиях и времени образования рудопроявлений.

В 1961—1963 гг. в Чивчинских горах исследовательские работы проводились Карпатской экспедицией МГУ. В результате проведенных исследований было выявлено и более или менее детально изучено

большое количество новых рудопроявлений, что позволило выяснить условия и время их образования, факторы структурного и стратиграфического контроля оруденения, установить поисковые критерии и дать предварительную геолого-экономическую оценку выявленных рудопроявлений и района в целом.

В настоящее время в районе Чивчинских гор выявлено более 80 мелких месторождений и проявлений полезных ископаемых, характеризующихся различным вещественным составом и условиями своего образования. По условиям своего образования и характеру минералообразующих процессов все проявления полезных ископаемых отчетливо разделяются на три генетических типа: эндогенные (гидротермальные), экзогенные (осадочные) и метаморфогенные. Характерной особенностью эндогенных и метаморфогенных проявлений является их приуроченность к метаморфическому комплексу и полное отсутствие в мезо-кайнозойском комплексе, с которым связаны только осадочные месторождения.

Интересующие нас колчеданные и полиметаллические рудопроявления по условиям своего образования являются гидротермальными. По характеру устойчивых минеральных ассоциаций, образовавшихся, по-видимому, в различные этапы минерализации в различных геологических условиях и связанных с различными магматическими комплексами, мы выделяем четыре разновозрастных рудных комплекса: колчеданный, медно-колчеданный, колчеданно - полиметаллический и полиметаллический. Внутри комплексов отчетливо выделяются минеральные типы, характеризующиеся специфическим минералогическим составом, условиями залегания, морфологией рудных тел и т. д.

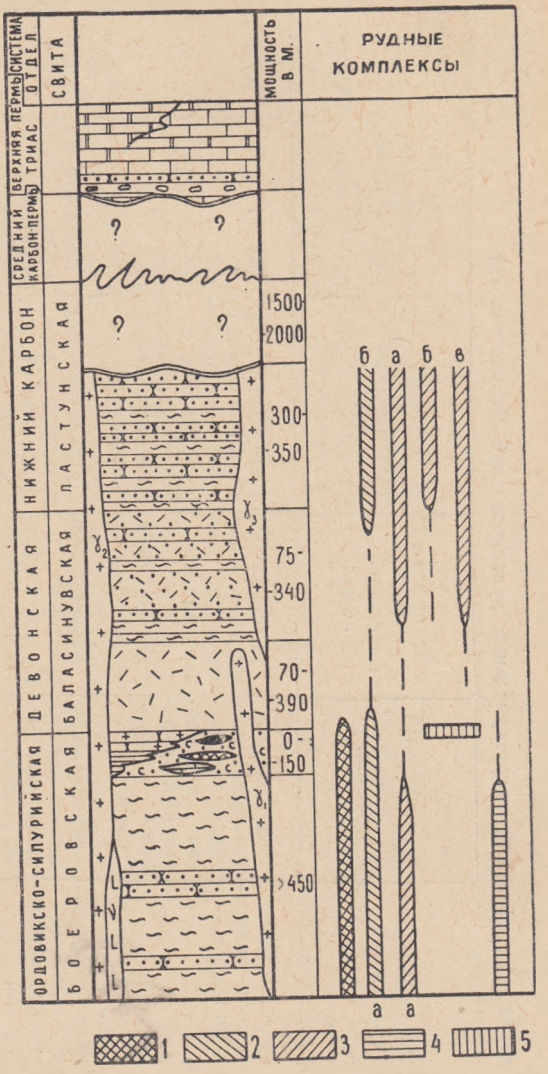


Рис. 1. Схема распределения проявлений полезных ископаемых в стратиграфическом разрезе метаморфического комплекса Чивчинских гор:
1 — колчеданный комплекс; 2 — медно-колчеданный комплекс: а — связанные с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, б — связанные с зонами дробления и хлоритизации; 3 — колчеданно-полиметаллический комплекс, связанный с зонами дробления и серицитизации: а — колчеданный, б — колчеданно-арсенопиритовый, в — колчеданно-полиметаллический; 4 — полиметаллический комплекс, связанный с кварцевыми, кварц-баритовыми и баритовыми жилами и зонами баритизации; 5 — вулканогенно-осадочные проявления марганца

Таблица 1

Генетическая классификация гидротермальных рудопроявлений Чивчинских гор

Рудный комплекс и его генетическая связь с магматическим комплексом	Минеральный тип рудопроявлений и вмещающие породы	Морфология рудных тел	Структурный контроль оруденения	Околорудные изменения вмещающих пород	Структурно-текстурные особенности руд	Гипогенные рудные минералы	Полезные компоненты	
							главные	попутные
Колчеданный, связанный с девонским эффузивным комплексом	колчеданный в кристаллических сланцах боеровской свиты	линзообразные залежи и минерализованные зоны	продольные зоны дробления в сводовых частях антиклинальных складок	интенсивное дорудное и пострудное окварцевание	структуры зернистые, порфиробластовые и порфирокластические. Текстуры прожилково-вкрапленные и массивные	пирит	сера	медь
Медноколчеданный, связанный с каменноугольным магматическим комплексом гранитов (ортогнейсы)	медноколчеданный, связанный с кварцевыми и полевошпато-кварцевыми жилами в кристаллических сланцах боеровской свиты	маломощные линзообразные жилы и прожилковые зоны	система согласных трещин отслоения, реже секущих трещин разрыва в сводовых частях антиклинальных складок	обычно отсутствуют. Иногда отмечается слабое окварцевание и хлоритизация с мелковкрапленной рудной минерализацией в призальбандовых частях жил	структуры мелко-аллотриоморфнозернистые, катакластические, реликтовые. Текстуры мелковкрапленные и прожилковые	халькопирит пирит пирротин сфалерит марказит арсенопирит галенит глаукодот	медь цинк	свинец мышьяк висмут кобальт серебро золото
	медноколчеданный, связанный с зонами дробления и метасоматического замещения в породах баласинувской и лостунской свит	мелкие линзообразные залежи и минерализованные зоны	продольные зоны дробления северозападного простирания в осевых частях синклинальных складок	интенсивное окварцевание и хлоритизация	структуры мелко-аллотриоморфнозернистые. Текстуры прожилково-вкрапленные реже массивные	халькопирит сфалерит галенит кубанит золото (?)	медь цинк	свинец мышьяк висмут кобальт серебро золото

Колчеданно-полиметаллический, связанный с каменноугольным магматическим комплексом гранитов (ортогнейсы)	колчеданный, связанный с зонами дробления и метасоматического замещения в кристаллических породах метаморфического комплекса	линзообразные залежи и минерализованные зоны	продольные и секущие разрывные нарушения и зоны рассланцевания	интенсивная дорудная серицитизация и пострудное окварцевание	структуры зернистые, катакластические. Текстуры вкрапленные, прожилковые, часто массивные	пирит	сера	—
	колчеданно-мышьяковый, связанный с зонами метасоматического замещения в породах баласинувской и лостунской свит	линзообразные залежи и минерализованные зоны	продольные и секущие разрывные нарушения и зоны рассланцевания в осевых частях синклинальных складок	интенсивная дорудная серицитизация и пострудное окварцевание	структуры зернистые, катакластические. Текстуры вкрапленные, прожилковые, часто массивные	арсенопирит пирит золото (?) фрейбергит (?) штернбергит(?)	мышьяк серебро золото	сурьма
	колчеданно-полиметаллический, связанный с зонами метасоматического замещения в породах баласинувской и лостунской свит	линзообразные залежи и минерализованные зоны	продольные и секущие разрывные нарушения и зоны рассланцевания в осевых частях синклинальных складок	интенсивное дорудное окварцевание и серицитизация	структуры аллотриоморфнозернистые. Текстуры вкрапленные, брекчиевые, реже массивные	сфалерит галенит халькопирит пирит пирротин касситерит	цинк свинец медь	олово кадмий висмут
Полиметаллический, связанный с альпийским магматическим комплексом гранитоидов	свинцово-цинковый, связанный с кварц-баритовыми и баритовыми жилами в породах боеровской свиты	линзообразные и сложные ветвящиеся жилы, гнезда	продольные и секущие разрывные нарушения в сводовых частях антиклинальных складок	не отмечается	структуры аллотриоморфнозернистые. Текстуры прожилково-вкрапленные, реже массивные	галенит сфалерит халькопирит пирит фрейбергит аргентит киноварь (?)	свинец цинк серебро	медь висмут сурьма барий стронций ртуть

Предлагаемая генетическая классификация гидротермальных проявлений полезных ископаемых Чивчинских гор приведена в табл. 1, а схема распределения комплексов и типов в стратиграфическом разрезе метаморфического комплекса изображена на рис. 1.

Ниже приводится краткое описание различных комплексов и типов колчеданных и полиметаллических проявлений.

КОЛЧЕДАННЫЙ КОМПЛЕКС

Рудопроявления колчеданного комплекса распространены в центральной части массива на склонах хребта Прелуки. Характерной особенностью их является постоянная приуроченность к продольным зонам дробления и интенсивного окварцевания в породах боеровской свиты и полное отсутствие в более высоких горизонтах.

