

Э. ЛАЗАРЕНКО

М. ГНИЛКО

В. ЗАЙЦЕВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

З. ЛАЗАРЕНКО

М. ГНИЛКО

В. ЗАЙЦЕВА

ЛЬВОВСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

при ЛЬВОВСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ

УНИВЕРСИТЕТЕ им. Ив. Франко

МЕТАМОРФИЗМ ЗАКАРПАТТЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЬВОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1968



3648

УДК 553. 061 (477. 87)

Монография посвящена обобщению большого фактического материала по металлогении Закарпатья. Характеристика геологического строения этого региона, его глубинных структур по материалам геофизики и особенностей магматизма даются с учетом новейших данных и используются для детального металлогенического анализа. Монография может служить пособием для дальнейшего металлогенического изучения Закарпатья.

Ответственный редактор
профессор Е. К. ЛАЗАРЕНКО

Введение

Территория Закарпатской области УССР располагается в пределах нескольких геологоструктурных зон. Положение территории Закарпатья в связи с тем, что она не охватывает целиком ни одной тектонической единицы внутри Карпатского региона, вызывает некоторые затруднения в металлогенических построениях, ибо не всегда имеется возможность ознакомления с материалом по сопредельным районам; еще большие затруднения возникают при проведении полевых работ. Все это в значительной мере накладывало отпечаток территориальной замкнутости на работы закарпатских геологов, которые ограничивались рамками административных границ Закарпатской области.

В последние годы с возобновлением работы Карпато-Балканской геологической ассоциации и публикации материалов съездов и комиссий ассоциации появилась возможность сопоставления геологического строения и магматизма Закарпатья с сопредельными районами и выявления общего структурного положения Закарпатья внутри Карпатского региона. Этому также способствовали переведенные на русский язык сводки «Геология Румынской Народной Республики» Н. Онческу (1960), «Геология Венгрии» Э. Вадаса (1964), «Тектоническое развитие Чехословакии» Т. Будая, М. Магеля, А. Кодыма, М. Машки, И. Свободы, В. Зоубека (1963), «Полезные ископаемые Югославии» А. Циссарца (1958) и др.

Большие объемы геологоразведочных и научно-исследовательских работ, проводившихся Закарпатской экспедицией треста «Киевгеология», геологическими партиями треста «Львовнефтегазразведка» и различными научно-исследовательскими организациями, позволили создать современное представление о геологическом строении Закарпатья.

Достаточно подробный очерк истории геологических исследований Закарпатья приведен в вышедшей из печати в 1963 г. «Минералогии Закарпатья» (Е. К. Лазаренко и др.). Избегая повторения, мы ограничимся лишь более подробным рассмотрением немногочисленных работ, непосредственно касающихся закономерностей пространственного размещения рудных месторождений.

Впервые с общей схемой металлогенического районирования выступил Б. В. Мерлич (1957, 1958), который рассматривал неогеновые полиметаллические и ртутные месторождения как производные единого магматического очага. Металлогенические построения сделаны им на тектонической основе, не полностью учитывающей развитие региона в неогене, и поэтому выделенные металлогенические зоны подчинены простиранию складчатой флишевой области. Кроме того, автором не были с достаточной четкостью учтены возрастные взаимоотношения рудопоявлений и среди них не выделены генетические типы.

В более поздних работах Б. В. Мерлича и С. М. Спитковской (1965) схема металлогенического районирования осталась без принципиальных изменений, только с несколько иной трактовкой развития отдельных зон. Особое значение придается глубинным разломам — Припаннонскому, выделенному авторами, и Закарпатскому, на наличие которого указывают Е. М. Лазько и Д. П. Резвой (1962). Предполагается, что только в пределах этих разломов располагаются гипабиссальные интрузивы и рудные месторождения.

Вслед за Б. В. Мерличем схема неогеновой металлогении Закарпатья была предложена Г. Г. Сасиным (1960). Автор выделяет две структурно-металлогенические зоны, соответствующие двум этапам геологического развития региона в неогене. На наш взгляд, основной ошибкой этой схемы является объединение рудопоявлений различного возраста и генетических типов в единые металлогенические единицы лишь на основании качественных признаков и их расположения как бы в одной линейно вытянутой полосе, хотя она пересекает различные структурные элементы. В более поздней работе Г. Г. Сасин (1965), рассматривая закономерности размещения рудных полей в пределах Земплин-Цыблешской

металлогенической зоны, приходит к заключению, что особое значение для рудообразования в этой зоне имеет строение донеогенового фундамента, характеризующегося геосинклинальным развитием на длительном протяжении геологического времени.

С общей металлогенической схемой Карпато-Балканской горной системы выступил Е. К. Лазаренко (1962). Эта работа преследует не столько выявление структурной приуроченности рудных полей и месторождений, сколько выделение рудных провинций и рудных районов на основе территориальных признаков.

Ранее предложенная нами схема (Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др., 1963) также имеет ряд недостатков. В первую очередь это касается отсутствия достаточно четкого представления о месте Закарпатья в общей металлогении Карпат и разработки возрастной и генетической классификации постмагматических образований. В такой же мере это относится и к схеме металлогении неогенового вулканизма Закарпатья, предложенной В. Н. Зайцевой, И. А. Новодережкиным, С. В. Расточинским (1963).

В основу металлогенического анализа территории Закарпатья в данной работе положены принципы, разработанные С. С. Смирновым (1955), Ю. А. Билибиным (1959), металлогенической группой ВСЕГЕИ (1957), В. И. Смирновым (1962, 1965), А. В. Орловой, Е. Т. Шаталовым (1963).

Основываясь на общих принципах металлогенического анализа для Карпат, мы также учитывали специфику геологического развития этого региона. В работе в основном применяется терминология, рекомендуемая «Обзором геологических понятий и терминов, применяемых в металлогении» под редакцией Е. Т. Шаталова (1963), за исключением терминов, исторически сложившихся для Карпат.

В работе принимали участие сотрудники различных организаций: Института минеральных ресурсов — Э. А. Лазаренко, И. И. Дранко, Закарпатской геологической экспедиции треста «Киевгеология» — В. Н. Зайцева, Киевской геофизической комплексной экспедиции треста «Киевгеология» — М. К. Гнилко. Раздел «Глубинное строение Закарпатья по геофизическим данным» написан М. К. Гнилко, «Краткая

характеристика основных месторождений и рудопроявлений» — В. Н. Зайцевой и Э. А. Лазаренко, остальные — Э. А. Лазаренко.

Авторы благодарны профессору Е. К. Лазаренко, взявшему на себя труд по редактированию работы. Авторы также признательны О. А. Малыгиной, приложившей много труда и времени в подготовке рукописи.

Особую благодарность авторы выражают академику В. И. Смирнову, просмотревшему рукопись и сделавшему ряд ценных замечаний.

Геологический очерк

Положение Советского Закарпатья в общей структуре Карпат

Советское Закарпатье располагается на юго-западном склоне горной системы Восточных Карпат, а также захватывает северо-западную окраину Придунайской низменности. Общее структурное положение территории определяется наличием следующих основных тектонических элементов Карпат: складчатой флишевой области, зоны центральных массивов, Закарпатского внутреннего прогиба, Большой венгерской впадины и зоны горстового обрамления Большой венгерской впадины.

Складчатая флишевая область в Закарпатье представляет собой северо-западную часть Восточных Карпат. В ее пределах выделяется несколько структурно-формационных зон, разделенных тектоническими разрывами, в большинстве случаев пологими надвигами, имеющими вид чешуй.

Закарпатский внутренний прогиб располагается в основном на территории Закарпатья, и лишь юго-восточная его часть находится на территории Румынии, а западная — Восточнословацкая впадина — на территории Чехословакии. С внешней стороны Закарпатский внутренний прогиб ограничивается зоной центральных массивов (Ужгородское продолжение Гуменского поднятия и Раховская часть Мармарошского кристаллического массива) и складчатой флишевой областью. С внутренней стороны прогиб примыкает к Паннонскому массиву*, границы которого в настоящее время фиксируются по пространственному положению горстовой зоны.

Большая венгерская впадина (Межгорная впадина) попадает на территорию Закарпатья своей северной

* Фундамент Большой венгерской впадины имеет гетерогенное строение. Поэтому, как указывают Э. Вадас (1964) и А. Л. Яншин (1965), термин «Венгерский срединный массив» неприменим к этой структуре. Мы именуем эту структурную единицу Паннонским массивом, подчеркивая, что она не принадлежит к категории срединных массивов.

частью. С общим развитием Большой венгерской впадины сопряжено формирование периферийных впадин (Чоп-Мукачевской и др.). Периферийные впадины, разграничиваясь с Большой венгерской впадиной зоной горстов, сообщаются в районах депрессий между высоко приподнятыми блоками горстовой зоны. Такими депрессиями, соединяющими Большую венгерскую и Чоп-Мукачевскую впадины, являются Вилло-Виноградовская и Эссинская; последняя находится между Чопским и Косинским поднятиями.

Таким образом, территория Закарпатья в той или иной мере захватывает почти все основные структурные элементы Карпат, за исключением Предкарпатского передового прогиба. Поэтому основные черты металлогении Закарпатья характерны для Карпат в целом.

Геологическое строение Закарпатья

Существует несколько схем тектонического расчленения территории Закарпатья (А. А. Богданов, 1949; М. В. Муратов, 1949; В. И. Славин, 1947, 1958; О. С. Вялов, 1953, 1965; В. В. Глушко и др., 1965). Основные расхождения в этих схемах выражаются не столько в определении границ структурных единиц и их внутреннего строения, сколько в признании или отрицании значительной роли крупных надвигов в складчатой области и рассмотрении структуры орогена как единого складчатого сооружения, где основную роль играли пликативные движения.

А. А. Богданов, В. М. Муратов, В. И. Славин в своих ранних схемах отрицали значительную роль надвигов в формировании внутренней части Карпатской флишевой области. В построениях же О. С. Вялова и вслед за ним В. В. Глушко, Я. О. Кульчицкого и др. допускается значительная роль надвигов.

В последние годы ряд исследователей связывает сложное строение складчатой флишевой области и резкие фациальные изменения при переходе из одной структурно-фациальной зоны в другую с глубинными разломами (Е. М. Лазько, Д. П. Резвой, 1962). В. И. Славиным, В. Е. Хаиным была предложена схема глубинных разломов Советских Карпат (1965), в которой с позиции глубинных разломов объяснялась природа надвигов в Скибовой и других зонах.

В наиболее детально разработанной схеме тектонического районирования Закарпатья, предложенной Я. О. Кульчицким (1965), во флишевой области выделяются следующие литолого-фациальные зоны: Скибовая, Кросненская, Дуклянская,

Черногорская, Магурская, Раховская, Мармарошская, Пьенинская (Утесовая). Спорным остается вопрос о соотношениях Дуклянской и Черногорской зон, а также о масштабах развития Магурской зоны в пределах Закарпатья. В. Е. Ханн и др. (1965) считают, что Магурская зона не выклинивается на территории Закарпатья, а прослеживается далеко на восток, но состав и строение ее здесь резко отличаются от западно-карпатской части. Авторы предлагают выделить в Восточных Карпатах эквивалент Магурской зоны — Турьинскую зону.

В данной работе нами принята схема тектонического расчленения Советских Карпат, предложенная О. С. Вяловым (1953, 1965).