Наиболее типичным рудопроявлением колчеданного комплекса является рудопроявление «Прелуки», расположенное в бассейне одноименного ручья. Рудопроявление приурочено к ядру крупной антиклинальной складки, сложенному хлорито-кварцевыми сланцами боеровской свиты. Северо-восточное крыло складки обрезано региональным надвигом, по которому метаморфические породы надвинуты на отложения раховской свиты нижнего мела. Плоскость надвига имеет пологое южное падение под углом 15—20°. Участок характеризуется очень сложной мелкоблоковой структурой, обусловленной широким развитием послемеловых разрывных нарушений субмеридионального простирания с крутым западным падением и оперяющих их сбросо-сдвиговых нарушений северо-западного простирания с падением на СВ 30—50° под углом от 60° до 80—85°. Разрывные нарушения сопровождаются довольно мощными (от 0,5 до 3—5 *м*) зонами тонко брекчированных и перетертых пород, превращенных в темную голубовато-серую тектоническую глинку. Весьма характерно, что в зонах дробления и глинке часто отмечаются обломки и крупные глыбы массивных колчеданных руд, что свидетельствует о пострудном характере разрывных нарушений. Установленные в различных участках выходы рудных тел по простиранию не прослеживаются и представляют, по-видимому, блоки некогда единого крупного рудного тела или рудной зоны, разорванных и перемещенных по пострудным тектоническим нарушениям. Наиболее крупным и изученным в настоящее время является рудное тело, вскрытое на правом склоне ручья. Рудное тело представляет небольшой тектонический блок, ограниченный с севера, юга и запада разрывными нарушениями. Мощность его 6,5 *м*, прослеженная длина по простиранию около 10 *м*. Породы в блоке интенсивно окварцованы и превращены в агрегат грязного зеленовато-серого микрозернистого кварца с реликтовыми участками кварцево-хлоритовых сланцев. С окварцованными породами генетически связана колчеданная минерализация. Единственным рудным минералом является пирит, образующий неравномернозернистые агрегаты. Основная масса пирита очень мелкозернистая, зеленовато-серого цвета. Размер зерен — сотые и десятые доли миллиметра. Форма зерен неправильная, округлая. На фоне основной микрозернистой массы выделяются крупные порфиробласты пирита светло-желтого цвета размером от 0,5 до 3—5 *мм*. Форма их изометричная, реже отмечаются кубические кристаллы. Характерна резко выраженная порфирокластическая структура пирита, причем часто отмечается перемещение отдельных частей кристаллов вдоль тонких трещинок (рис. 2). Пирит образует густую сеть ветвящихся прожилков мощностью от нескольких *мм* до 5—10 *см* или сравнительно крупные (до 0,5—1,0×

×1,5 — 2 *м*) линзы с массивной текстурой и реликтами окварцованных пород. Границы между прожилками и линзами пирита с обломками окварцованных пород очень извилистые, нечеткие. Наличие реликтовых обломков окварцованных пород в массе пирита свидетельствует о дорудном окварцевании пород, а характер их взаимоотношений и структурно-текстурные особенности пирита — о его метасоматическом происхождении.

В пределах рудного тела были отмечены маломощные (от 1,0—2,0 *мм* до 10—15 *см*) секущие прожилки молочно-белого кварца с медноколчеданной минерализацией в призальбандовых частях и мелкими обломками колчеданных руд, что свидетельствует об их более позднем образовании по сравнению с колчеданными рудами. Отмечаются также секущие прожилки и гнезда крупнозернистого барита, причем характерно, что в многочисленных обломках руд в тектонической глинке барита не отмечается. Это свидетельствует о более молодом возрасте баритовых выделений по сравнению с возрастом тектонических нарушений.

Рис. 2. Порфирокластическая структура пирита. Полированный шлиф Ув. × 50

Таким образом, на рудопроявлении отчетливо устанавливаются четыре стадии дробления (подвижек), сопровождавшихся различной минерализацией, причем три из них являются домеловыми, четвертая связана с альпийским тектогенезом.

На других рудопроявлениях оруденение носит вкрапленнопрожилковый характер и связано с сетью многочисленных маломощных кварцевых прожилков в продольных зонах дробления.

Химанализ многочисленных проб показал полное отсутствие в рудах свинца, цинка, серебра и золота. В пирите спектральным анализом обнаружено около 0,1% меди, чем, по-видимому, обусловлено появление на кристаллах пирита в зоне гипергенеза тонких пленок ковеллина.

Генезис колчеданных рудопроявлений гидротермальный, метасоматический, на что указывает характер минерализации и изменения вмещающих пород. Связь рудоносных растворов с магматическим очагом не ясна. На основании закономерной приуроченности колчеданных проявлений только к породам боеровской свиты, специфических особенностей рудной минерализации, резко отличных от других типов рудопроявлений, и пространственного размещения рудопроявлений только на склонах хребта Прелуки — участке интенсивного проявления вулканизма можно предполагать, что колчеданные рудопроявления генетически связаны с девонским (?) магматизмом.

По времени своего образования колчеданные рудопроявления являются наиболее древними в группе гидротермальных месторождений, на что указывает факт пересечения колчеданных рудных тел кварцевыми жилами с медноколчеданной минерализацией.

В настоящее время в районе установлено шесть коренных рудопроявлений и в одном пункте развалы крупных глыб колчеданных руд в делювии. Единственным рудным минералом в них является пирит

с небольшим содержанием (до 0,1%) меди. Другие полезные компоненты отсутствуют. Таким образом, руды могут служить только сырьем для химической промышленности. Однако очень небольшие размеры рудных тел и весьма ограниченные запасы руд, сложные горнотехнические и экономические условия позволяют рассматривать выявленные рудопроявления как объекты, не представляющие практического интереса.

МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЙ КОМПЛЕКС

Рудопроявления медноколчеданного комплекса пользуются очень широким распространением. По морфологии рудных тел, структурным особенностям, характеру изменения вмещающих пород и условиям локализации рудопроявления отчетливо разделяются на два типа: связанные с кварцевыми и полевошпато-кварцевыми жилами в породах боеровской свиты и связанные с зонами дробления и хлоритизации в более высоких горизонтах метаморфического комплекса.

МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С КВАРЦЕВЫМИ И ПОЛЕВОШПАТО-КВАРЦЕВЫМИ ЖИЛАМИ

На всех проявлениях рассматриваемого типа рудные тела представлены маломощными линзообразными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, залегающими в хлорито-кварцевых сланцах боеровской свиты. В более молодых образованиях метаморфического комплекса жилы с медноколчеданной минерализацией не отмечаются. Мощность кварцевых жил изменяется от первых сантиметров, часто нескольких *мм* до 0,3—0,5, реже до 1,5—2,0 *м* раздувах. По простиранию они прослеживаются на расстоянии от нескольких десятков сантиметров до 3—5, реже 10 *м*. Часто образуют прожилковые зоны северо-западного простирания, представляющие серии маломощных, параллельно ориентированных кулисообразных жил. По отношению к вмещающим породам они являются согласными, реже секущими. Согласные жилы характеризуются очень небольшой мощностью. Морфология их определяется характером микроскладчатости вмещающих сланцев. Часто среди них отмечаются седловидные жилы, которые, повторяя очертания мелких складок, характеризуются раздувами в замках складок и резкими пережимами или выклиниванием на крыльях. Косо-секущие или секущие жилы отличаются обычно большей мощностью и резкими, тупыми выклиниваниями по простиранию.

Контакты жил с вмещающими их сланцами резкие, отчетливые, но очень извилистые. Характерны многочисленные заливы и ответвления по сланцеватости сланцев. В жилах, особенно секущих, часто отмечаются многочисленные мелкие линзообразные или изометричные обломки пород, состав и степень метаморфизма которых не отличаются от вмещающих жилу сланцев. Этот факт свидетельствует об образовании жил после основной фазы складчатости и метаморфизма пород.

В структурном отношении жилы приурочены к системам трещин отслоения и секущим трещинам разрыва в сводовых частях антиклинальных складок. По своему происхождению они являются жилами выполнения пустот, образовавшихся в результате складчатости.

Жилы сложены неравномернозернистым кварцем и плагиоклазом, представленным альбитом или олигоклаз-альбитом, который отмечается только в призальбандовых частях жил. Текстура обычно массивная. В более мощных жилах и раздувах нередко отмечается зональная тек-

стура: краевые части сложены мелкозернистым светло-серым или серым кварцем в ассоциации с плагиоклазом, тогда как центральные части жил сложены более крупнозернистым кварцем светло-серого или молочно-белого цвета. В небольших количествах в жилах отмечаются акцессорные минералы, представленные мелкими зернами призматического циркона, монацита, апатита, граната, турмалина и рутила. Комплекс акцессорных минералов указывает на то, что кварц-полевошпатовые жилы являются высокотемпературными образованиями.

С жилами генетически связана медно-колчеданная минерализация, характеризующаяся большим разнообразием рудных минералов. Главными рудными минералами являются: пирит, халькопирит, пирротин и марказит. На разных рудопроявлениях роль главного минерала принадлежит обычно одному из них, чаще всего пириту или халькопириту. Второстепенные минералы представлены арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, глаукодотом. В зоне окисления широко развиты вторичные сульфиды, сульфаты, карбонаты и окислы. Гипогенная рудная минерализация сопровождается хлоритизацией.

Рудные минералы образуют вкрапленность мелких зерен, гнездообразные агрегаты и тонкие извилистые прожилки. Приурочены они, главным образом, к призальбандовым частям кварцевых жил, реже вкрапленность рудных минералов отмечается в центральных частях жил и еще реже во вмещающих породах у контакта с жилами. Текстуры гипогенных руд прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Структуры зернистые, катакластические. Широко распространены эмульсионные структуры распада твердого раствора, структуры пересечения, реже реликтовые. В зоне гипергенеза широко развиты пористые и кавернозные текстуры и структуры замещения: каемчатые, пересечения, реликтовые. Гипергенные минералы характеризуются колломорфной структурой.

Ниже приводится краткая характеристика рудных минералов.

Пирит часто является главным рудным минералом. Образует вкрапленность идиоморфных кубических зерен, гнездообразные агрегаты, реже прожилки. Размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до 1,5—3,0 *мм,* обычно 0,3—0,5 *мм.* Цвет его латунно-желтый. Характерна отчетливо выраженная штриховка на гранях куба. Структура пирита катакластическая, реже порфирокластическая. Часто отмечается цементация раздробленных зерен пирита халькопиритом (рис. 3).

Пирротин присутствует обычно в небольших количествах, но на некоторых рудопроявлениях является главным рудным минералом. Образуют вкрапленность мелких, от сотых до первых десятых долей миллиметра, редко до 0,5—1,0 *мм,* изометрических зерен, агрегаты с аллотриоморфнозернистой структурой и прожилковые выделения. Реже отмечаются идиоморфные таблитчатые кристаллы. Весьма характерно, что пирротин отмечается только на тех рудопроявлениях, где почти полностью отсутствует пирит. Другой характерной особенностью пирротина является его гипогенное замещение марказитом (рис. 4). В зоне гипергенеза пирротин очень неустойчив и, как правило, бывает нацело выщелочен или замещен колломорфным гидрогетитом.