Складчатая флишевая область

Складчатая область развилась из мезозойской и палеогеновой геосинклинали и является северной ветвью Средиземноморского подвижного пояса.

В пределы Закарпатской области лишь частично входит Скибовая зона, по О. С. Вялову, или Внешняя антиклинальная зона, по А. А. Богданову и др. Скибовая зона сложена верхнемеловым и палеогеновым флишем, и только в некоторых местах на поверхность выходят нижнемеловые отложения. Породы смяты в длинные узкие складки северо-западного простираения, опрокинутые на северо-восток в сторону Предкарпатского передового прогиба. Для Скибовой зоны характерны надвиги северо-восточного направления, как мелкие, быстро затухающие, так и крупные, регионального значения. Надвиги пологие, их амплитуды перемещения исчисляются первыми десятками километров. Нередко они образуют чешуи, надвинутые одна на другую и перекрывающие друг друга.

Кросненская, или Центральная синклиналичная зона расположена юго-западнее Скибовой зоны. Породы, которыми сложена Кросненская зона, принадлежат к верхам разреза флишевой толщи, относящейся к Кросненской олигоценовой серии.

Тектоника Кросненской зоны своеобразна, что выражается в развитии широких синклиналей и узких гребневидных антиклиналей, образующих параллельные гряды складок. Надвиги здесь распространены меньше, чем в Скибовой зоне. В силу малой плотности слоев Кросненской серии и большой плотности нижележащих толщ здесь наблюдается дисгармоничность в складчатости верхней более смятой части разреза и пород, залегающих на глубине.

Граница Кросненской и Скибовой зон точно не установлена. Одни исследователи предлагают проводить границу по контуру кросненских слоев (К. Толвинский, 1937; А. А. Богданов, М. В. Муратов и др.), другие (О. С. Вялов, 1965; Н. Р. Ладыженский, 1965 и др.) — по краю последней скибы, независимо от того, попадает ли она по простиранию в пределы Кросненской серии или нет.

Для Магурской зоны (северное крыло Внутренней антиклинальной зоны) характерна резкая фациальная изменчивость. В ее разрезе широко развиты песчаники, слагающие ряд мощных толщ. Спорным является наличие в пределах Магурской зоны менилитовых и кросненских отложений. О. С. Вялов и С. И. Пастернак (1956) относили черные сланцы к верхнему мелу на основании находки иноцерама. Позже здесь были установлены отложения олигоцена, охарактеризованные фауной фораминифер (В. Е. Хаин и др., 1965).

Некоторые авторы подвергают сомнению правомочность выделения Магурской зоны как самостоятельной структурной единицы. А. А. Богданов, М. В. Муратов и многие другие исследователи рассматривают ее как северное крыло Внутренней антиклинальной зоны. По мнению О. С. Вялова и других, это особая единица как в тектоническом, так и в фациальном отношении.

Не выяснено также, является ли рассматриваемая полоса непосредственным продолжением зоны Магуры Западных Карпат. Широко распространено мнение, что зона Магуры в бассейне р. Ужа, то есть у западного края Советского Закарпатья, отклоняется на юг и быстро выклинивается, а наша Магурская зона в действительности представляет собой продолжение Кросненской зоны (или зоны Дуклянских складок Польши).

В работе В. Е. Хаина и др. (1965) во внутренней зоне флишевых Карпат зоне Магуры соответствуют две структурно-фациальные зоны: Ужок-Дуклянская на севере и Турьинская на юге. Авторы рассматривают их как непосредственное продолжение зоны Магуры.

В восточном направлении в этой части флишевой области происходит постепенное воздымание фундамента, что приводит к появлению на поверхности все более древних пород. Это дало основание О. С. Вялову и др. (1962) выделить две структурно-фациальные зоны — Раховскую и Шипотскую. Подобно Турьинской зоне, Раховская представляет собой внутренний борт флишевого прогиба с развитием грубого флиша, а Шипотская зона аналогично Ужок-Дуклянской отвечает уже осевой полосе флишевого бассейна.

В. Е. Хаин и др. (1965) склонны рассматривать зоны Турьинскую и Ужок-Дуклянскую на западе и Раховскую и

Шипотскую — на востоке как непосредственное продолжение Магурской зоны. Я. О. Кульчицкий (1965) также считает, что Магурская зона на востоке может переходить в Раховскую.

В юго-восточной части области выделяется Мармарошская зона, по О. С. Вялову (1953), которая соответствует восточной части Внутренней антиклинальной зоны, по А. А. Богданову и М. В. Муратову.

Отмечающиеся в окрестностях Рахова кристаллические породы древнего фундамента являются северо-западным продолжением крупного Мармарошского кристаллического массива. В северо-западном направлении от Рахова появляются мелкие выходы кристаллических пород и их древнемезозойской оболочки в так называемой северной Утесовой зоне.

До настоящего времени не сложилось единого мнения о структурном положении Мармарошского кристаллического массива. А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. И. Славин и др. параллелизуют Мармарошский массив с центральными массивами Татрид, Гемерид, Велорид Западных Карпат и рассматривают их как центральное ядро Карпат или главный антиклинорий. Древние породы в пределах флишевой области в полосах утесов они считают ядром нормальных антиклиналей, оси которых подвержены ундуляции, в результате чего древние породы появляются на поверхности в виде линейно вытянутых изолированных выходов.

О. С. Вялов, В. В. Глушко и некоторые другие исследователи относят Мармарошский массив к флишевой области, а появление древних пород на поверхности рассматривают как частное интрагеоантиклинальное поднятие дофлишевого фундамента внутрифлишевой области. Южную Утесовую зону они считают структурным швом, отделяющим флишевую область от центральных массивов и внутренних впадин. По мнению этих авторов, Утесовая зона после значительного перерыва (последние выходы на нашей территории в с. Новоселице) продолжается на территории Румынии, где занимает внутреннее положение по отношению к Мармарошскому массиву.

Обе точки зрения исходят из отрицания крупного пологого надвига, по которому кристаллические породы Мармароша надвинуты на черный меловой флиш. Однако в последнее время надвиг подтверждается как поверхностными, так и буровыми работами. Л. Г. Ткачук и Д. В. Гуржий (1957) определяют видимую амплитуду надвига в 18 км. Надвиг обнаружен скважиной, пройденной на р. Косовке, скважинами на Большой и Малой Угольках, а также на р. Теремле уже в зоне Утесов. Как и краевая часть Мармарошского массива, северная Утесовая зона надвинута на черный флиш раховской свиты (неоком).

На наш взгляд, Мармарошский массив следует относить к центральным массивам. Кристаллические же породы в районе Рахова и северной Утесовой зоне являются чешуей, надвинутой на флишевую область из зоны центральных массивов. Как и западнокарпатские центральные массивы, Мармарошский массив занимает внешнее положение по отношению к неогеновым внутренним прогибам. Такой вывод подтверждается и геофизическими работами (см. ниже), которые отмечают отсутствие повышенных значений силы тяжести во внутренней части флишевой области. Более того, крупное смещение фундамента устанавливается в районе Иршавы в южной Утесовой зоне и совершенно не улавливается в северной Утесовой зоне (В. Б. Соллогуб и др., 1967).

Зона межутесового флиша протягивается узкой полосой между северной и южной Утесовыми зонами от Раховского кристаллического массива до р. Боржавы. Зона сложена палеогеновым флишем и имеет синклинальное строение со сравнительно спокойным залеганием толщ в центральной части и более интенсивной складчатостью вдоль Утесовых зон. Меньшая дислоцированность флиша в этой зоне, очевидно, объясняется относительно неглубоким залеганием чешуй кристаллических пород, надвинутых на флиш.

Закарпатский внутренний прогиб

Основные закарпатские эндогенные рудные месторождения связаны с неогеновым магматизмом, развитие которого сопряжено с формированием внутрикарпатских впадин. В связи с этим особое значение для металлогении Закарпатья имело тектоническое развитие региона в неогеновую эпоху, в период, следовавший за основной карпатской фазой складчатости, на границе палеогена и неогена, когда на месте флишевого бассейна стала воздыматься складчатая область, а по внешней и внутренней ее периферии образовались передовые и внутренние прогибы. Следует отметить, что Закарпатский внутренний прогиб развивался в несколько иных условиях, чем другие внутрикарпатские прогибы. С северо-востока он граничит со складчатой флишевой областью, с юга — с Паннонским массивом, с запада — с западнокарпатскими массивами, а с востока — с Мармарошским массивом, то есть расположен непосредственно между Паннонским массивом и складчатой флишевой областью на месте глубоко опущенных блоков фундамента, сложенных кристаллическими породами центральных массивов, и их триас-юрской оболочки. В отличие от Закарпатского Южнословацкий, Восточнословацкий и Трансильванский внутренние прогибы располагаются между

областями центральных массивов и Паннонским массивом, то есть занимают явно внутреннее положение по отношению к зонам центральных массивов. Однако и Закарпатскому внутреннему прогибу свойственны некоторые закономерности, характерные для перечисленных внутренних прогибов. Так, в районе Гуменских гор обнажаются мезозойские породы субатлантического типа (О. С. Вялов и др., 1965), восточнее которых устанавливается приподнятый блок более древних кристаллических пород в районе Ужгорода, то есть в западной части прогиба имеет внутреннее положение по отношению к приподнятым блокам центральных массивов.

В крайней восточной части Закарпатский внутренний прогиб имеет некоторое внутреннее положение по отношению к Мармарошскому кристаллическому массиву. Таким образом, здесь наблюдается некоторая общность между структурным положением центральных массивов по отношению к Закарпатскому внутреннему прогибу.

Строение Закарпатского внутреннего прогиба несколько различно во внешней и внутренней окраинах, а также в восточной, центральной и западной частях. Как отмечает О. С. Вялов (1954), восточная часть прогиба, Солотвинская котловина, характеризуется развитием простых сравнительно пологих вытянутых преимущественно на З-СЗ брахиантиклинальных складок. Углы наклона крыльев обычно составляют $10-30^\circ$, но в ряде случаев наблюдается осложнение антиклиналей явлениями диапиризма, даже с протыканием ядер штоками соли, причем вблизи штоков наклон слоев становится гораздо круче (до 80° С). Наиболее крупные антиклинальные структуры — Солотвинская, Тереблинская, Даниловская, Сокирницкая, Нанковская, Липшинская и Кривская — имеют северо-западное простирание, следуя изменению контура края впадины. Синклинали, разделяющие купола, широкие и очень пологие.

В центральной части внутреннего прогиба — Чоп-Мукачевской впадине — развит тот же тип складчатости: пологие антиклинальные структуры (Залужская и Иршавская брахиантиклинали). О внутреннем строении миоценовых толщ судить здесь труднее, так как большая часть площади перекрыта отложениями плиоцена. Отличительной чертой этой части прогиба является отсутствие соляных структур, хотя соленосные отложения и были встречены в восточной части впадины, в районе Доробротова, где есть соляные источники. В отличие от Солотвинской впадины здесь широко развита блоковая тектоника.

В западной части прогиба, уже на территории Восточной Словакии, как и в восточной части, находится ряд соляных источников и соляное месторождение Эпереш.