Марказит образует псевдоморфозы по пирротину, изредка по пириту, с характерными петельчатыми или решетчатыми структурами замещения. Выделяются две структурные разновидности марказита: колломорфный марказит, развивающийся по периферии зерен пирротина, образуя его оболочку, и мелкозернистый, который образует радиальнолучистые сростки и развивается в центре зерен пирротина. В отличие от колломорфного марказита, он резко анизотропен.

Халькопирит часто является главным рудным минералом. Образует вкрапленность мелких неправильных зерен, прожилки и агрегаты с мелкоаллотриоморфнозернистой структурой. Размер выделений халькопирита колеблется от сотых долей миллиметра до 1,0—2,0 *см*. Цвет его зеленовато-желтый, спайность несовершенная. Часто халькопирит выполняет трещинки в пирите и цементирует его раздробленные зерна. Отмечаются выделения халькопирита в интерстициях зерен марказита, образующего псевдоморфозы по пирротину, а также пересечение марказита прожилками халькопирита, что свидетельствует о его образовании после пирита и пирротина и замещения последних марказитом. Халькопирит находится в тесной парагенетической ассоциации с галенитом и сфалеритом. В последнем он часто присутствует в виде эмульсионных выделений, образуя эмульсионные, реже ориентированно - эмульсионные структуры распада твердого раствора. Повсеместно отмечается слабо развитое замещение халькопирита по периферии зерен и трещинкам ковеллином и борнитом. В зоне выветривания очень интенсивно развит процесс выщелачивания халькопирита, вследствие чего рудоносный кварц приобретает кавернозную или пористую текстуру. Отмечается также его замещение колломорфными гидроокислами железа или медной чернью (?), в которой присутствуют реликты халькопирита или ковеллина.

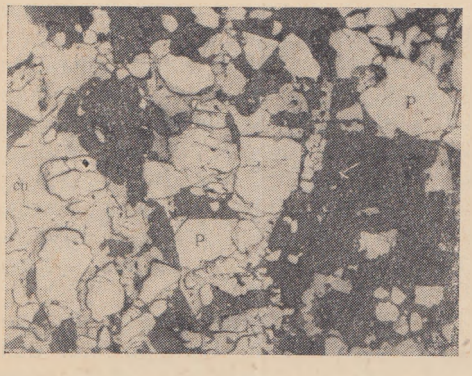


Рис. 3. Катаклазированный пирит (белый) цементируется халькопиритом (светло-серый). Полированный шлиф. Ув. ×50

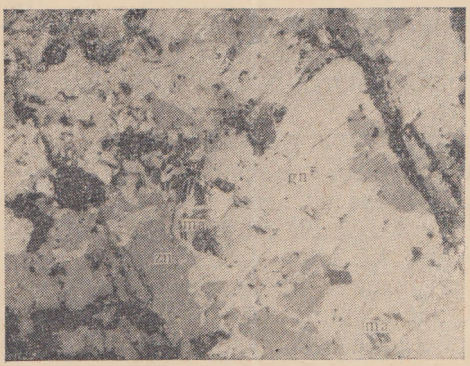


Рис. 4. Псевдоморфозы марказита (белый) по пирротину в массе галенита (светло-серый) и сфалерита (серый) с эмульсионными выделениями халькопирита. Полированный шлиф. Ув. ×50

Сфалерит присутствует обычно в незначительных количествах. Образует агрегаты с мелкоаллотриоморфнозернистой структурой, приуроченные к трещинкам в кварце. Цвет его темно-коричневый, часто почти черный. Содержит пойкилитовые включения пирита и кварца. В зоне выветривания подвергается интенсивному разложению и замещению колломорфными гидроокислами железа. Часто отмечается замещение сфалерита по периферии зерен и трещинкам колломорфным ковеллином.

Галенит присутствует в незначительных количествах. Образует мелкие, от сотых долей миллиметра до 2 *мм* изометричные выделения. Очень характерно замещение галенита по периферии зерен колломорфными ковеллином и англезитом, образующими концентрически-зональную кайму замещения вокруг зерен, причем на контакте с галенитом отмечается постоянно каемка ковеллина, за которой следует полоса англезита.

Арсенопирит и глаукодот отмечаются в очень незначительных количествах как второстепенные минералы. Образуют мелкие призматические кристаллы, часто в срастании с пиритом, или шестоватые агрегаты.

Гипергенные минералы зоны окисления представлены гидроокислами железа (гетитом и гидрогетитом), ярозитом, англезитом и ковеллином. Реже отмечаются смитсонит, малахит, хризоколла, медная чернь, борнит, анкерит. Не касаясь деталей изменения минералогического состава руд в зоне окисления, необходимо отметить, что в первую очередь окислению подвергаются пирротин и халькопирит. Образующиеся при этом сульфат железа и сульфат меди являются хорошо растворимыми соединениями и агрессивными окислителями. При наличии в рудах сфалерита и галенита сульфат меди взаимодействует с последними и вытесняет свинец и цинк. Медь при этом восстанавливается до моносульфида (ковеллин), образующего каемки по периферии зерен галенита и сфалерита, свинец связывается в виде сульфата (англезит), а цинк почти полностью выносится из зоны окисления или, при наличии в растворах карбонатных соединений, фиксируется частично в виде смитсонита. При отсутствии галенита и сфалерита, а также в хорошо проработанной зоне окисления медь выносится полностью. В целом процесс окисления на всех рудопроявлениях приводит к разложению сульфидов, почти полному выносу меди, свинца и цинка, широкому развитию лимонита и возникновению пористых и кавернозных текстур.

Изучение структурных особенностей минералов и их взаимоотношений на различных рудопроявлениях позволяет выделить три последовательные стадии гипогенной минерализации и установить последовательность выделения жильных и рудных минералов (табл. 2).

Многочисленные химические и спектральные анализы проб показывают, что главными полезными компонентами в рудах являются: медь, цинк и свинец. Медь на подавляющем количестве рудопроявлений присутствует в количестве 0,2—0,5%, содержание цинка колеблется от сотых долей % до 1,0% и свинца — до 0,5%. Попутными компонентами являются золото (следы), серебро, мышьяк, кобальт и висмут, содержание которых составляет обычно тысячные—сотые доли %. Таким образом, выявленные медноколчеданные рудопроявления по запасам рудной массы являются весьма мелкими, а по содержанию полезных компонентов — убогими.

МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ЗОНАМИ ДРОБЛЕНИЯ И ХЛОРИТИЗАЦИИ

Рудопроявления рассматриваемого типа, в отличие от предыдущих, связаны с продольными зонами дробления и рассланцевания в породах ластунской и баласинувской свит. Зоны дробления имеют северо-западное простирание (320—325°) и крутое падение к СВ под углом 60—80°. Приурочены они, как правило, к осевым частям синклинальных складок или их крыльям. По простиранию зоны прослеживаются на несколько десятков — первые сотни метров. Видимая мощность изменяется от нескольких метров до первых десятков метров. Вмещающие породы, представленные хлорито-кварцевыми сланцами, кварцитами и кварц-полевошпатовыми эффузивными породами, в зоне дробления на отдельных участках подверглись интенсивному окварцеванию и хлоритизации, с которыми генетически связана медноколчеданная минерализация. Установленная протяженность зон гидротермально измененных и минерализованных пород достигает 80 *м* при видимой мощности 3 *м*.

Макроскопически это темные, зеленовато-серые породы с неравномернозернистой гранолепидобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Сложены почти нацело кварцем и хлоритом, присутствующими примерно в равных количествах. Хлорит образует мелко- и крупночешуйчатые, часто радиально-лучистые агрегаты. В отличие от хлорита метаморфических пород, характеризуется зеленой окраской, резко выраженным плеохроизмом от бесцветного до зеленого цвета и аномальными интерференционными окрасками в желтовато-зеленых и грязно-желтых тонах. Совместно с кварцем развивается по минералам вмещающих

Таблица 2

Стадии минерализации и последовательность выделения жильных и рудных минералов в медноколчеданных рудопроявлениях, генетически связанных с кварцевыми и полевошпато-кварцевыми жилами

Минералы \ Стадии минерализации	I Пневматолитогидротермальная	II Гидротермальная	III Гидротермальная	IV Гипергенная
Альбит				
Кварц				
Циркон				
Монацит				
Апатит				
Турмалин				
Гранат				
Пирит				
Арсенопирит				
Пирротин				
Глаукодот				
Марказит				
Халькопирит				
Сфалерит				
Галенит				
Хлорит				
Ковеллин				
Борнит				
Англезит				
Смитсонит				
Анкерит				
Гетит				
Гидрогетит				
Ярозит				
Медная чернь				
Малахит				
Хризоколла				
Характерные текстуры	массивная, реже зональная	прожилково-вкрапленная	прожилково-вкрапленная	пористая, кавернозная
Характерные структуры	гипидиоморфнозернистая	зернистые, катакластические	зернистые, реликтовые, эмульсионные распада твердого раствора, пересечения	колломорфные, замещения

пород, часто нацело замещая последние. На ряде рудопроявлений отчетливо наблюдаются постепенные переходы к неизмененным вмещающим породам.

Рудные минералы представлены обычно пиритом и халькопиритом. В небольших количествах отмечаются сфалерит, галенит, пирротин и кубанит. В зоне гипергенеза очень широким распространением пользуются колломорфные гидроокислы железа, образующие псевдоморфозы по халькопириту и пириту. В небольших количествах отмечаются ковеллин, борнит и англезит.

Халькопирит на отдельных участках является главным рудным минералом и слагает до 15% общей массы породы. Образует вкрапленность отдельных зерен, гнездообразные агрегаты с мелкоаллотриоморфнозернистой структурой и тонкие извилистые прожилки, согласные со сланцеватостью сланцев. Размер выделений халькопирита колеблется от сотых долей *мм* до 1,0—1,5 *см* (рис. 5). В зоне окисления часто бывает нацело выщелочен или замещен колломорфными гидроокислами железа.

Рис. 5. Выделения халькопирита (белые) в окварцованных (Qt) и хлоритизированных (Hl) породах. Полированный шлиф. Ув. × 50

Пирит образует вкрапленность кубических метакристаллов, чаще агрегаты и прожилки аллотриоморфных зерен. На некоторых рудопроявлениях отмечаются небольшие линзообразные тела, сложенные массивным пиритом. Цвет его латунно-желтый. Структура неравномернозернистая, катакластическая. Выделялся ранее халькопирита, которым корродируется и замещается.