О сочленении Закарпатского внутреннего прогиба со складчатой флишевой областью можно судить по Солотвинской впадине, где наблюдается спокойное трансгрессивное налегание терешульских конгломератов и новоселицких туфов (тортон) на пуховский мергель (сенон). В некоторых местах отмечаются складки, в которых участвуют породы миоцена вплоть до хустецкой свиты (тортон), опрокинутые в сторону впадины. Запрокинутая складка в районе с. Драгово осложняется взбросом и надвигом флиша на Солотвинскую впадину. На размытой поверхности складки и разрывных нарушениях залегают значительно менее дислоцированные флишеподобные отложения няговской свиты (верхний тортон). Это говорит о том, что развитие внутреннего прогиба сопровождалось вспышками складчатых движений на общем фоне прогибаний (Э. А. Лазаренко, 1960₂).

Наибольший интерес для металлогенических построений представляет область сочленения внутреннего прогиба и Паннонского массива. Если на сочленении прогиба с флишевой складчатой областью наблюдаются нормальные трансгрессивные контакты, лишь местами осложненные дизъюнктивными разрывами, то зона сочленения прогиба и Паннонского массива носит резко выраженный блоково-глыбовый характер с глубокими расколами фундамента (С. И. Субботин и др. 1965; В. Б. Соллогуб и др. 1967).

Эти глубокие расколы фундамента способствовали проникновению огромных магматических масс на поверхность, что привело к образованию мощных вулканических толщ и внедрению гипабиссальных интрузий. Основная масса вулканических пород располагается в пределах массива. В северной части Паннонского массива находится огромный бассейн миоценовых вулканических образований — Северовенгерская вулканическая область, значительная часть которой погребена под осадками плиоцена.

Вулканические проявления имели место и по окраине массива, а местами развивались внутри внутреннего прогиба на участках приподнятого донеогенового фундамента.

В связи с тем, что строение внутреннего прогиба чаще всего рассматривалось с точки зрения нефтегазоносности, прогиб представлялся как единая тектоническая единица, развивавшаяся на протяжении всего неогена. Это, очевидно, является следствием того, что для определения перспектив нефтегазоносности более детальное тектоническое расчленение района во времени и пространстве вряд ли необходимо. Для наших же целей, связанных с металлогеническими построениями, важно рассмотреть миоценовый и плиоценовый (совместно с раннечетвертичным) этапы развития региона. Следует отметить, что об обрамлении неогеновыми структу-

рами Паннонского массива писал В. И. Славин еще в 1947 г. Им были выделены такие самостоятельные единицы, как зона внутренних прогибов и зона внутренних массивов, или зона горстов, которые имели большое значение для неогеновой металлогении Карпат.

Межгорная плиоценовая (Большая венгерская) впадина

Формирование Закарпатского внутреннего прогиба закончилось в верхнем миоцене, и в начале плиоцена он утратил свое значение как самостоятельная тектоническая единица. С этого времени (низы плиоцена) значительная часть Паннонского массива испытала глубокие погружения с накоплением мощных терригенных осадков. Эта тектоническая фаза отразилась на дальнейшем развитии территории Закарпатского внутреннего прогиба. Восточная его часть — Солотвинская впадина — стала сушей и начала с этого времени испытывать движения восходящего характера и служить областью сноса, то есть как бы причленилась к складчатой флишевой области. В центральной части прогиба продолжались движения нисходящего характера и накапливались осадки. Эта часть прогиба стала окраиной межгорной впадины, возникшей на месте Паннонского массива, в доплиоценовое время относительно стабильного.

Первоначально в окраинных частях Большой венгерской впадины существовали лагуны, где отлагались мелководные осадки с пресноводной фауной. По-видимому, это продолжалось на протяжении всего нижнего плиоцена (паннона). Рассмотрение этих вопросов имеет значение для наших построений, так как на паннонское время приходится перерыв в вулканической деятельности. Здесь известны лишь перемытые кислые туфы, по-видимому сносившиеся с приподнятых блоков (В. Г. Шеремета, 1957; В. С. Буров, 1958). Как показано на металлогенической карте Закарпатья и сопредельных районов (рис. 1), предполагаемая область развития Паннонского бассейна захватывает лишь восточную часть Чоп-Мукачевской впадины. Максимальная мощность паннона исчисляется первыми сотнями метров.

Отложения верхнего плиоцена представлены песчано-глинистыми угленосными породами. В верхнем плиоцене площади прогибания во внешней части Венгерской впадины значительно расширились. Верхнеплиоценовые осадки ложатся здесь с угловым несогласием на размытую поверхность паннонских и более древних отложений, что свидетельствует о новой вспышке колебательных движений. По-видимому, к это-

му времени относится окончательное формирование горстового кольца по окраине Паннонского массива, который превратился в межгорную впадину. Как уже отмечалось, в миоцене во внутренней части Закарпатского внутреннего прогиба вдоль бортовых разломов или в виде отдельных блоков произошли значительные опускания. В верхнем плиоцене подвижки здесь возобновились, и в Чоп-Мукачевской впадине накапливались более мощные осадки, чем в зоне горстового кольца (по внешнему обрамлению Паннонского массива). В то же время произошли весьма интенсивные опускания во внутренней части Большой венгерской впадины. Образовался своеобразный порог между внешним обрамлением Паннонского массива и центральной частью впадины (рис. 2), что и привело к окончательному формированию горстового кольца. Таким образом, горстовое кольцо своим происхождением обязано нисходящим движениям в миоцене на границе с внутренними прогибами и Паннонским массивом, а затем опусканиям в плиоцене, но уже в более внутренней части Паннонского массива. В результате возникла горстовая дуга, если брать только Карпаты, или горстовое кольцо — по отношению к Паннонскому массиву в целом, включая и пограничную область с Динаридами. Это кольцо то расширяется, то сужается, и в нем кое-где выступают блоки высоко приподнятого донеогенового фундамента. Значительная часть площади внутренних прогибов вокруг Большой венгерской впадины была вовлечена в опускания, формировались окраинные впадины, обрамляющие Большую венгерскую. Связь этих впадин с Большой венгерской осуществлялась через проливы, располагающиеся между отдельными горстовыми поднятиями. Мощность плиоценовых осадков в периферических впадинах значительно меньше, чем в Большой венгерской впадине, и лишь изредка превышает 1000 м.

По северным бортам периферических впадин вдоль структурного сочленения их с флишем или центральными массивами происходили интенсивные вулканические процессы, которые привели к формированию Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Вулканизм отчасти проявился и внутри Чоп-Мукачевской впадины, очевидно вдоль трещин, возникших при блоковых перемещениях.

В целом Выгорлат-Гутинская гряда имеет синклинальное строение. Прогибание внутри нее связывают обычно с компенсационными вулканическими просядками. Однако эти прогибания имели не только компенсационный характер. Как показывает бурение глубоких скважин, в западной части Выгорлат-Гутинской гряды существует глубокая депрессия, выполненная терригенными осадками плиоцена мощностью

свыше 1000 м. Эта депрессия возникла в результате блоковых перемещений фундамента с большими амплитудами. Депрессия устанавливается также геофизическими исследованиями.

В позднеплиоценовое и раннечетвертичное время водный бассейн резко сократился. Этому времени соответствуют галечниковые и песчано-глинистые отложения чопской свиты, развитой в западной части Чоп-Мукачевской впадины. Чопская свита занимает относительно небольшую площадь, но мощность ее местами достигает 500 м. Породы чопской свиты ложатся несогласно на угленосные верхнеплиоценовые отложения ильницкой свиты и более древние породы. Это говорит о некотором перерыве в осадконакоплении и складчатых движениях, так как породы ильницкой свиты смяты в пологие складки.

Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда проходит в западной части вдоль внутренней окраины складчатой флишевой области, на меридиане г. Хуста резко поворачивает и пересекает Закарпатский внутренний прогиб, разделяя его на Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую впадины, затем вновь приобретает северо-западное простирание и тянется по окраине Солотвинской впадины. Обычно ее рассматривают как морфологический элемент, не имеющий самостоятельного структурного значения, а накладывающийся на различные структурные зоны (О. С. Вялов и др., 1954). Однако такое впечатление создается, если рассматривать положение гряды по отношению к Закарпатскому внутреннему проги-

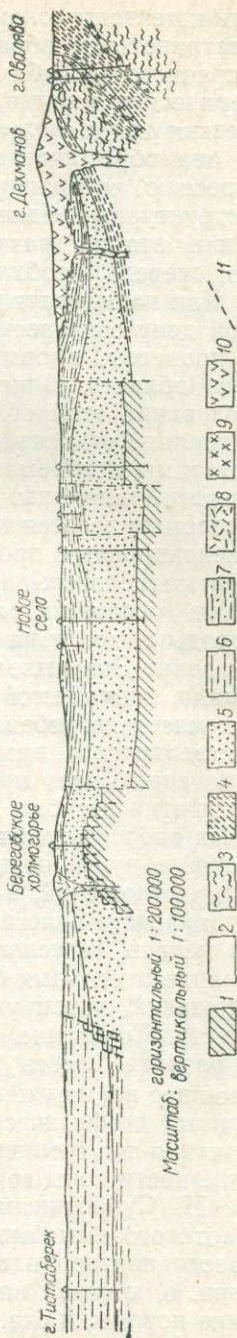


Рис. 2. Геологический разрез по линии Тисабере́к—Свалова:

1 — доплиоценовый фундамент (Pz-J); 2 — доплиоценовый мергель (Cr); 3 — осадочно-туфогенная толща сармата (N₁); 4 — палеогеновый флиш (Pg); 5 — известняки, филлиты; 6 — песчано-глинистый флиш (Pg); 7 — угленосная ильницкая свита (N₂); 8 — куполы среднесарматских липаритов (N₂); 9 — плиоценовые андезитовые лавы гутинской свиты (N₃); 10 — разломы; 11 — юрские углеси (J); 12 — осадки с простоями кислых туфов тортона (T).

бу, то есть к тектоническому плану развития в миоцене. Если же рассматривать ее образование не в связи с формированием внутреннего прогиба, а с развитием Большой венгерской и периферических впадин, что происходило в плиоцене, то вулканическая гряда получает определенное структурное положение: она обрамляет с северо-востока Большую венгерскую депрессию, которая в своем развитии захватывает различные структурные единицы.

Познание этапов развития внутрикарпатского региона в первую очередь необходимо для металлогенических построений. Как показывает глубокое бурение, в северной части Венгерской депрессии весьма интенсивно проявлялись вулканические процессы, сформировавшие Северовенгерскую вулканическую область. В целом объем и площадь вулканических образований этой области значительно превосходят таковые Выгорлат-Гутинской гряды и даже (по данным Г. Панто) сопоставимы с объемом всех плиоценовых осадков Большой венгерской впадины. В целом же Большая венгерская впадина рассматривается как структура, возникшая в результате компенсационных просадок. Местами здесь на больших глубинах в миоценовых породах устанавливается рудная минерализация (скважина района Геленеш). Однако вулканические породы выходят на поверхность только в узкой полосе горстовой зоны. Эти выходы составляют меньшую часть общей площади, занимаемой миоценовыми эффузивами, основная же их масса погребена под осадками верхнего плиоцена и раннечетвертичного времени. Отсюда понятно, насколько важное значение имеет правильное понимание геологоструктурного развития региона для металлогенических построений и поисковых работ. Естественно, что ведение поисковых работ на миоценовые руды, перекрытые тысячеметровой толщей плиоценовых отложений, в настоящее время нецелесообразно, но рудопроявления, залегающие на глубине десятков и первых сотен метров, безусловно, заслуживают внимания. Такие участки в виде отдельных блоков, приподнятых среди плиоценовых отложений, фиксируются в зоне горстов по максимумам силы тяжести. Сочетание с магнитными аномалиями указывает на развитие здесь магматических пород.

В настоящее время уже имеется некоторая возможность на основе данных геофизических исследований и глубокого бурения судить о внутреннем строении Чоп-Мукачевской впадины, в частности зоны горстового кольца. Например, высказанное С. И. Субботиным (1955) мнение о существовании Чоп-Вышковского антиклинального поднятия по максимумам силы тяжести подтвердилось бурением на Береговском холмogerье скв. 8, которая на глубине 744 м встретила древние мезозойские породы, и скв. 395, пробуренной в 700 м западнее

скв. 8 и вскрывшей на глубине 694 м брекцию юрских известняков, а на глубине 741 м — филлитизированные сланцы и известняки, по-видимому относящиеся к верхнему палеозою. На Беганьском холме скв. 405 на глубине около 1000 м вскрыла толщу филлитов и метаморфизованных известняков, относящуюся, по-видимому, к верхнему палеозою. Скважины в районе Ужгорода в пределах положительной аномалии силы тяжести также встретили с глубины 695 м более древние, очевидно палеозойские, кристаллические породы фундамента.

Таким образом, положительные гравитационные максимумы можно рассматривать как указание на высоко приподнятые блоки донеогенового фундамента или наличие мощных толщ изверженных пород. Ряд таких максимумов устанавливается в пределах зоны горстов в районе Чопа, Великой Доброни, Косина, Берегова, Вышкова (см. рис. 1).

Промежутки с пониженными значениями силы тяжести в пределах горстовой зоны представляют собой опущенные блоки фундамента. Это устанавливается гравиметрическими и сейсмическими исследованиями, а также глубоким бурением.

На блоковый характер строения фундамента Чоп-Мукачевской впадины указывают О. С. Вялов и др. (1965). Это также выявляется по изменчивости фаций и мощности, а иногда полному выпадению отдельных свит и горизонтов из разреза. По данным В. Г. Шереметы, каждый мелкий блок севернее Беганьского холма характеризуется своим стратиграфическим разрезом неогена. Подобная картина стратиграфического развития в связи с мелкими блоковыми подвижками устанавливается Я. Сенешем и И. Швагровским (1957) в Восточнословацкой впадине.

Блоковые движения по внешнему обрамлению Паннонского массива продолжались в течение всего неогена. Так, на Береговском холмогорье донеогеновый фундамент (скв. 8) вскрыт на абсолютной отметке около 500 м, а в районе Нового Села (скв. 2) — на отметке около 1500 м. Мощность миоцена в первом случае 700 м, во втором — 1600 м. По-видимому, в миоцене такой тектонический уступ (с амплитудой около 1000 м) в строении фундамента существовал в западной и восточной частях внутреннего прогиба. Однако в данном случае можно говорить только о соотношении мощностей миоцена на Береговском холмогорье и во внутреннем прогибе, то есть на приподнятых блоках горстовой зоны и севернее от нее в прогибе. О мощности миоценовых отложений в депрессиях между приподнятыми блоками внутри горстовой зоны по ее простиранию достоверных данных нет. Можно лишь предполагать, что структурный шов, разделяющий Закарпатский внутренний прогиб и Паннонский массив, не представлял собой выдержанного линейно вытянутого бортового разлома,

а носил блоковый характер, причем отдельные блоки выступали внутрь прогиба (Великая Добронь, Вышково). В современном виде горстовая зона сформировалась в плиоцене. Разрывы, способствовавшие блоковым движениям в миоцене, по-видимому, отчасти были унаследованы в плиоцене, когда возникли и новые разрывы по новым направлениям. Создается впечатление, что в плиоцене на фоне общих нисходящих движений, которыми была охвачена область Паннонского массива и западная часть Закарпатского внутреннего прогиба, отдельные блоки внешнего обрамления массива оставались относительно стабильными или прогибались значительно медленнее, чем окружающая их территория. С внешней стороны Паннонского массива нисходящие движения могли продолжаться по ранее заложенным разрывам. Так, например, намечается тектонический разлом северо-западного простирания, проходящий по линии Малая Бегань—Береги, севернее которого резко увеличиваются мощности отложений и миоцена, и плиоцена (см. рис. 2). Во внутренней части (по отношению к горстовой зоне) в плиоцене, по-видимому, возник новый разлом — тектонический порог, по которому основание Паннонского массива, покрытое мощной толщей миоценовых вулканических пород, было глубоко опущено и перекрыто плиоценовыми осадками. Об амплитуде этого порога можно судить по разрезу Геленеш—Бегань (рис. 3). В окрестностях с. Геленеш на венгерской территории, в 4 км от с. Косино, была пройдена глубокая скважина, которая, согласно сообщению Г. Панто, вслед за четвертичными и плиоценовыми отложениями на глубине 676 м вскрыла туфогенную толщу сармата, а на глубине 1300 м — тортона. Скважина остановлена на глубине 2002 м в тортонских липаритах. Таким образом, в данном случае можно говорить о существовании в плиоцене между Косинским блоком и скважиной тектонического порога с амплитудой не менее 600 м.

Создается впечатление, что в пределах Закарпатской области внутренняя граница горстовой зоны, то есть линия глубоких опусканий внутренней части Венгерской депрессии, в плиоцене в какой-то мере повторяет изгибы внешней границы горстовой зоны (см. рис. 1). Так, южнее Великодоброньского приподнятого блока между Чопским и Косинским поднятиями наблюдается Эссинская депрессия, выполненная отложениями плиоцена.

Таким образом, внутренняя граница горстовой зоны изгибается вслед за выдвинутым во внешнюю сторону Великодоброньским поднятием.

Аналогичная картина наблюдается восточнее Береговского холмогорья, в районе Вилок-Виноградовской депрессии. Повышенные значения силы тяжести восточнее Береговского хол-

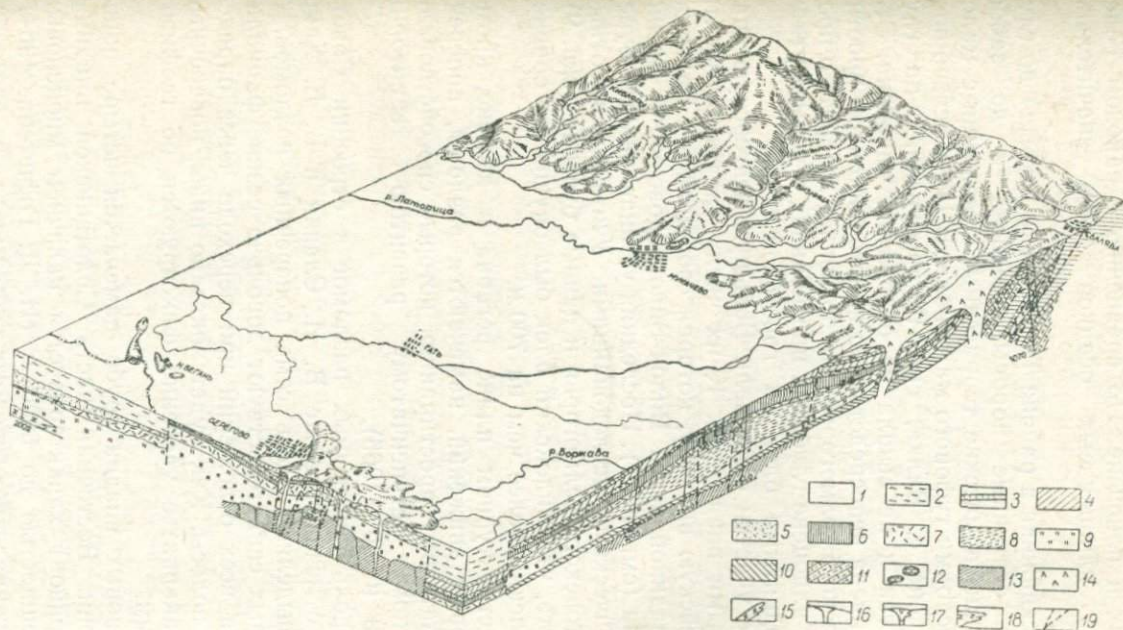


Рис. 3. Блок-диаграмма средней части Чоп-Мукачевской впадины:

1 — угленосная ильицкая свита (N_2^2l); 2 — павион и нерасчлененный плиоцен (N_2^1); 3 — алмашская свита ($N_1^3sm_2$); 4 — луковская свита (N_1sm_1); 5 — верхний горизонт береговских липаритовых туфов ($N_1^3sm_1$); 6 — доробратовская свита с соленосными горизонтами ($N_1^2sm_1$); 7 — средний горизонт береговских липаритовых туфов ($N_1^2sm_2$); 8 — тортоонские отложения басхевской, тересвинской, солотвинской и тереблинской свит ($N_1^2t_2$); 9 — новоселицкая свита (береговские нижние туфы) ($N_1^2t_1$); 10 — флишевые отложения (Pg); 11 — отложения мела (Cr); 12 — юрские известняки (J); 13 — породы древнемезозойского фундамента; 14 — вулканические породы Выгорлат-Гутинского хребта; 15 — гранатовые липарито-дациты перечинской свиты (N_2^1pn); 16 — верхние липариты Береговского холмогорья (N_1sm_2); 17 — нижние липариты Береговского холмогорья (N_1^2t); 18 — андезиты Береговского холмогорья (N_1^2t); 19 — тектонические разломы.

могорья сдвинуты в северо-восточном направлении. Непосредственно на продолжении Береговского холмогорья наблюдаются резко пониженные значения силы тяжести. Данные бурения подтверждают существование глубоких опусканий, происходивших в плиоцене. По сравнению с районом Геленеш мощность плиоценовых осадков здесь значительно выше.

Глубокая скважина в районе Тистаберека вскрыла до глубины 1291 м осадочные породы плиоцена и до забоя (1500 м) — нижнесарматские терригенные отложения с мало-мощными прослоями туфового материала. В 17 км северо-восточнее, в районе с. Вилка, скв. 9, пробуренная на глубину 405 м, так и не вышла из отложений плиоцена. Эта скважина пройдена непосредственно на юго-восточном простирании Береговского холмогорья, что позволяет говорить о происходивших в плиоцене глубоких прогибаниях в промежутках между приподнятыми блоками горстовой зоны.

Опущенные участки связывали Большую венгерскую впадину с краевыми впадинами. К их числу следует относить и Чоп-Мукачевскую впадину, которая сообщалась с Большой венгерской впадиной через Вилок-Виноградовскую и Эссинскую депрессии (см. рис. 1). Последняя устанавливается бурением и сейсмическими исследованиями. Учитывая высотные отметки Береговского холмогорья и данные бурения (скв. 9), можно говорить, что Вилокский блок был опущен по сравнению с Береговским более чем на 700 м.

В общем структурном плане региона в неогене, кроме мелких блоковых движений, намечаются разломы, поперечные общекарпатскому простиранию, которые способствовали последовательному ступенчатому развитию территории (О. С. Вялов и др., 1965).

Большую роль поперечных разломов в строении Советских Карпат отмечают также В. И. Славин и В. Е. Хаин (1965). Они выделяют здесь семь поперечных разломов, о наличии которых свидетельствуют довольно резкие фациальные изменения всех отложений при переходе через определенные узкие полосы. Как будет показано ниже, поперечные разломы в Закарпатье уверенно фиксируются по геофизическим данным.