Сфалерит, галенит, кубанит и пирротин присутствуют в очень незначительных количествах и находятся в тесной парагенетической ассоциации с халькопиритом. Текстуры руд прожилково-вкрапленные, реже массивные. Структуры зернистые, катакластические. В зоне гипергенеза широко развиты пористые текстуры и структуры замещения.

Химические и спектральные анализы бороздовых и штуфных проб показывают, что главным полезным компонентом на рудопроявлениях является медь, содержание которой изменяется от 0,1 до 2,3%. Попутными компонентами являются цинк (до 0,5%), свинец (до 0,1%), серебро (до 6 *г/т*) и золото (до 0,8 *г/т*). В повышенных количествах отмечаются мышьяк (до 0,1%), сурьма и висмут (сотые доли %). Таким образом, выявленные рудопроявления по содержанию полезных компонентов являются весьма бедными и не представляют практического интереса, но сам тип этих рудопроявлений является перспективным, и не исключена возможность обнаружения в районе более крупных проявлений с высокими содержаниями полезных компонентов.

ГЕНЕЗИС РУДОПРОЯВЛЕНИЙ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО КОМПЛЕКСА

Вещественный состав руд и их структурно-текстурные особенности, характер изменения вмещающих пород и структурный контроль оруденения однозначно свидетельствуют о гидротермальном генезисе руд-

проявлений и многостадийности процесса рудообразования, в котором отчетливо устанавливается вертикальная зональность: к нижним горизонтам приурочены наиболее высокотемпературные жильные медно-колчеданные рудопроявления, а к верхним — более низкотемпературные, связанные с зонами дробления и метасоматического замещения. Отчетливой генетической связи рудоносных растворов с определенным комплексом магматических пород не устанавливается. Вероятнее всего, они генетически связаны с соскладчатыми двуслюдяными микроклиновыми гранитами (ортогнейсами) каменноугольного возраста. Косвенным подтверждением этого предположения является полное сходство состава акцессорных минералов гранитов и кварц-полевошпатовых жил и ряд других факторов.

Изучение парагенетических минеральных ассоциаций и их структурно-текстурных особенностей позволяет в общих чертах восстановить ход процесса рудообразования.

Отделение рудоносных растворов носило пульсирующий характер во времени, что и обусловило многостадийность минерализации. С первой порцией высокотемпературных пневматолито-гидротермальных растворов, проникших в трещиноватые породы боеровской свиты, связано формирование кварцевых и кварц-полевошпатовых жил с высокотемпературными акцессорными минералами. В конце процесса формирования кварц-полевошпатовых жил в их призальбандовых частях образовались многочисленные тонкие трещинки, параллельные контактам жил. Широкое развитие трещин указанной системы, очень небольшое количество трещин, перпендикулярных к контактам, и почти полное отсутствие трещин в центральных частях жил свидетельствует о том, что трещины являются по своему происхождению кристаллизационными и возникли в результате уменьшения объема жильной массы. В результате циркуляции по ним гидротермальных растворов, содержавших железо и в небольших количествах мышьяк и кобальт, образовалась парагенетическая ассоциация пирит-пирротин-арсенопирит-глаукодот. Растворы характеризовались, по-видимому, низкой концентрацией серы, что обусловило на ряде рудопроявлений обильное выделение пирротина вместо пирита. Повторные подвижки привели к интенсивному, но неравномерному катаклазу и дроблению кварцевых жил и поступлению новой порции гидротермальных растворов, несущих железо, медь, свинец, цинк и в небольших количествах мышьяк, сурьму, висмут, золото и серебро. Под действием этих растворов, характеризующихся повышенной концентрацией серы, произошло, по-видимому, замещение пирротина марказитом, после чего произошло выделение халькопирита, сфалерита и галенита, сопровождавшееся образованием хлорита. В более высоких горизонтах в зонах дробления эти же растворы обусловили метасоматическое замещение вмещающих пород кварцем и хлоритом и выделение пирита, халькопирита, сфалерита и галенита.

Таким образом, стратиграфический контроль оруденения, выражающийся в приуроченности жильных рудопроявлений к боеровской свите, а метасоматических — к более молодым свитам, объясняется не различным временем образования этих рудопроявлений, а вертикальной зональностью, отражающей специфические условия рудообразования на различных глубинах и при различных интервалах температур.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Рудопроявления колчеданно-полиметаллического комплекса в районе Чивчинских гор пользуются наиболее широким распространением. Все они характеризуются рядом общих специфических особенностей,

отражающих сходные условия их образования и единый источник рудоносных растворов. Однако по различному минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям руд, отражающих условия формирования рудопроявлений на различных глубинах и в различных интервалах температур, а также пульсирующий характер поступления рудоносных растворов и изменение их состава во времени, все рудопроявления отчетливо делятся на три типа: колчеданный, колчеданно-мышьяковый и колчеданно-полиметаллический. Необходимо отметить, что местами отмечается постепенный переход от одного типа руд к другому как по простиранию рудных зон, так и по падению, что подтверждает их генетическое родство.

Общими особенностями рудопроявлений колчеданно-полиметаллического комплекса являются:

1. Все рудопроявления связаны с продольными, реже кососекущими, разрывными нарушениями и зонами рассланцевания, приуроченными, как правило, к осевым частям складчатых структур или к местам их изгибов в плане.

2. Рудные тела локализуются в зонах метасоматического замещения вмещающих пород, развивающегося в участках наиболее интенсивного дробления и рассланцевания. При этом интенсивность развития рудной минерализации прямо пропорциональна интенсивности метасоматического замещения вмещающих пород.

3. Процесс метасоматоза выражается в интенсивном окварцевании и серицитизации пород. При этом вмещающие породы, независимо от их первоначального состава и структурно-текстурных особенностей, превращаются в серицито-кварцевые сланцы с лепидогранобластовой структурой и тонкослоистой сланцеватой текстурой, среди которых отмечаются реликты вмещающих метаморфических пород. Серицито-кварцевые сланцы — светло-серые, почти белые породы и хорошо отличаются от темных, зеленовато-серых пород метаморфического комплекса. По простиранию они прослеживаются на десятки и первые сотни метров, реже до одного километра. Мощность их изменяется от нескольких метров до первых десятков метров. Повсеместно отмечаются постепенные переходы от нацело замещенных пород в неизмененные породы метаморфического комплекса как по простиранию, так и вкрест простирания зон дробления и рассланцевания.

4. Процесс серицитизации во времени повсеместно является дорудным и выражается в разложении хлорита и полевых шпатов и замещении их серицитом. Процесс окварцевания является более длительным. Он протекал, по-видимому, на протяжении всего периода минералообразования, причем в дорудную стадию преобладали процессы перекристаллизации, а пострудную — новообразований кварца.

Ниже приводится краткая характеристика различных типов рудопроявлений колчеданно-полиметаллического комплекса.

КОЛЧЕДАННЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Колчеданные рудопроявления приурочены преимущественно к отложениям боеровской свиты. Значительно реже отмечаются в отложениях баласинувской свиты и еще реже — ластунской, в которых они являются обычно переходными между колчеданными и колчеданно-полиметаллическими.

Рудные тела представляют собой минерализованные зоны и линзообразные залежи, согласные со сланцеватостью метасоматически замещенных пород. По простиранию они прослеживаются обычно на не-

сколько десятков метров, реже на первые сотни метров, при мощности от нескольких метров до 15—20 *м*. Единственным рудным минералом является пирит. В переходных разностях в небольших количествах присутствует арсенопирит или галенит, сфалерит и халькопирит. Пирит образует вкрапленность, линзообразные прожилки и прослои мощностью от нескольких миллиметров до 5—10 *см*, приуроченные к прослоям кварца и располагающиеся между прослоями серицита. Структура пирита идиоморфнозернистая, катакластическая. Форма кристаллов кубическая. Размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до 3—5 *мм*. Преобладающий размер зерен около 0,2—0,5 *мм*. Цвет пирита латунно-желтый до серебристо-желтого. Характерна штриховка на гранях куба. В кристаллах пирита часто отмечаются включения мелких зерен кварца и чешуйки серицита, захваченные при кристаллизации пирита. Этот факт свидетельствует о дорудном характере серицитизации. Трещинки в катаклазированном пирите всегда бывают залечены кварцем. Очень характерно часто отмечающееся нарастание на гранях метакристаллов пирита, перпендикулярных к сланцеватости, удлиненно-призматических кристаллов кварца с пирамидальными окончаниями, ориентированных по длинной оси параллельно сланцеватости. Эти факты свидетельствуют о выделении кварца после пирита и кристаллизации его, по-видимому, в условиях стресса.

Содержание пирита в рудных телах колеблется обычно от 25—30% до 80—90%. Сопутствующих полезных компонентов химическими анализами не установлено. В переходных разностях в небольших количествах (обычно сотые доли %) отмечаются: медь, цинк, свинец и мышьяк. Таким образом, колчеданные руды по своему составу могут служить только сырьем для химической промышленности. Практического интереса они не представляют вследствие ограниченных запасов и сложных экономических условий района.

КОЛЧЕДАННО-МЫШЬЯКОВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Рудопроявления этого типа выявлены только в бассейне р. Баласинув, где они связаны с тектоническим нарушением северо-западного простирания (СЗ 310—320°) и оперяющими его трещинами. Тектоническое нарушение и связанная с ним зона рассланцевания приурочены к осевой части крупной синклинальной складки северо-западного простирания, сложенной породами баласинувской и ластунской свит. Породы в зоне тектонического нарушения подверглись интенсивному окварцеванию и серицитизации. Рудные тела приурочены к зоне метасоматически замещенных пород. По простиранию они прослеживаются до 80—110 *м* при максимальной видимой мощности до 10 *м*. От колчеданных рудопроявлений они отличаются вещественным составом руд: наряду с пиритом здесь в значительных количествах присутствует арсенопирит, который местами является главным рудным минералом.