Для неогеновых впадин грубо намечается четыре поперечных ступени. Восточная часть Солотвинской впадины (Апшинский район) характеризуется наличием миоценовых отложений мощностью до 6000 м (И. Д. Гофштейн, 1964). Глубина залегания донеогенового фундамента в западной части Солотвинской впадины определяется в 2000 м. В восточной части Чоп-Мукачевской впадины появляются отложения паннона. Общая мощность неогеновых отложений до-

стигает здесь 2500 м. Наконец, в западной части большую роль играют верхнеплиоценовые и четвертичные отложения, общая мощность которых превышает 3000 м. Такое ступенчатое строение впадин, как подчеркивают В. И. Славин и В. Е. Хаин, обусловлено движениями вдоль долгоживущих поперечных разломов. Основными из них являются Тереблинский, Боржавский, Латорицкий, Ужокский.

Движения вдоль этих поперечных разломов, вероятно, отразились и в массе Паннонского массива. В. И. Славин и В. Е. Хаин указывают на горизонтальное смещение западного блока по Латорицкому разлому на 2—4 км на север. По-видимому, кроме вертикальных перемещений, на выступы отдельных приподнятых блоков в зоне горстового кольца влияли и поперечные перемещения. Наиболее крупные поперечные разломы — Боржавский, разделяющий Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую впадины, и Латорицкий (Свялявский). Из них наиболее долгоживущие — Боржавский и разлом, проходящий западнее Чопа, восточнее Ужгорода и далее по долине р. Ужа. Эти разломы являются северо-восточным продолжением структурных линий, выделенных Э. Вадасом (1964) на тектонической карте Венгрии. Признаками этих разломов может служить следующее: смещение горстовой зоны восточного блока к северу по Ужокскому разлому, увеличение мощностей неогена в Восточно-словацкой впадине до 3000 м по сравнению с 2500 м в Чоп-Мукачевской впадине, резкое ограничение с востока Ужгород-Гуменского поднятия фундамента.

По Ужокскому глубинному разлому во флишевой зоне наблюдается разделение структурно-фациальных зон — Магурской с запада и Ужок-Дуклянской с востока, а также Чоп-Мукачевской и Восточнословацкой впадин.

Боржавский глубинный разлом, по-видимому, определил положение Дебреценского сенонского флишевого трога. Он разделяет Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую впадины, на границе которых расположен хребет Толстый Верх Выгорлат-Гутинской гряды. Мощность неогена в Чоп-Мукачевской впадине достигает 2500 м, а в западной части Солотвинской — 2000 м. Во флишевой зоне, очевидно, он разделяет Ужок-Дуклянскую и Горганскую структурно-фациальные зоны.

С зоной Боржавского глубинного разлома, по всей вероятности, связано образование Вилок-Виноградовской депрессии, выполненной мощными осадками плиоцена. В целом эта зона имела очень большое значение для геологического развития региона. В Чоп-Мукачевской впадине под неогеном вскрываются незначительные мощности палеогена и мела, а ниже — триас-юрские породы; в то же время в Солотвинской впадине верхнемеловые отложения имеют большую мощность. Бор-

жавский разлом в юго-западном направлении совпадает со структурной линией, выделенной на тектонической карте Венгрии (Э. Вадас, 1964) и разделяющей Паннонский массив на две части — северо-западную и юго-восточную. По своим особенностям магматизма и металлогении Северовенгерская вулканическая область, входящая в северо-западную часть массива, достаточно четко отличается от Бая-Марской и Апусьенской областей в юго-восточной части массива.

По всей вероятности, Виллок-Виноградовская депрессия и Дебреценская зона развития верхнемелового флиша являются полосой, лишенной миоценовых вулканических центров и гипабиссальных интрузий. Так, в промежутке между Береговским и Бая-Марским районами расположена скважина Тиста-берек, в которой встречены лишь маломощные прослойки дацитового туфа.

По В. В. Глушко, Дебреценский флишевый трог тянется в пределы Солотвинской впадины, другие исследователи проводят его в пределы Бая-Марского района (Международная тектоническая карта Европы, 1962).

На наш взгляд, продолжение Дебреценского флишевого трога в Виллок-Виноградовскую депрессию и далее в Солотвинскую впадину доказывается тем, что этот флишевый трог отделен от Бая-Марского района полосой положительных гравитационных максимумов, указывающих на поднятие фундамента, а подтверждением этого может служить выходящий на поверхность несколько южнее палеозойский массив Феджет. Исходя из этого, Дебреценский флишевый прогиб вряд ли может простирается в сторону района Бая-Маре.

Магматизм

Магматические образования Закарпатья делятся на две большие группы: доальпийскую группу глубоко метаморфизованных ортопород и альпийскую. Только альпийский магматизм с достаточной четкостью удастся разделить по стадиям развития геосинклинали. Древние изверженные породы могут быть проанализированы с этой точки зрения лишь с большой долей условности из-за глубокого метаморфизма всей толщи в небольшом количестве ее выходов на дневную поверхность.

Кроме амфиболитов, выделенных на Чивчинских горах еще Ю. Токарским (1934) и для Раховского массива наиболее обстоятельно описанных Л. Г. Ткачуком и Д. В. Гуржием (1957), катаклазированных гранитов и ортогнейсов, работы последнего времени указывают на наличие в метаморфизованных толщах вулканических пород кислого и сред-

него состава (С. Г. Рудаков, 1964, 1965; О. И. Матковский, 1961; А. К. Бойко, 1966; Л. Р. Казаков, 1963). Альпийские изверженные породы северо-западного окончания Мармарошской зоны изучались В. С. Соболевым и С. М. Беляковой (1947), В. А. Калюжным (1950), Э. А. Лазаренко (1960), В. С. Сасиновичем (1961), С. С. Кругловым (1965), В. И. Лебединским (1963) и др.

Доальпийский магматизм

Среди метаморфических толщ северо-западного окончания Мармарошского массива можно выделить шесть формаций магматических пород, подвергшихся региональному метаморфизму, которые по степени метаморфизма могут быть объединены в четыре группы.

Первая группа относится к гнейсо-сланцевой белопотокской свите альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, 1961) в которой с условностью выделяются метаморфизованная спилитодиабазовая формация геосинклинальной стадии развития (по Ю. А. Кузнецову, 1964) и штоки катаклазированных гранитов, отнесенные к орогенной фации субвулканических гранитов.

Возраст метаморфизма белопотокской свиты, согласно данным Н. П. Семененко и др. (1962), составляет 580—700 млн. лет, на основании чего она отнесена к рифейским складчатым образованиям. По-видимому, метаморфизму подверглись не только излившиеся основные породы, но и их туфы. Состав их варьировал от основных до средних. Кроме пластовых залежей здесь встречаются секущие тела. К верхней части разреза увеличивается роль плагиоклаза.

Текстура пород, как правило, сланцеватая, и лишь в жильных телах массивная, крупнокристаллическая, реже порфировбластовая.

Породы состоят из роговой обманки, актинолита, эпидота, серицитизированного альбита, биотита.

Катаклазированный гранит обладает гнейсовой текстурой, катакластической структурой и состоит из кварца, альбита (замещающегося калишпатом), калишпата (входящего в основную ткань и образующего порфирообласты) и небольшого количества биотита.

Вторая группа охватывает изверженные породы деловецкой и берлибашской свит, представленных породами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, 1961). Возраст регионального метаморфизма этой толщи, как показывают определения абсолютного возраста, колеблется в пределах 320—340 млн. лет.

Считая, что возраст белопотокской свиты докембрийский, и учитывая, что следующий метаморфизм произошел в верхней части нижнего карбона, деловецкую и берлибашскую свиты можно отнести к каледонско-герцинским складчатым образованиям.

В основании разреза находится толща зеленокаменных пород, представленная альбит-хлоритовыми, альбит-эпидотовыми ортосланцами и, реже, эпидот-роговообманковыми, альбит-актинолитовыми амфиболитовыми породами, которые могут быть классифицированы, по Ю. А. Кузнецову, как спилито-диабазовая геосинклинальная формация.

Породы характеризуются линейно параллельными текстурами, гранонематобластовыми, порфиробластовыми, нематобластовыми, гранолепидобластовыми и пойкилобластовыми структурами. Состоят они из роговой обманки, актинолита, эпидота, клиноцоизита, альбита, хлорита, кварца, цоизита, карбонатов, сфена, апатита, рудных минералов. Отличительной чертой этих пород является постоянное присутствие карбонатов, что не характерно для белопотокской свиты. Кроме того, альбит обычно остается чистым, за исключением рассеянных пойкилобластов эпидота или цоизита, реже хлорита.

В верхней части разреза наблюдаются метаэффузивы кислого состава — порфиroidы и туфоиды, которые особенно характерны для Чивчинских гор. Эти образования, очевидно, можно отнести к породам кварц-кератофировой геосинклинальной формации. Породы обладают планпараллельной текстурой. Основная ткань сложена мелкозернистым агрегатом кварца альбита и редких сегрегационных полос хлорита. В составе их отмечаются также цоизит, эпидот, карбонаты, сфен, циркон, апатит.

К этой же группе относятся гранито-гнейсы, прорывающие, по А. К. Бойко (1966), всю метаморфическую толщу, но претерпевшие вместе с ней расщепление и региональный метаморфизм. Учитывая это, возраст гранито-гнейсов должен быть близким к метаморфизму, определяются они как образования, возможно относящиеся к формации ранне-складчатых субвулканических гранитов. Породы обладают гнейсовой текстурой, структура порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью. Состав пород: кварц и калишпат (образующие порфиробласты и находящиеся в основной ткани), альбит, биотит, хлорит, мусковит, цоизит, сфен, апатит, циркон. Характерно для этих пород наличие вытянутых столбчатых зерен цоизита.

Весьма типично для этих пород замещение калишпата альбитом, тогда как для катаклазированных гранитов белопотокской свиты наблюдается обратная картина — замещение альбита калишпатом. Эти вторичные изменения про-

изошли под воздействием юрского метаморфизма, породы находились в одинаковых условиях глубинности. Кроме того, ряд других отличий в характере метаморфизма позволяет предположить, что последнему метаморфизму (юрскому) породы подверглись в разных зонах, а затем по надвигу были пространственно совмещены.

Третья группа характеризуется меньшей степенью метаморфизма. К ней относятся мелкие дайки ортоамфиболитов (окрестности с. Костылевки). Основной особенностью этих пород является среднезернистая массивная текстура и хорошо выраженные рвущие интрузивные контакты с кристаллическими породами. Лишь в некоторых местах намечается начало формирования сланцеватых текстур. Порода состоит из роговой обманки, альбита, мусковита, цоизита (столбчатые зерна), сфена, апатита, циркона, рутила. Наблюдаются реликты коричневого биотита, замещающегося роговой обманкой. К ортоамфиболитам, очевидно, генетически близки плагиограниты, описанные Л. Р. Казаковым (1963) для Чивчинских гор. Как и ортоамфиболиты, они обладают массивной текстурой, рвущими контактами и слабо выраженным начальным рассланцеванием. В состав плагиогранитов входят кварц, олигоклаз, мусковит, биотит, цоизит, гранат, коричневый биотит, небольшое количество хлорита. Кварц, местами перекристаллизованный, образует сегрегационные обособления. Биотит, изогнутый в направлении субпараллельной ориентировки, интенсивно замещается мусковитом, меньше хлоритом. Олигоклаз замещается мусковитом, цоизитом, гранатом. Породы достаточно глубоко метаморфизованы, хотя и не подвержены рассланцеванию.

Состав амфиболитов отвечает габбро, а плагиогранит близок к гранодиориту. Внедрение этих интрузий, вероятно, происходило в конце метаморфического процесса, что позволило им остаться не рассланцованным, но они успели подвергнуться региональному метаморфизму. Близость этих пород по степени метаморфизма, а следовательно, и во времени позволяет выделить эти образования в позднескладчатую или раннеорогенную габбро-диорит-гранодиоритовую формацию. Возраст этих интрузий, исходя из того, что они внедрились, очевидно, в конце метаморфического процесса, может быть отнесен к верхам нижнего карбона, так как региональный метаморфизм закончился в промежутке между нижним и средним карбоном.

В четвертую группу выделяются незначительные проявления порфириров среди филлитизированных пермских пестроцветов (Ф. И. Жуков, 1967), которые могут быть отнесены к андезитовой формации финального вулканизма герцинской геосинклинали.

Развитие альпийского магматизма Закарпатья подчиняется общим закономерностям, присущим магматизму геосинклиналей, хотя и имеет некоторые индивидуальные черты.

Общая схема альпийского магматизма сводится к следующему (табл. 1). На ранней стадии развития геосинклинали вспышке вулканизма соответствуют шаровые лавы, потоки лавы и пласты агломератов спилитов и габбро-диабазов среди титон-валанжинских кремнисто-карбонатных осадков.

К этому времени, очевидно, относятся спилито-диабазовая магматическая формация, внедрения лерцолитов и габбро-порфириров. Вторая (средняя) стадия развития геосинклинали относится к формированию флишевого бассейна. Ей соответствует мел-палеогеновая спилито-кератофировая формация, в которой наряду с появлением средних пород (кератофиров) отмечаются породы со щелочным уклоном (трахиты). Третья, или поздняя, стадия развития альпийской геосинклинали относится к миоцену — периоду формирования Закарпатского внутреннего прогиба. Здесь проявился магматизм двух типов. Первый — андезитовый, связанный с бортовыми разломами, обрамляющими с внутренней и внешней сторон зону внутренних прогибов (см. приложение), и второй — липаритовый, связанный с вулканическими центрами в Северовенгерской области в пределах Паннонского массива и его периферических зон. Четвертая стадия — конечная развития геосинклинали в плиоценовое время — выразилась в образовании на месте в основном до этого времени стабильного Паннонского массива Большой венгерской впадины (межгорной впадины) и обрамляющих ее периферических впадин, которые развились на основе различных структурных элементов. Вдоль впадин в связи с бортовыми разломами проявился вулканизм в общем андезитового характера.

Рассматривая магматизм Закарпатья в целом в соответствии с представлениями Г. Штилле (1953, 1964), можно выделить два этапа начального (инициального) магматизма. По классификации Ю. А. Кузнецова (1964), они должны быть отнесены к спилито-кератофировой интрузивно-эффузивной группе формаций.

Миоценовый (поздний) магматизм Г. Штилле отнесен к субсеквентному, предполагающему генетическую связь с очагами сиалических палингенных магм. Для Закарпатья такая точка зрения развивается Л. Г. Данилович (1966). На наш взгляд, проявления субсеквентного магматизма можно видеть в формировании трех горизонтов липаритовых туфов во Внутрикarpатской области, центры извержений которых находятся в игнимбритовых полях Северовенгерской области

(Г. Панто, 1965). Вместе с тем синхронно с липаритовой формацией развивалась андезитовая, которая, по нашему мнению, связана с глубинными магматическими очагами. Появлению магмы на дневной поверхности способствовали глубокие бортовые разломы, обрамляющие в виде двух огромных дуг зону внутренних прогибов во Внутрикarpатской области (см. приложение). Обе формации характеризуются определенной структурной приуроченностью, относительным постоянством состава, характером магматической дифференциации и, что наиболее важно, собственной металлогенией.

Явления одновременного развития вулканизма из двух различных очагов известны и в других районах, в частности в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (Г. Г. Королев, 1967). По мере изучения вулканизма, связанного с развитием геосинклиналей, количество таких районов, очевидно, будет возрастать. Следует отметить, что Э. Вадас (1964), рассматривая миоценовый вулканизм Венгрии, пришел к заключению, что наличие в одном разрезе одновременных андезитового и липаритового комплексов не позволяет относить этот вулканизм к субсеквентному в понимании Г. Штилле.

Конечный (финальный) вулканизм относится к андезитовой формации и, как и миоценовый андезитовый вулканизм, связан с глубокими бортовыми разломами, обрамляющими плиоценовые впадины, которые способствовали проникновению магмы из очагов, возможно находившихся ниже гранитного слоя земной коры.

Из двух комплексов офиолитов, эффузивного и интрузивного, интенсивно проявился первый, а наиболее широко по площади — второй. Наиболее крупные массы вулканических пород сосредоточены в бассейне ручья Квасного и в окрестностях хутора Красный Плес. Интрузивный комплекс представлен небольшими залежами, мелкими жилами и дайковыми образованиями, как правило, небольших размеров, исчисляющихся первыми метрами мощности.

Эффузивный комплекс представлен потоками лав, переслаивающихся с туфами. Везде отмечаются признаки подводных излияний, хотя редко встречаются шаровые лавы. Прежде всего признаки подводных извержений выражаются во вторичном изменении лав, а главное — в образовании агломератовых туфов, где постоянно наблюдаются весьма характерные признаки формирования в условиях морского дна.

Измененные породы не однотипны для всей толщи и для всех участков. Большое разнообразие наблюдается и в раскристаллизованности пород, что в первую очередь зависело от мощности толщ вулканических извержений и длительности остывания.

Геотектон. условия	Формация	Фаза	Свита	Возраст	Структурная приуроченность
Начальная стадия развития геосинклинали	Офиолитовая (спилито-диабазовая)	I Эффузивная	Каменно-потокская	$J-Cr_1$	Мармарошский массив. Фундамент Закарпатского прогиба. Утесовая зона
		II Интрузивная		То же	Мармарошский массив
Средняя стадия развития геосинклинали	Спилито-кератофировая	I	Боркутская-Черемошская	Cr_1	Зона Черногорских складок, Раховская зона
		II	Пуховская	Cr_2	Южная утесовая зона
		III	Карпатская	Pg	Межутесовая зона
Поздняя стадия развития геосинклинали (орогенная)	Липаритовая	I	Даниловская	N_1t_1	Северовенгерская вулканическая зона
	Андезитовая	I		N_1t	Внутреннее обрамление Закарпатского внутреннего прогиба
	Липаритовая	II	Басхевская	N_1t_2	Северовенгерская вулканическая зона
	То же	III	Доробратовская	N_1sm_1	То же
	Андезитовая	II		N_1sm_1	Внешнее обрамление Закарпатского внутреннего прогиба
		II		N_1sm	Внутреннее обрамление Закарпатского внутреннего прогиба

МАГМАТИЗМА ЗАКАРПАТЯ

Морфология	Состав	Местонахождение
Залежи, пласты, потоки и некки	Диабазы, спилиты и габбро-диабазы	Руч. Радомир, Маргитул, Квасной, Красный Плес, р. Большая Уголька, Береговский район
Штокообразные тела, дайки, жилы	Серпентинизированные лерцолиты, габбро-порфиры, офитовые диабазы	Верховье руч. Квасного, руч. Белый, Яворнико-вый, Лехе, Бредецель, р. Большая Уголька
Потоки, пластовые залежи, дайки, пласты туфов	Спилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры и их туфы, „гибридные“ диабазы, трахиты	Руч. Тростянец, р. Шопурка, г. Петрос, ур. Лемский Лес, Рогнескуль, р. Черный Черемош
Потоки, некки, пласты туфов	Калиевые диабазы и туфы	Драгово-Новоселицкая полоса
Потоки лавы, пласты туфов	Спилиты, кератофиры и их туфы	г. Кичерела (Драгово), с. Горинчево, Копашинова Поляна, Широкий Луг, руч. Посич
Пластовые залежи	Липаритовые туфы	Закарпатский внутренний прогиб
Потоки лавы, пласты туфов	Андезиты и их туфы	Береговский район
Пластовые залежи	Липаритовые туфы, игнимбриты	Южная часть Закарпатского внутреннего прогиба, Береговский и Вышковский районы
Пластовые залежи	Липаритовые туфы, игнимбриты с подчиненным значением потоков липаритов	Береговский и Вышковский районы
Потоки, дайки	Базальты, габбро-диабазы, габбро-порфиры	Перечинский и Вышковский районы
Потоки лавы, пласты туфов	Андезиты и их туфы	Великая Добронь

Геотектон. условия	Формация	Фаза	Свита	Возраст	Структурная приуроченность
Поздняя стадия развития геосинклинали (орогенная)	Андезитовая	II		?	Внутреннее обрамление Закарпатского внутреннего прогиба
		II	Доробратовская	N_1sm	То же
	Липаритовая	IV	Алмашская	N_1sm_{1-2}	Северовенгерская вулканическая область
	Андезитовая	III		N_1sm	Внешнее обрамление Закарпатского внутреннего прогиба
	То же	IV		N_1pn_1	То же
Конечная стадия развития геосинклинали (посторогенная)	То же	I	Гутинская		Северное обрамление Большой венгерской впадины
		II		N_2lv	То же
		III			Северное обрамление Большой венгерской впадины
	То же	IV	Бужорская	N_2lv-Q_1	То же

Морфология	Состав	Местонахождение
Шток	Порфировидный диорит	Там же
Потоки лавы, пластовые залежи	Андезиты, дациты и их туфы	Береговский район
Потоки лавы, пластовые залежи	Липариты, игнимбриты, липаритовые туфы	Береговский район
Штокообразные тела	Диорит-порфириты	Вышковский район
Штокообразные тела, потоки, пласты туфов	Гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты, микрограниты, дациты с гранатом и их туфы	Вышковский, Перечинский и Сваляеский районы
Пластовые залежи	Туфы андезита с подчиненным значением лав андезита и андезито-базальта	Выгорлат-Гутинская гряда, Чоп-Мукачевская впадина
Потоки лавы, пласты туфов	Базальты нижние, андезито-базальты, гиперстеновые андезиты и их туфы, андезито-дациты, липарито-дациты и их туфы	Выгорлат-Гутинская гряда
Потоки лавы, пласты туфов	Двупироксеновые андезиты, липариты и их туфы	Там же
Потоки лавы, пласты туфов	Крупнопорфировые андезиты, андезито-базальты, базальты	Там же

Переслаивание лав с туфами и осадочными породами указывает на неоднократность вулканических извержений. В ручье Радомир отмечаются три горизонта туфов и четыре лавовых залежи, в ручье Квасном — четыре горизонта туфов и три потока лавы, в ручье Каменном отмечается по меньшей мере шесть извержений.

Породы представлены спилитами, порфировыми диабазами, миндалекаменными диабазами, габбро-диабазами. Структура порфировая с гиалопилитовой, интерсертальной, микродиабазовой и микродolerитовой основной массой. Породы состоят из альбитизированного плагиоклаза, ромбического и моноклинного пироксенов, разложенного стекла и вторичных минералов, среди которых основное место занимают хлорит, эпидот, серицит, альбит, лотрит.