Рис. 6. Катакластическая структура арсенопирита (белый с гладкой поверхностью) и пирита (белый с шероховатой поверхностью), сцементированных кварцем (черный). Полированный шлиф. Ув. × 50

Распределение арсенопирита в пределах рудных тел весьма неравномерное. Он образует агрегаты идиоморфных удлиненно-призматических кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 1,5—2,0 *мм*. Часто отмечаются сростки арсенопирита с пиритом, что свидетельствует об их одновременном выделении. Структура арсенопирита катакластическая (рис. 6). Трещинки в кристаллах залечены микрозернистым кварцем. Для колчеданно-мышьяковых руд весьма характерным является повышенное содержание золота (до 1,6 *г/т*), серебра (до 336 *г/т*) и сурьмы (сотые и десятые доли %). Видимого золота в рудах не установлено. При изучении полированных шлифов в рудах была установлена очень мелкая вкрапленность серебряных минералов (фрейбергита? и штернбергита?) в пирите, содержание серебра в котором достигает более 2000 *г/т*. По-видимому, серебряные минералы находятся в виде тонкодисперсной примеси в пирите. Необходимо отметить, что на выявленных рудопроявлениях довольно отчетливо устанавливается постепенный переход от колчеданно-мышьяковых руд к колчеданным по падению рудоносных зон.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Рудопроявления этого типа отличаются от вышерассмотренных только вещественным составом руд и их структурно-текстурными особенностями, обусловленными наложением полиметаллической минерализации на ранее образовавшуюся колчеданную и колчеданно-мышьяковую. Полиметаллическая стадия минерализации характеризуется образованием новой парагенетической ассоциации: пирит—халькопирит—сфалерит — галенит. На некоторых рудопроявлениях в небольших количествах отмечаются пирротин и касситерит. Наложение полиметаллической минерализации подтверждается типичными брекчиевыми текстурами колчедано-полиметаллических руд, наличием структур пересечения, цементацией и коррозией ранее выделившихся пирита и арсенопирита минералами полиметаллической стадии минерализации (рис. 7, 8, 9). Главным минералом в новой парагенетической ассоциации является темно-бурый, почти черный, сфалерит (марматит) с большим количеством эмульсионных выделений халькопирита. Вторым по распространенности минералом является галенит. Халькопирит присутствует, как правило, в резко подчиненном количестве. Пирротин и касситерит были установлены только на рудопроявлении в р. Ластунец. Рудные минералы образуют очень мелкие изометричные выделения и тонкие прожилки, приуроченные к трещинкам в кварце, пирите и арсенопирите. Размер их выделений колеблется в пределах сотых долей миллиметра и обычно не превышает 0,4—0,5 *мм*, так что макроскопически они устанавливаются с большим трудом.

Рис. 7. Катаклазированный арсенопирит (белый) цементируется галенитом (светло-серый) в ассоциации с кварцем (черный). Полированный шлиф. Ув. × 50

В результате изучения колчеданно-полиметаллических рудопроявлений был установлен ряд закономерностей в их распространении, имеющих поисковое значение.

1. Полиметаллическая минерализация проявлялась только в пределах зон метасоматически замещенных пород и только в пределах проявления более ранней стадии колчеданной и колчеданно-мышьяковой минерализации. Единственным исключением из этого правила является рудопроявление в р. Ластунец. Здесь полиметаллические руды, которые приурочены также к зоне окварцевания и серицитизации, находятся вне видимой связи с проявлением ранней стадии колчеданной минерализации.

Рис. 8. Катаклазированный пирит (белый) цементируется халькопиритом (светлосерый), сфалеритом с эмульсионными выделениями халькопирита (серый) и кварцем (черный). Полированный шлиф. Ув. ×50

2. Полиметаллическая минерализация проявилась только на участках наиболее интенсивного катаклаза и дробления колчеданных руд, вследствие чего часто отмечаются переходы колчеданно-полиметаллических руд в колчеданные по простиранию рудных тел.

3. Проявления полиметаллической минерализации наиболее широко распространены в пределах ластунской свиты, реже отмечаются в баласинувской и совершенно отсутствуют в пределах боеровской свиты. Этот факт позволяет с достаточной долей вероятности предположить о том, что по падению колчеданно-полиметаллические руды будут закономерно сменяться мономинеральными пиритовыми рудами. Таким образом, выявленные в настоящее время колчеданно-полиметаллические рудопроявления не имеют перспектив на более глубоких горизонтах.

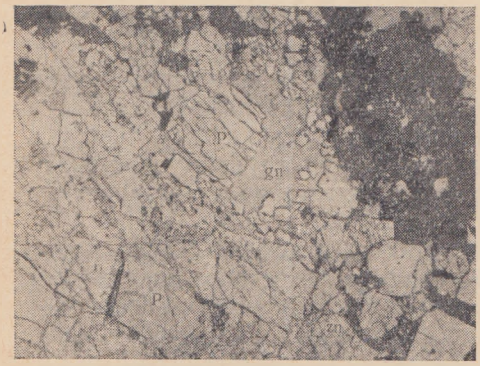


Рис. 9. Катаклазированный пирит (белый) цементируется галенитом (светлосерый) и сфалеритом (серый). Отчетливо выражена брекчиевая текстура. Полированный шлиф. Ув. ×50

Химическими и спектральными анализами многочисленных бороздовых и штуфных проб установлено, что главным полезным компонентом в колчеданно-полиметаллических рудах является цинк, содержание которого достигает 3,0—3,5%, свинец (до 1,5%) и медь (до 0,1—0,3%). В незначительных количествах (обычно тысячные-сотые доли %) отмечаются кадмий (в сфалерите), висмут и олово. О содержаниях мышьяка, золота и серебра в рудах указывалось выше. Таким образом, по своему составу колчеданно-полиметаллические руды являются комплексными, а по среднему содержанию полезных компонентов убогими, не представляющими практического интереса.

ГЕНЕЗИС РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Характер рудной минерализации, изменения вмещающих пород и структурный контроль оруденения свидетельствуют о гидротермальном

генезисе рудопроявлений и двухстадийности процесса рудообразования. Отчетливой связи рудоносных растворов с определенным комплексом магматических пород не наблюдается. Очень близкий состав главных и попутных полезных компонентов в рудопроявлениях медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического комплексов свидетельствует, по-видимому о том, что рудоносные растворы генетически связаны с единым магматическим комплексом — соскладчатыми двуслюдяными гранитами. Специфические же особенности рудопроявлений отражают эволюцию растворов в процессе становления интрузий. Таким образом, мы можем говорить о двух этапах рудной минерализации, связанных с единым магматическим источником, но разделенных значительным промежутком времени. Раннему этапу минерализации соответствует медноколчеданный комплекс, а позднему — колчеданно-полиметаллический. Значительно более поздний возраст колчеданно-полиметаллических рудопроявлений подтверждается фактическим материалом на примере рудопроявлений р. Ластунец. Здесь в висячем крыле субширотного крутопадающего к СВ тектонического нарушения, фиксирующегося довольно мощной зоной тектонической глинки, прослеживается мощная зона окварцованных и серицитизированных пород, с которыми генетически связана колчеданно-полиметаллическая минерализация. Естественной геологической границей лежачего крыла этой зоны является тектоническая глинка, служившая экраном, что свидетельствует о дорудном характере нарушения по отношению к колчеданно-полиметаллическому оруденению. Здесь же в лежачем крыле тектонического нарушения прослеживается зона интенсивно хлоритизированных пород с медно-колчеданной минерализацией. Обломки этих пород отмечаются в тектонической глинке, что свидетельствует о пострудном характере тектонического нарушения по отношению к медноколчеданному оруденению.

Изучение парагенетических ассоциаций и их структурно-текстурных особенностей позволяет в общих чертах восстановить ход процесса рудообразования. Первая порция гидротермальных растворов, проникших в ослабленные зоны раздробленных пород, обусловила щелочной калиевый метасоматоз, о чем свидетельствует разложение хлорита и полевых шпатов и замещение их серицитом, а также полную перекристаллизацию, которая протекала, по-видимому, в условиях стресса, что обусловило тонкослоистую сланцеватую текстуру метасоматически замещенных пород. Освобождавшееся в процессе замещения хлорита железо переходило в растворы.

В результате изменения режима кислотности-щелочности растворов щелочной метасоматоз сменился кремнекислотным, сопровождавшимся обильным выделением сульфидов железа, что привело к формированию колчеданных рудопроявлений. Процесс этот протекал, по-видимому, в широком диапазоне температур и давлений, что обусловило более или менее равномерное распределение рудопроявлений во всех свитах метаморфического комплекса. Геохимические особенности колчеданных рудопроявлений, заключающиеся в полном отсутствии сопутствующих железу рудных компонентов, обусловлены, по-видимому, безрудным характером гидротермальных растворов. Источником железа явились сами вмещающие породы, подвергшиеся метасоматическому замещению. Количественное сравнение масс метасоматически замещенных пород и залежей колчеданных руд не противоречит этому выводу.

Образование колчеданно-мышьяковых руд в бассейне р. Баласинув было обусловлено, по-видимому, поступлением новой порции растворов, содержащих мышьяк, сурьму, золото и серебро.

Повторные подвижки, вызвавшие катаклаз и дробление колчеданных и колчеданно-мышьяковых руд, обусловили поступление новой порции гидротермальных растворов, содержавших цинк, свинец, медь, железо и ряд других элементов, и образование новой парагенетической ассоциации пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — пирротин — касситерит. Выделение рудных минералов происходило в определенном интервале температур и давлений, вследствие чего полиметаллическая минерализация проявилась только в пределах ластунской и верхних горизонтах баласинувской свиты и отсутствует в пределах боеровской свиты.

Характер изменения руд в зоне гипергенеза в общем аналогичен изменению медноколчеданных руд. Необходимо только отметить, что в пределах колчеданно-мышьяковых рудных тел в зоне окисления широким распространением пользуется лимонит и сурьмяно-мышьяковые охры ярко-желтого и зеленовато-желтого цвета.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Рудопроявления рассматриваемого комплекса пользуются ограниченным распространением в районе и установлены только в трех пунктах: в бассейнах рек Ластун, Прелуки и М. Прилучный. Оруденение повсеместно связано с баритовыми и барито-кварцевыми жилами, гнездами и прожилковыми зонами, которые в структурном отношении приурочены к продольным и секущим разрывным нарушениям в сводовых частях антиклинальных складок. В р. Прилучный баритовые гнезда с полиметаллической минерализацией приурочены к лежачему крылу плоскости надвига непосредственно под тектонической глинкой. Возраст надвигового нарушения альбский.