В ручье Каменном наблюдается переслаивание лав, пластов туфов с пластами известняков различной мощности. Очень часто наблюдаются невыдержанные пласты известняков и небольшие линзы. Между известняками и туфами контакт может быть резким или расплывчатым, постепенным. В первом случае с известняками переслаиваются потоки лавы, а во втором — туфы.

Хорошо выражена ориентировка отдельных линзовидных выделений, в которых присутствует весьма незначительное количество туфового материала. Возможно, в формировании этих образований основное значение имели подводные оползни по склонам подводных вулканов. Так или иначе, достаточно отчетливо наблюдается тонкое смешение туфового и карбонатного материала. Нередко в полосах, обогащенных туфовым материалом, отмечается резко повышенное содержание терригенного алевроитового материала, в то время как известковистые линзы, как правило, состоят из тонкого пелитового известковистого материала.

Интрузивный комплекс представлен мелкими интрузиями основной и ультраосновной магмы, среди которых выделяются габбро-диабазы, габбро-порфириты, афанитовые диабазы, серпентиниты.

Габбро-диабазы известны в ручье Квасном и в северной Утесовой зоне. Эта группа пород в объеме занимает небольшое место, но по разнообразию химизму и вторичным процессам весьма неоднородна. Внешне это порфировидные кристаллические породы зеленого и темно-зеленого цвета. Структуры — диабазовая, диабазо-офитовая, призматически-зернистая, комбинация последней с офитовой, пойкило-офитовая. Состав — основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, апатитизированная роговая обманка, рудный минерал (пирит, хромит, титаномагнетит), апатит; в кварцевых габбро — кварц. Вторичные минералы — зеленая роговая обманка,

биотит, идингсит, серицит, серпентин, хлорит, эпидот, лотрит, пренит, карбонат.

По составу породы резко непостоянные, от кварцевого габбро-диабазы до габбро. Присутствие вторичных минералов, таких, как серпентин, идингсит, биотит, указывает на возможность первоначального наличия в породе оливина и ромбического пироксена.

Для этих пород не характерна альбитизация, вторичные изменения в плагиоклазах в основном выражаются в хлоритизации. Даже в почти свежих породах среди правильных кристаллов плагиоклаза и свежего пироксена обнаруживается хлорит, возможно автометаморфического происхождения. Кроме того, отмечается эпидотизация и биотитизация.

В долине ручья Квасного встречены мелкие выходы пироксенитов. Взаимоотношения их с габбро-диабазой не выяснены. Породы среднезернистые, окрашенные в зеленый цвет. Текстура массивная, структура аллотриоморфно-зернистая. Порода состоит из моноклинного пироксена и небольшого количества рудного минерала. Пироксен интенсивно замещается агрегатом вторичных минералов, среди которых главное значение имеет серпентин, в меньшем количестве присутствуют хлорит, биотит и мелкие округлые зерна сфена, образующие густые скопления.

Ультраосновная порода сильно отличается от известных в районе рек Большой и Малой Уголек выходов перцолитов. Лерцолиты также интенсивно серпентинизированы, но в некоторых участках, где они достаточно хорошо сохранились, состоят из ромбического пироксена, оливина, апатита и рудного минерала. Вместе с экзотическими утесами лерцолитов в бассейне р. Большой Угольки наблюдаются утесы габбро и габбро-порфиринов. Эти породы также подверглись интенсивной серпентинизации. Все эти породы хорошо раскристаллизованы, но встречаются афанитовые диабазы, образующие мелкие дайки в ручье Квасном и правых притоках ручья Белого, а также встречаются среди утесов в бассейне рек Большой и Малой Уголек. Это очень крепкие массивные породы. Цвет их — от светло- до темно-зеленого, часто с подтеками темно-бурого цвета, по-видимому за счет гидроокислов железа.

Под микроскопом в породах наблюдаются реликты различных первичных структур, но в основном микролитовой, гиалопилитовой и меньше интерсертальной. Порода состоит из войлока микролитов или лейст измененного плагиоклаза, лейкоксенизированного рудного минерала, хлорита и карбоната. В разностях из ручья Квасного встречен пироксен.

Миндалины наблюдаются лишь под микроскопом. Очень мелкие, они выполнены чаще всего хлоритом, меньше карбо-

натом. Дайковая порода по структуре и текстуре напоминает спилит. Плагноклаз представлен в них альбитом.

Афанитовые диабазы ручьев Белого, Яворникового, Обнижа заключены в породах белопотокской свиты и резко отличаются от всех офиолитовых пород, описанных выше. Породы сильно изменены, лишь в немногих случаях наблюдается реликтовая порфировая структура и структура основной массы, напоминающая микродиабазовую. В ручье Яворниковом породы полностью замещены мелкозернистым агрегатом серицита, альбита, лейкоксена.

Диабазы ручья Обниж также имеют афанитовый облик. Кроме серицита они интенсивно замещаются карбонатом, что, по-видимому, связано с околорудным метасоматозом. Здесь иногда более четко, чем в других местах, видна реликтовая порфировая структура.

Наиболее крупные утесы пород достигают нескольких сотен метров в поперечнике. Здесь наблюдаются все переходные разности от диабазов к габбро-порфиритам и ультраосновным породам. В отдельных блоках удается наблюдать изменение состава пород от средних к основным.

Триас-юрские ультраосновные породы в коренном залегании не были встречены. Они наблюдаются в виде тектонических отторженцев лишь в Утесовой зоне, где ассоциируются с диабазами и спилитами.

Вулканизм средней стадии развития Карпатской геосинклинали (мел—палеоген), периода интенсивных прогибаний и мощных осадконакоплений, изучен еще слабо. Вулканические породы в целом составляют мел-палеогеновую спилито-кератофировую формацию Украинских Карпат. Наиболее подробно эта формация описана Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др., (1963) а также Э. А. Лазаренко (1960) впервые выделившими основные породы с большим содержанием калишпата под названием «калиевые диабазы».

Формация делится на три фазы — нижнемеловую, верхнемеловую и палеогеновую. Каждая фаза приурочена к определенной структурно-фациальной зоне. Выделяются три полосы выходов вулканических пород внутри флишевой области.

Нижнемеловые спилиты и кератофиры располагаются в пределах Черногорской зоны. Они известны на Шопурке, в долине р. Косовки, далее по ручью Тростянцу (северо-западнее с. Квасы), еще далее — на юго-западном склоне г. Петрос, урочище Лемский Лес, полонине Рогнескуль и, наконец, на правобережье Черного Черемоша, севернее Чивчинских гор.

Эффузивные породы представлены спилитами, переслаивающимися с туфами в основании разреза, в средней части — зелеными диабазами, а в верхней — кератофирами и близ-

кими к щелочным лейкократовыми трахитами, также переслаивающимися с туфами. Выходы этой толщи приурочены к верхам боркутской или к низам черемошской свит. Таким образом, возраст их может быть определен как турон—сеноман. Наиболее полно разрез обнажается по ручью Тростянцу, где мощность всей толщи, по-видимому, превышает 500 м, а протяженность выхода — более 3 км.

Верхнемеловые калиевые диабазы распространены в южной Утесовой зоне, в Драгово-Новоселицкой ее части. Вулканические породы и их туфы переслаиваются с мергелями пуховской свиты (сенон). Их выходы встречены в окрестностях с. Драгова, в бассейне ручья Одарова, на правом берегу р. Малой Угольки, в ручье Вульховчик и на правом берегу р. Лужанки. Безусловно, калиевые диабазы и их туфы распространены значительно шире, но выходы их трудно обнаружить из-за плохой обнаженности и малой мощности. Так, в окрестностях с. Драгова мощность толщи не превышает 20—30 м, а в ручье Вульховчик, по-видимому, достигает 100 м. Протяженность наиболее крупного выхода не превышает 500 м. Агломераты в этой толще резко преобладают над потоками лавы. В Драговском районе прослой лавы не превышают 1—2 м, в ручье Вульховчик — 10—15 м.

Третья фаза вулканизма проявилась между северной и южной Утесовыми зонами и представлена спилитами и кератофирами, залегающими среди эоценового флиша. Выходы этих пород наблюдаются в окрестностях с. Горинчева, хут. Копашиневой Поляны, далее на восток имеются на г. Кичереле (севернее с. Драгово), в окрестностях с. Широкого Луга и в ручье Кривуле (левый приток р. Лужанки). Аналогичные породы были встречены значительно севернее Утесовых зон в верховье одного из правых притоков р. Лужанки, также среди пород палеогена. Максимальная мощность вулканических толщ не превышает 100 м. Резко преобладают туфы над потоками лав.

Магматизм поздней стадии развития альпийской геосинклинали. В 1955 г. вышла в свет обобщенная работа по петрографии неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Украинских Карпат (В. С. Соболев и др. (1955), являющаяся результатом многолетних исследований большого коллектива. В этой работе, кроме детального петрографического описания изверженных пород, была заложена основа схемы верхнетретичного вулканизма Закарпатья. В ряде последующих работ (Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1958; В. П. Костюк, 1960; Е. Ф. Малеев, 1960, Е. К. Лазаренко и др., 1963, Л. Г. Данилович, 1966) были предложены новые схемы вулканизма Закарпатья, дополняющие схему В. С. Соболева и др. в связи с получением новых данных.

Как уже указывалось, магматизм поздней стадии развития геосинклинали представлен двумя формациями — липаритовой и андезитовой.

Липаритовая формация для Закарпатья выделена Л. Г. Данилович (1966). В полном своем выражении она представлена в Северовенгерской области. Г. Панто (1965) в разрезе миоцена Венгрии выделяет три горизонта липаритовых туфов — нижний (бурдигальский), средний (тортонский) и верхний (сарматский). Мощности горизонтов часто превышают 1000 м. Состав туфов колеблется от плагио-липаритового до плагиодацитового.

Территория Закарпатья является северо-восточной окраиной вулканической области, и здесь прослеживаются два горизонта липаритовых туфов — тортонский и сарматский.

Поскольку возраст вулканических образований во многих случаях точно не установлен, что допускает различные трактовки металлогенического характера, необходимо привести здесь некоторые данные, полученные в последнее время.

В нижней части стратиграфической колонки миоцена находится мощная толща так называемых даниловских плагиодацитовых туфов. Возраст их трактуется как нижний тортон (О. С. Вялов и др., 1962). Другие считают его гельветским (В. Н. Зайцева, И. В. Венглинский, 1966, В. Н. Утробин, 1966). В центральной части Солотвинской впадины мощность даниловского туфа достигает 700 м. С ним параллелизуется толща туфа, вскрытая в основании миоцена в районе Берегова (третий горизонт береговских туфов мощностью до 300 м). Даниловскому туфу по северному борту впадины соответствует новоселицкий горизонт туфов. Мощность его — от нескольких метров до первых сотен метров.