Особенностью рудопроявлений полиметаллического комплекса является их приуроченность только к отложениям боеровской свиты и отсутствие в более высоких горизонтах. Причины такой закономерности в локализации рудопроявлений остались не установленными.

Рудные тела характеризуются очень небольшими размерами и сложной морфологией. Размер гнездообразных тел обычно не превышает нескольких десятков *кв дм* — первых *кв м*. Мощность жил в прожилковых зонах колеблется от нескольких миллиметров до первых сантиметров и лишь очень редкие одиночные жилы в раздувах достигают до 1,0—1,5 *м*. Контакты жил с вмещающими породами резкие, отчетливые, но очень извилистые. Околожильных изменений вмещающих пород не отмечается. Жилы сложены баритом или баритом и молочно-белым кварцем. Барит образует таблитчатые удлиненные кристаллы или изометричные зерна размером от 0,2—0,5 до 1,5—2,0 *мм*. Цвет его светло-серый до розовато-серого. В небольших количествах в жилах отмечается анкерит.

Наиболее типичным и интересным рудопроявлением данного комплекса является проявление р. Ластун, в верховьях его левого составляющего. Вдоль левого склона ручья здесь прослеживается довольно мощная (до 10—15 *м*) зона интенсивно, но неравномерно окварцованных и серицитизированных пород, с которой связана колчеданная минерализация. Зона приурочена к осевой части килевидной антиклинальной складки, ядро которой сложено породами боеровской свиты. Сильно катаклазированный пирит образует вкрапленность и линзообразные прожилки. Колчеданные руды очень сильно окислены и выщелочены. Пирит, как правило, отмечается только в виде реликтов среди колломорфных гетита и гидрогетита или бывает полностью выщелочен, чем обусловлено широкое развитие пористых текстур. В пределах рудного

тела по его простиранию отмечается маломощная зона дробления и довольно интенсивной баритизации, прослеживающаяся на расстоянии около 200 *м*, при мощности от 0,1 до 5,0 *м*. Контуры зоны баритизации очень неотчетливые. Барит образует очень маломощные (до нескольких сантиметров) сложно ветвящиеся жилки, прожилки и гнезда, часто цементирует обломки окисленных колчеданных руд. С процессом баритизации генетически связана полиметаллическая минерализация. Рудные минералы образуют мелкую вкрапленность, гнезда, чаще тонкие прожилки в барите; реже развиваются по трещинкам в колчеданных окисленных рудах. Главным рудным минералом является галенит, в парагенетической ассоциации с которым в резко подчиненных количествах отмечаются сфалерит, халькопирит и пирит.

Галенит образует мелкую вкрапленность и прожилки в барите. Отмечаются выделения галенита в интерстициях между зернами барита и замещение его по трещинкам спайности, что свидетельствует о более позднем выделении галенита по сравнению с баритом. Часто в галените отмечаются включения мелких идиоморфных кристалликов барита. Весьма характерным является наличие прожилков галенита, секущих по простиранию прожилки окисленного и выщелоченного пирита (рис. 10). Довольно часто в галените отмечаются псевдоморфозы колломорфного гетита и гидрогетита с реликтами пирита. В то же время процессы окисления галенита и замещения его англезитом и церусситом развиты очень слабо. Эти факты указывают на то, что процесс окисления и выщелачивания пирита предшествовал процессу полиметаллической минерализации. Характерной особенностью галенита полиметаллического комплекса является присутствие в нем серебра в виде изоморфной примеси, содержание которого составляет около 350—400 *г/т*.

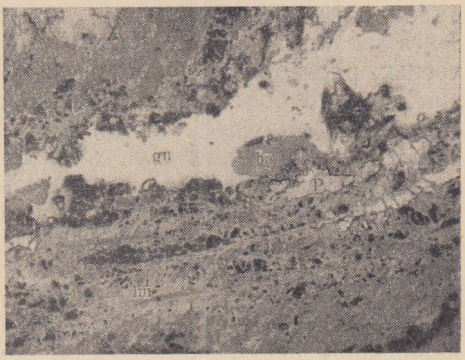


Рис. 10. Прожилок галенита (белый) с включениями барита (серый) секущий по простиранию прожилок окисленного и выщелоченного пирита. Колломорфный гидрогетит — светло-серое, белое — реликты пирита, черное — пустотки от выщелоченного пирита. Полированный шлиф. Ув. ×50

Халькопирит и сфалерит присутствуют в рудах в очень незначительном количестве. Отличительной особенностью сфалерита, в отличие от сфалерита из рудопроявлений медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического комплексов, является его светлая окраска в желтовато-коричневых и светло-коричневых тонах и отсутствие в нем кадмия.

В барито-кварцевых жилах, являющихся, по-видимому, более высокотемпературными образованиями, в парагенетической ассоциации с галенитом часто отмечаются фрейбергит и аргентит, образующие включения в галените, размер которых колеблется в пределах сотых долей миллиметра до 0,25 *мм*.

В очень небольших количествах в рудах присутствует киноварь. Так, в протолочной пробе из рудопроявления М. Прилучный были обнаружены зерна киновари, а на участках рудопроявлений Ластун и Прелуки установлены шлиховые ореолы киновари с содержанием до

30 знаков на шлих из 16—20 *кг* рыхлой массы. Эти данные свидетельствуют о генетической связи ртутной минерализации с полиметаллической.

Изучение химического и минералогического состава руд на выявленных рудопроявлениях показало, что главным полезным компонентом является свинец, содержание которого по отдельным пробам достигает 4—5% и более. В незначительных количествах присутствуют цинк и медь (до десятых долей %), серебро (до 170 *г/т*) и золото (в следах). Характерны повышенные (десятые доли %) содержания стронция, который присутствует, по-видимому, как изоморфная примесь в барите. В целом содержания полезных компонентов в рудных телах очень низкие и не превышают десятых долей %. Практического интереса выявленные рудопроявления не представляют.

Что касается условий образования полиметаллических рудопроявлений, то характер рудной минерализации и структурные особенности рудопроявлений, бесспорно, свидетельствуют об их гидротермальном генезисе. Гораздо более сложным является вопрос об источнике рудоносных растворов и времени их формирования. Несомненным является значительно более молодой возраст полиметаллических проявлений по сравнению с колчеданными. Факты пересечения окисленных и выщелоченных колчеданных руд прожилками галенита, почти не затронутого процессами окисления, и включения в галените псевдоморфоз колломорфного гетита по пириту свидетельствуют о том, что колчеданное рудопроявление до наложения полиметаллической минерализации длительное время находилось в зоне окисления. Этот вывод подтверждается трансгрессивным залеганием триасовых доломитов и терригенных пород нижнего и верхнего (сеноман) мела на кристаллических сланцах боеровской свиты непосредственно в районе рудопроявления. Эти данные позволяют считать возможную нижнюю границу полиметаллической минерализации как послесеноманскую. На рудопроявлении Прелуки было установлено, что широко развитые баритовые жилы и прожилки (см. выше) моложе тектонических нарушений, возраст которых является послепалеогеновым. С другой стороны установлено, что широко развитая в пределах Карпат ртутная минерализация генетически связана с верхнетретичным магматизмом, характеризующимся широким развитием мощных эффузивных толщ андезитов, дацитов и риолитов и гипабиссальных интрузий гранодиоритового состава в смежных с Чивчинскими горами районах Румынии и Советского Закарпатья. В связи с этими образованиями известны многочисленные полиметаллические месторождения с серебром и золотом (районы Бая-Маре и Бая-Борша в Румынии, Береговского холмогорья в Закарпатье и т. д.) и месторождения барита. Таким образом, приведенные выше данные дают основание отнести рудопроявления полиметаллического комплекса Чивчинских гор к молодым образованиям, генетически связанным с верхнетретичной фазой магматизма.

В заключение необходимо остановиться на рассмотрении вопроса о возрасте колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, так как правильное решение этого вопроса в конечном итоге определяет поисковые критерии и направление дальнейших поисковых работ в районе. Предыдущие исследователи (В. И. Чулочников и др.), считая, что рудопроявления приурочены к наиболее молодым тектоническим нарушениям, включая и поперечные разломы, к которым приурочены выходы минеральных вод, сделали вывод о третичном возрасте рудопроявлений. Наши данные позволяют сделать другой вывод о возрасте рудопроявлений.

Необходимо отметить, что, несмотря на многолетние поисковые работы в районе, в мезо-кайнозойских отложениях не было обнаружено ни одного проявления полезных ископаемых, аналогичного по генезису столь распространенным рудопроявлениям в метаморфических породах. Более того, нигде не было установлено даже следов гидротермального изменения мезо-кайнозойских пород, которое очень широко развито в метоморфических породах. Такая же строгая закономерность в локализации колчеданных, медноколчеданных и полиметаллических рудопроявлений и месторождений отчетливо наблюдается в смежных районах Румынии, где породы метаморфического комплекса и связанные с ним месторождения пользуются более широким распространением. Эта закономерность может быть удовлетворительно объяснена только признанием домезозойского возраста оруденения.

Вторым фактом, свидетельствующим о домезозойском возрасте рудопроявлений, является структурный контроль их тектоническими нарушениями северо-западного простирания, которые в большинстве случаев приурочены к осевым частям антиклинальных и синклинальных складок и представляют собой зоны дробления, трещиноватости и рассланцевания, образовавшиеся в основную фазу герцинской складчатости. Разрывные же нарушения послемелового возраста являются по своему характеру сбросо-сдвиговыми, имеют северо-восточное простирание и обрезают нарушения, контролирующие оруденение.

Третьим фактом, убедительно свидетельствующим о домезозойском возрасте оруденения, является установленное на ряде проявлений срезание рудных тел послемеловыми тектоническими нарушениями и наличие рудных обломков в тектонической глинке, связанной с этими нарушениями. О домезозойском возрасте оруденения свидетельствуют также структурно-текстурные особенности руд, факты пересечения окисленных колчеданных руд прожилками барита с колчеданной минерализацией и т. д.

Таким образом, совокупность фактических данных позволяет сделать вывод о домезозойском возрасте колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений и об их генетической связи с герцинским тектономагматическим циклом. Связь каждого рудного комплекса с определенной фазой магматизма рассматривалась выше.

Необходимо также кратко остановиться на вопросе о перспективности оруденения на более глубоких горизонтах. Предыдущими исследователями высказывалось предположение, что выявленные рудопроявления являются лишь первыми признаками возможно крупных рудных тел, еще не вскрытых эрозией. Имеющийся фактический материал противоречит такому предположению. Район Чивчинских гор характеризуется глубоким эрозионным срезом. Материнские гранитные интрузии вскрыты в апикальных и срединных своих частях. Эрозионный срез в пределах метаморфического комплекса составляет около 1,5 *км*, По-видимому, не менее чем двухкилометровая толща палеозойских пород уничтожена предтриасовой и последующими эрозиями.

Все более или менее крупные рудопроявления с медной, золото-серебро-мышьяковой и полиметаллической минерализацией приурочены к самым верхним горизонтам и с глубиной быстро сменяются чисто пиритовыми рудами. Эти данные свидетельствуют, скорее всего, о том, что мы имеем дело с корневыми частями рудопроявлений или месторождений, большая часть которых уничтожена эрозией, вследствие чего глубокие горизонты представляются малоперспективными.

Изложенные выше данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Район Чивчинских гор характеризуется наличием большого количества колчеданных и полиметаллических рудопроявлений, являющихся гидротермальными образованиями.

2. Образование рудопроявлений связано с герцинским и альпийским тектоно-магматическими циклами.

3. С герцинским тектоно-магматическим циклом связано образование рудопроявлений колчеданного, медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического комплексов. Процесс герцинского рудообразования был длительным и многофазным.

4. С альпийским тектоно-магматическим циклом связано образование рудопроявлений полиметаллического комплекса.

5. Все рудопроявления контролируются тектоническими нарушениями, как правило, северо-западного простирания.

6. Отмечающийся фактор стратиграфического контроля оруденения обусловлен вертикальной зональностью.

7. В районе отмечается горизонтальная зональность, выражающаяся в смене колчеданных рудопроявлений колчеданно-полиметаллическими с востока на запад при удалении от гранитных интрузий.

8. Район Чивчинских гор характеризуется глубоким эрозионным срезом, вследствие чего глубокие горизонты являются малоперспективными.

9. Проявления характеризуются небольшими размерами и убогими содержаниями полезных компонентов.

10. В целом район Чивчинских гор представляется малоперспективным для обнаружения крупных медных и полиметаллических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Матковский О. И., Ясинская А. А., Чулочников В. И., Павлишин В. И. О колчеданных и полиметаллических рудопроявлениях в Чивчинских горах. «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», 1962, № 16.

Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев, 1958.

Krajewski R. Sprawozdanie z poszukiwan rudy manganu na Prelucznym w gorach Czywczynskich. «Panstwowy Inst. Geol., Bull.», 1938, N 2.

Olszewski St. Mapa gorniczo-przemyslowa galicyi z objasnieniami. Lwow, 1911.

Tokarski J., Pazdro Z. Pasmo gor Czywczynskich. «Rocznik Polsk. Tow. Geol.», 1934, t. 10.

Zuber R. Die krystallinischen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. «Mineralog. Petrograph. Mittheilungen», 1886, Bd. 7, Nr. 3.

Н. С. ВИДЯКИН

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ПОРОДАХ И РУДАХ ЧИВЧИНСКИХ ГОР

При проведении шлихового опробования в районе Чивчинских гор в 1950—1951 гг. Львовской геологической экспедицией под руководством В. И. Чулочникова и Чивчинской партией Карпатской экспедиции МГУ в 1961—1962 гг. в аллювии и надпойменных террасах многих ручьев было обнаружено золото в количестве единичных знаков, реже до 10—12 знаков на шлих из одного лотка (16—20 *кг*). Шлиховые ореолы золота были установлены в верховьях р. Сарата, р. Перкалаб и ее левых притоках (ручьи Минчель, Стрымба и Маскотын), в верховьях р. Ч. Черемош и ее притоках (ручьи Ластун, Баласинув, Попадынец, Альбин и Добрын).

Размер зерен золота колеблется от десятых долей миллиметра до 1,5 *мм*. Форма зерен округлая, эллипсовидная, реже удлиненно-вытянутая и чешуйчатая. Зерна в различной степени окатаны. Изредка отмечаются совершенно неокатанные зерна золота (ручей Баласинув).

Практического интереса россыпное золото в аллювиальных образованиях не представляет вследствие очень низкого содержания и незначительного развития аллювиальных отложений в районе.

Большой интерес представляет выяснение природы источников россыпного золота в районе Чивчинских гор.

При анализе закономерностей распределения золота в современном аллювии отчетливо выделяются ореолы механического рассеяния золота двух типов.

1. Локальные ореолы в бассейнах ручьев первого — третьего порядка, геоморфологически замкнутых в области развития пород метаморфического комплекса.

2. Локальные ореолы в бассейнах ручьев первого—третьего порядка, геоморфологически замкнутых в области развития меловых терригенных отложений Мармарошской зоны.

В ореолах первого типа типоморфными минералами-спутниками золота являются пирит, часто галенит, сфалерит и халькопирит. В ореолах второго типа типоморфных минералов-спутников не отмечается.

Необходимо отметить, что ореолов рассеяния золота в области развития меловых отложений севернее Чивчинского кристаллического массива не отмечается.

Таким образом, отчетливо устанавливается два источника питания ореолов рассеяния: золото из пород метаморфического комплекса и связанных с ним колчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических рудопроявлений и золото, поступающее из терригенных меловых пород Мармарошской зоны.

В 1951 г. В. И. Чулочников на основании частого совместного нахождения в шлихах золота с галенитом и сфалеритом высказал предположение о генетической связи золота с полиметаллическими рудами. Для выяснения генетической связи золота с определенным типом рудопроявлений нами было отобрано и проанализировано 114 проб из различных рудопроявлений, жильных образований, зон гидротермально измененных пород и мономинеральных пиритовых концентратов. Результаты пробирных анализов проб приведены в табл. 1.

Таблица 1

Содержание золота в породах и рудах Чивчинских гор*

Характер опробованного материала	Общее количество проб	В том числе:			Содержание золота в *г/т* от до
		пустые	содержащие золото в следах	содержащие золото	
Колчеданные руды из рудопроявлений колчеданного комплекса	8	—	8	—	—
Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы с медноколчеданным оруденением	5	—	5	—	—
Хлоритизированные породы с медноколчеданным оруденением	9	—	7	2	0,4—0,8
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданным оруденением	5	3	2	—	—
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданно-мышьяковым оруденением	19	—	16	3	0,4—1,6
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданно-полиметаллическим оруденением	10	4	6	—	—
Кварцевые и кварц-баритовые жилы с полиметаллическим оруденением	12	4	8	—	—
Пирит из колчеданно-мышьяковых рудопроявлений	4	1	3	—	—
Пирит из медноколчеданных руд	1	1	—	—	—
Прочие гидротермально-измененные породы	41	5	36	—	—
Меловые терригенные породы Мармарошской зоны	8	—	8	—	—
Итого . . .	122	18	99	5	

* Пробирные анализы на золото были выполнены в химической лаборатории Закарпатской экспедиции.

В заметных количествах (от 0,4 до 0,8 *г/т*) золото было обнаружено в медноколчеданных рудопроявлениях, связанных с зонами дробления и хлоритизации, и рудопроявлениях колчеданно-полиметаллического комплекса, связанных с зонами окварцованных и серицитизированных пород (от 0,4 до 1,6 *г/т*). На рудопроявлениях колчеданно-полиметаллического комплекса отчетливо устанавливается две фазы рудной минерализации: колчеданная или колчеданно-мышьяковая, характеризующаяся повышенным содержанием серебра, и наложенная на

них полиметаллическая[1]. Анализ распределения золота в этих рудах, по данным 34 проб, показывает, что содержание золота не зависит от содержания в рудах свинца, цинка и меди. В то же время намечается определенная, прямо пропорциональная зависимость между содержанием золота и содержанием сурьмы и мышьяка, что свидетельствует о генетической связи золота с колчеданно-мышьяковой фазой минерализации и гидротермальном его генезисе.

Нужно отметить, что ни макроскопически, ни в многочисленных пробах-протолочках видимое золото не установлено, что объясняется, по-видимому, его очень низкими содержаниями и мелкими размерами выделений.

Практического значения выявленные золоторудные проявления не имеют вследствие очень низкого содержания золота в рудах и незначительных масштабов рудных тел.

В заключение необходимо отметить, что шлиховые ореолы золота в области развития пород метаморфического комплекса, находящиеся вне связи с выявленными рудопроявлениями, свидетельствуют, по-видимому, о наличии на данных участках еще не обнаруженных медноколчеданных или колчеданно-мышьяковых рудных тел и могут рассматриваться как прямой поисковый признак для выявления новых рудопроявлений в районе.

Что касается наличия золота в меловых терригенных породах Мармарошской зоны, то отсутствие в них жильных образований, гидротермально измененных и минерализованных пород, характер меловых отложений и анализ условий их образования свидетельствуют о том, что золото в них является переотложенным. Источником его являлись проявления рудного золота в метаморфических породах Чивчинского кристаллического массива и массива Марамуреш, расположенного в Румынии к югу от описываемого района, с которых и поступал обломочный материал, накапливавшийся в депрессии типа межгорной впадины. С целью изучения количественного содержания золота было проведено послойное опробование меловых отложений по разрезу в верховьях р. Перкалаб. Опробованию подвергались пачки конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Всего было отобрано 8 объединенных проб весом до 20 *кг*. Химический анализ проб показал присутствие золота в следах во всех пробах. При изучении искусственных шлихов из этих же проб золото не обнаружено.

Для окончательной оценки перспективности меловых отложений на золото полученные нами данные являются далеко не достаточными. Не исключается возможность обнаружения на локальных участках в определенных горизонтах местных повышенных концентраций золота. Однако очень низкие содержания золота в ореолах рассеяния и коренных породах и отсутствие более или менее крупных коренных месторождений золота в пределах Чивчинского и Марамурешского кристаллических массивов позволяют сделать вывод о малой перспективности меловых отложений на золото.

В 1961 г. в отдельных пробах из колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд было (впервые для района Чивчинских гор) установлено повышенное содержание серебра, достигающее первых сотен грамм на тонну. С целью выявления закономерностей в распределении серебра в породах и рудах нами было отобрано и проанализировано 120 проб из различных типов руд, жильных образований, гидротер-

[1] Более подробная характеристика указанных рудопроявлений приведена в статье Н. С. Видякиной, помещенной в настоящем сборнике.

мально измененных пород и мономинеральных концентратов. Результаты анализов приведены в табл. 2.

Результаты анализов показывают, что серебро как попутный компонент присутствует в небольших количествах (обычно менее 10 *г/т*) во всех типах руд гидротермального генезиса. И только в двух типах —

Таблица 2

Содержание серебра в породах и рудах Чивчинских гор*

Характер опробованного материала	Общее количество проб	В том числе пробы			Среднее содержание серебра и пределы содержаний в *г/т*
		пустые	с серебром в следах	содержащие серебро	
Колчеданные руды из рудопроявлений колчеданного комплекса	3	1	—	2	4,7 / 0,0—10,0
Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы с медноколчеданным оруденением	5	—	2	3	5,8 / сл.—228
Хлоритизированные породы с медноколчеданным оруденением	6	2	1	3	1,6 / 0,0—5,6
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданным оруденением	3	2	1	—	—
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданно-мышьяковым оруденением	21	—	—	21	41,0 / 1,0—336,4
Окварцованные и серицитизированные породы с колчеданно-полиметаллическим оруденением	11	—	4	7	5,5 / сл.—23,2
Кварцевые и кварц-баритовые жилы с полиметаллическим оруденением	11	4	2	5	23,6 / 0,0—172,0
Пирит из колчеданно-арсенопиритовых руд	4	—	—	4	1159,4 / 114—2208
Пирит из медноколчеданных руд	1	—	1	—	—
Галенит из кварц-баритовых жил	1	—	—	1	376
Прочие гидротермально измененные породы	54	52	1	1	— / 0,2—2,0
Итого	120	61	13	47	

* Пробирные анализы на серебро были выполнены в химической лаборатории Закарпатской экспедиции.

колчеданно-мышьяковых с наложенной полиметаллической минерализацией и полиметаллических, связанных с кварц-баритовыми и баритовыми жилами — содержание серебра достигает первых сотен грамм на тонну и может представлять практический интерес.

Из колчеданно-мышьяковых руд были проанализированы 21 проба из трех известных рудопроявлений в ручье Рудном, по которым среднее содержание серебра составляет 41,0 *г/т* при колебании от 1 до 336 *г/т*. В рудопроявлениях других типов того же комплекса серебро присутствует в очень незначительных количествах. На всех трех рудопроявлениях руды являются двухфазными с наложением полиметаллической, существенно галенит-сфалеритовой минерализации на колчеданно-арсенопиритовую. Сопоставление содержаний серебра и свинца в пробах из этих руд точно так же, как и из колчеданных с наложенной полиметаллической минерализацией, показывает (табл. 3), что содержание серебра в рудах не зависит от содержания свинца.

Таблица 3

Содержание свинца и серебра в колчеданных и колчеданно-мышьяковых рудах с наложенной полиметаллической минерализацией

Содержание свинца, в %	Содержание серебра, в *г/т*	Содержание серебра в *г/т* на 1% свинца	Содержание свинца, в %	Содержание серебра, в *г/т*	Содержание серебра, в *г/т* на 1% свинца
		1. Колчеданные руды			
1,12	5,0	4,5	0,003	2,0	670
0,1	7,0*	70	1,41	23,2	16,4
0,07	2,0	28,6	0,06	2,0	33
0,13	5,0*	38,5	0,04	13,2	330
0,005*	14,0	2800			
		2. Колчеданно-мышьяковые руды			
0,56	10*	17,8	1,33	50,0	37,6
1,19	60,0	50,4	0,05	5,0*	100,0
0,35	58,0	165,7	0,01*	2,0	200,0
0,45	28,0	62,2	0,56	28,0	50,0
0,07	1,0*	14,3	0,56	24,0	42,9
0,77	34,0	44,2	0,38	19,2	50,0
1,05	14,0	13,3	0,49	26,0	53,1
0,49	26,0	53,1	0,59	90,0	152,5
0,35	2,0	5,7	0,50	18,4	36,8
0,35	6,0	17,1	0,02	24,0	1200,0

* Содержание по данным спектрального анализа.

Эти данные позволяют сделать вывод о том, что серебро генетически связано с первой, колчеданно-мышьяковой фазой минерализации и должно присутствовать в виде собственных минералов, а не изоморфной примеси в галените, как это предполагалось ранее.

Весьма интересным фактом является исключительно высокое содержание серебра в мономинеральных пиритовых концентратах, которое по данным четырех проб колеблется от 114 до 2208 *г/т*, составляя в среднем 1160 *г/т*. При изучении полированных шлифов под микроскопом в пирите была установлена очень мелкая вкрапленность округлых или эллипсовидных серебряных минералов — фрейбергита (?) и штернбергита (?). Размер их колеблется от 0,0005 до 0,01 *мм*, редко до 0,05 *мм*. Выделения серебряных минералов отмечаются очень редко и в большом количестве шлифов вообще не были установлены, что свидетельствует, по-видимому, о их тонкодисперсном состоянии. Выделе-

ний серебряных минералов вне связи с пиритом в рудах не установлено.

В полиметаллических рудах, связанных с кварцевыми и кварцбаритовыми жилами, среднее содержание серебра составляет 23,6 *г/т* при колебании от 0,0 до 172 *г/т*. При изучении полированных шлифов этих руд был впервые в районе установлен собственно серебряный минерал аргентит и серебросодержащая разновидность тетраэдрита — фрейбергит, находящиеся в тесной парагенетической ассоциации с галенитом, халькопиритом и сфалеритом (рис. 1). Аргентит и фрейбергит образуют аллотриоморфные выделения в галените и вне связи с ним не отмечаются. Весьма характерно при этом, что скопления вкрапленников фрейбергита в галените отмечаются только вблизи выделений халькопирита. Размер вкрапленников фрейбергита колеблется от 0,005 до 0,2 *мм*. Аргентит образует вкрапленники размером от 0,005 до 0,25 *мм*. Часто мелкие выделения аргентита отмечаются в центре зерен фрейбергита. Характеризуется резкой анизотропностью и четко выраженным пластинчатым двойниковым строением.

Рис. 1. Выделения аллотриоморфных зерен халькопирита (Cp), аргентита (Arg) и фрейбергита (Fr) в галените (G), замещаемом колломорфными гетитом и гидрогетитом

Необходимо отметить, что серебро в рассматриваемом типе руд присутствует также в виде изоморфной примеси в галените, содержание в котором, по данным анализа, мономинерального галенитового концентрата, лишенного вкрапленников серебряных минералов, составляет 376 *г/т*.

В заключение необходимо подчеркнуть, что самостоятельного практического интереса серебро не представляет вследствие его низких содержаний в рудах, но при условии их эксплуатации на полиметаллы оно, несомненно, будет иметь большое значение как попутный компонент, переходящий в процессе переработки в колчеданные концентраты в первом типе руд и свинцовые — во втором.

ЛИТЕРАТУРА

Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. М., «Госгеолиздат», 1949.

Матковский О. И., Ясинская А. А., Чулочников В. И., Павлишин В. И. О колчеданных и полиметаллических рудопроявлениях в Чивчинских горах. «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», 1962, № 16.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

I. СТРАТИГРАФИЯ

С. Г. Рудаков. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива 6
В. И. Славин, Ф. И. Жуков. О пермских отложениях в советской части Восточных Карпат 16
В. И. Славин. Триасовые отложения Чивчинских гор и Раховского массива . 22
Н. А. Ефимова. О фауне фораминифер из триасовых отложений Советских Карпат 35
С. Л. Бызова, Н. И. Маслакова, Т. Н. Горбачик. Новые данные о строении и возрасте шипотской свиты юго-восточной части Советских Карпат 48
С. Л. Бызова, Т. Н. Горбачик, Н. И. Маслакова. О возрасте меловых отложений Раховской зоны 62
В. Г. Чернов. О типах разрезов меловых отложений Мармарошской зоны . 68
В. Г. Чернов. Стратотип соймульской свиты 78
Н. И. Маслакова Стратиграфия верхнемеловых отложений Ужокско-Дуклянской зоны Восточных Карпат 91
В. Ф. Шульга. О форме отрицательных гиероглифов в эоценовом флише Карпат 102
М. А. Беэр, Н. И. Маслакова. О строении дусинской свиты в междуречье Ужа и Боржавы 105
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский. К вопросу о возрасте стратовулканов Синяк и Борлиов-Дил (Закарпатье) 115
Н. О. Рыбакова, Т. В. Стрельцова. К характеристике паннонских отложений некоторых разрезов Солотвинской впадины 125
А. В. Кожевников. К стратиграфии антропогеновых отложений бассейна р. Тисы 132

II. ТЕКТОНИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

М. А. Беэр, С. Л. Бызова, В. И. Славин. Тектоника юго-восточной части Советских Карпат 151
В. Н. Зайцева, Т. Ю. Пиотровская. Этапы неотектонического развития Закарпатского прогиба 164
Т. Ю. Пиотровская. Рельеф и неоструктуры горной части Закарпатья и Чивчин 177

III. МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

С. Г. Рудаков. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах 189
Н. С. Видякин, С. Г. Рудаков. Проявления марганцевых руд в Чивчинских горах и условия их образования 195
Н. С. Видякин. Колчеданные и полиметаллические рудопроявления в Чивчинских горах и условия их образования 204
Н. С. Видякин. О закономерностях распределения золота и серебра в породах и рудах Чивчинских гор 227

Редактор *Моргунов Ю. Г.*
Технический редактор *Георгиева Г. И.*
Корректор *Петкевич М. М.*

Сдано в набор 4.XI 1965 г.
Подписано к печати 13.VIII 1966 г.
Л-81517 Формат 70×108¹/₁₆
Бум. типографская № 1 Физ. печ. л. 14,75
Усл. печ. л. 20,65 + две вклейки (0,29)
Уч.-изд. л. 19,38 Изд. № 13/зак.
Зак. 2166 Тираж 800 экз. Цена 1 р. 18 к.

Издательство
Московского университета
Москва, Ленинские горы
Административный корпус

Отпечатано с готового набора
в тип. Изд-ва МГУ,
Москва, Ленинские горы. Зак. 927

[illegible]

Цена 1 р. 18 к.