На юго-западной окраине прогиба прослеживаются два горизонта липаритовых туфов. Мощность их колеблется от 10—70 до 150 м. Нижний горизонт относится к верхнему тортону, верхний — к нижнему сармату. Обычно центры извержений для этих туфов предполагались в северной Румынии. В последнее время получены данные, позволяющие пересмотреть это предположение. В Вышкове в основании нижнего горизонта туфов были обнаружены игнимбриты. Эти находки свидетельствуют о близком расположении центров извержения к Вышковскому району. В Береговском районе в основании неогенового разреза залегает даниловский плагиодацитовый туф. Выше залегает так называемая нижняя осадочная толща (басхевская свита тортонского возраста), сложенная аргиллитами и песчаниками со значительной примесью туфогенного материала. Мощность толщи — от нескольких метров до более чем 400 м. Выше находятся андезиты и их туфы. Андезиты не имеют широкого площадного

распределения. Они обнаруживаются в восточной части Береговского холмогорья, где, по всей вероятности, находился вулкан. Мощность андезитовых туфов и лав в районе центров извержений исчисляется сотнями метров. Далее вверх по разрезу идет горизонт среднего липаритового туфа, также относящегося к басхевской свите. Толща состоит из различных разностей туфов (встречаются и агломераты) с прослоями туфитов и линз кремней. Мощность туфа превышает 300 м. Выше среднего горизонта туфов залегает верхняя осадочная толща, перекрывающаяся верхним горизонтом липаритовых туфов, которые относятся к доробратовской свите нижнего сармата. В верхней части туфовой толщи над Береговским и Беганьским месторождением были встречены обрывки потоков липаритовой лавы. Лавы были адуляризированы вдоль трещин, а затем алунитизированы. Кроме того, в юго-западной части Береговского холмогорья в скв. 191 и несколько южнее в скв. 10-с были встречены два потока липарита, разделенные терригенными осадками. Учитывая, что возраст вулканических образований Береговского района окончательно не установлен, мы приведем разрезы этих скважин.

Скв. 191 вскрыла под делювием поток липарита мощностью 12 м, затем 10 м глин, в основании которых находится пятиметровый пласт конгломератов, и нижний поток липарита мощностью 40 м. Далее скважина вошла в верхний горизонт липаритового туфа.

Скв. 10-с вскрывает следующий разрез: 0—96 м — галечник, 96—97 м — глина, 97—142 м — пески с прослоями глины, 142—158,2 м — липариты, 158,2—164,5 м — светло-серые глины с прослоями песка, 164,5—168,3 м — туф липаритовый агломератовый, 168,3—168,5 м — переслаивание песков, глин и гравелитов. В глинах обильная фауна, из которой Г. Н. Гришкевич и В. Г. Шеремета определили: *Cardium inopinatum* Grischk., *Abra reflexa* Eichw., *Modiola sarmatica* gat., *Tapes askajicus* Bog., *Aurila omphalodes* (Reuss), *Leptocythere tenuis* (Reuss), *Cuprideis senunulum* (Reuss.) и др., о нижнесарматском возрасте (доробратовская свита); 168,5—223 м — липарит, 223—246,5 м — лавобрекчия, 246,5—253 м — туфопесчаник. Выше по разрезу залегают андезиты и дациты, отнесенные к луковской свите условно и встреченные юго-западнее Береговского холмогорья в районе Тарны.

Еще выше в стратиграфической колонке находятся верхние липариты, их туфы и игнимбриты, для которых особо важное значение имеет определение возраста, так как с этим связано определение возраста оруденения, по крайней мере алунитизации в Берегово-Беганьском районе.

Береговские поздние экструзии липаритов прорывают верхний горизонт липаритовых туфов, а отходящие от купо-

лов потоки лавы ложатся на размытую поверхность как верхних, так и средних туфов. Более молодых пород, чем эти липариты, на Береговском холмогорье нет. Среди липаритовых экструзий большое место занимают стекловатые разности с перлитовой текстурой. Весьма характерны перлитовые агломераты «отшелушивания», обычно «венцом» окружающие купола. К этой же фазе вулканизма относятся липаритовые экструзии и мощные толщи игнимбритов района Косино—Заставное. В этом районе с достаточной определенностью устанавливается возраст верхних липаритов, а также процессов алунитизации. В районе Рафайлова в скв. 854 липарит перекрывается алмашской свитой среднего сармата, из пород которой В. Г. Шеремета определил фауну, являющуюся руководящей для алмашской свиты: *Cyprideis littoralis* Brady, *Eucypris* sp., *Amplocypris* et *sinuosa* Zal. и др.

Большой интерес представляет скв. 957, пройденная севернее Беганьского холма, разрез которой позволяет более точно установить возраст липаритовых извержений, поскольку вскрывает толщу агломератного перлитового туфа, а также горизонт, содержащий окатанные и грубообломочные включения пород вторичных кварцитов, в том числе и алунитизированных пород. В связи с тем, что эти данные имеют большое значение, приводим краткую характеристику всего разреза:

- 0 — 129,4 м — глина, переслаивающаяся с алевролитом, серая, пятнистая, пестрая, с большим количеством отпечатков листьев;
- 129,4—130 м — уголь бурый, сильно загрязненный глинистым материалом;
- 130—166 м — глина, переслаивающаяся с алевролитами, плотная, слоистая, встречаются прослойки лигнита;
- 166—172 м — туф зеленовато-серый мелкообломочный;
- 172—235 м — переслаивание глины, туфа, туффита, мергеля, алевролита;
- 235—244 м — перелотленный туфовый с примесью туфогенного материала с включением окатанных и полуокатанных обломков липарита, монокварцитов, окварцованных пород с калишпатом, кварцево-алунитовых пород, опалолитов;
- 244—266 м — туф липаритовый, сильно выветрелый, с обломками стекловатого липарита, обладающего перлитовой отдельностью;
- 266—286 м — туф липаритовый псефитовый, переслаивающийся с агломератовым, местами кавернозный; в пустотах тридимит и пирит; часто наблюдается спекание, реже отмечаются следы вторичного течения;
- 286—291 м — глина, переслаивающаяся с алевролитом и песчаником;
- 291—332 м — туф липаритовый, много гнезд зеленого нонтронита, прослойки туффита;
- 332—350 м — глина, переслаивающаяся с алевролитом, песчаником, туффитом;
- 350—353 м — липаритовый туф псаммитовый, серый с зеленоватым оттенком.

В интервале 135,4—140,1 м Г. Н. Гришкевич определил следующие виды фауны: *Melanopsis impressa* Kraus, *Limnocardium* sp., *Hydhobia* sp., *Modiola* sp., *Rotalia beccarii* L. *Planorbis* (?) sp., характерные для паннонских отложений; в ин-

тервале 208,4—229,0 м — *Potamides mitralis* Eichw., *Modiola sarmatica* gat., свойственные среднему сармату, алмашской свите; в интервале 339,8—355,5 м — *Cardium* sp., *Tapes aksaticus* Bog., которая может указывать на наличие луковской свиты верхней части нижнего сармата.

Определения абсолютного возраста береговских поздних липаритов показывают 15 млн. лет. Эти данные по определениям двух лабораторий прекрасно совпадают, как это явствовало из доклада Л. Г. Ткачука (Институт геологии АН УССР) и Г. Х. Чеджемова (Проблемная лаборатория геохимии и глубинных тектонических процессов Львовского университета) на Всесоюзном совещании по абсолютному возрасту в г. Ужгороде в сентябре 1965 г.

Таким образом, липаритовая формация в Закарпатье представлена в среднем горизонте (по Г. Панто, 1965) гельветским или нижнетортонским плагиодацитовым даниловским туфом мощностью до 700 м, верхнетортонским басчевским липаритовым туфом, нередко переслаивающимся с глинами, мощностью до 300 м; в верхнем горизонте — нижнесарматским доробратовским туфом мощностью до 200 м и средне-сарматским алмашским липаритовым туфом мощностью до первых сотен метров. Туфовые горизонты являются продуктами мощных вулканических взрывов, центры которых находились в Северовенгерской области. В Закарпатье эти центры располагались в Береговском и отчасти в Вышковском районах, о чем свидетельствуют игнимбритовые толщи и липаритовые экструзии. Как указывает Г. Панто, извержения носили в основном трещинный характер.

Андезитовая формация в Закарпатье, как и во всем Внутрикарпатском регионе, проявляется с внутренней и внешней сторон внутреннего прогиба. Наиболее древние проявления андезитовой формации относятся к нижнему тортону или еще более раннему времени, о чем свидетельствуют обломки андезитов в даниловском туфе.

Во внутренней зоне Закарпатского прогиба андезитовый вулкан находился в Береговском районе. Нижнесарматский вулкан, очевидно, располагается в Великой Доброни. Здесь же отмечается интрузия диорита, также, по-видимому, относящаяся к сармату.

Особое место в миоценовом магматизме Закарпатья занимают гипабиссальные интрузии диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров Вышковского района. Детальное изучение гипабиссальных интрузий Вышковского района проведено Б. В. Мерlichem и С. М. Спитковской (1965). Авторы отмечают, что «интрузии гипабиссального комплекса сформировались в результате последовательных инъекций различных производных единого магматического очага, начиная от габбро-

диабазов, затем диорит-порфиров и, наконец, последнего дифференциата — лейкократовых микрогранодиоритов и лейкократовых дацитов, а местами плагиолипаритов». Габбро-диабазам придается нижнесарматский возраст вследствие того, что они прорывают нижний сармат, диорит-порфирам — верхнесарматский, ибо они, как указывают авторы, прорывают отложения нижнего сармата, но не затрагивают паннонских. Последние две стадии являются относительно более молодыми и отнесены к верхам нижнего паннона (третья стадия) и к верхнему паннону (четвертая стадия). С этим нельзя полностью согласиться, так как приведенные разрезы скважин и определения фауны указывают на нижнесарматский возраст верхних липаритов Береговского района, которые, согласно цитируемым авторам, относятся к четвертой стадии, то есть к верхнему паннону.

Общее структурное положение района распространения вышковских гипабиссальных интрузий в схемах магматизма разных авторов, как правило, остается неясным. Обычно высказывается мнение, что этот район является северо-западной окраиной Бая-Марской вулканической области. Однако, на наш взгляд, нельзя безоговорочно проводить такую параллелизацию. Во-первых, в Вышковском районе проявились лишь заключительные стадии миоценового вулканизма, и здесь отсутствует вся та гамма вулканических извержений более ранних фаз, которая характерна для Бая-Марского района. Вышковский район занимает внешнее положение по отношению к Бая-Марской вулканической области в целом. Различие их не только в магматизме, но и в рудообразовании, если принять догутинский возраст ртутного оруденения. Вышковский район характеризуется большим количеством ртутных месторождений и рудопроявлений на относительно небольшой площади. Подчиненное значение имеют полиметаллические рудопроявления.

Кроме того, если для Бая-Марского района основное рудообразование произошло в сармате и парагенетически связано с амфиболовыми андезитами (И. Григоре, 1964), то в Вышковском районе оруденение не древнее паннона и парагенетически связано с гипабиссальными интрузиями диорит-порфита и гранодиорит-порфира.

Таким образом, как по магматизму, так и рудообразованию скорее можно параллелизовать Береговский район с Бая-Марским, чем Бая-Марский с Вышковским.

В то же время ртутные месторождения по отношению к Береговскому району занимают внешнее положение (район Дубриничи, Оленево, Драгово) аналогично тому, как ртутные месторождения Вышковского района занимают внешнее положение по отношению к Бая-Марскому рудному району.

Проявления миоценового магматизма во внешнем обрамлении внутреннего прогиба в пределах Закарпатья подтверждаются следующими соображениями. В самой западной части Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Г. Г. Сасиным была выделена перечинская свита, в состав которой включены габбро-порфириды и базальты, обнажающиеся в эрозионных окнах среди андезитов гутинской свиты, а также гранатовые липарито-дациты и их туфы. Сюда же Г. Г. Сасин относит микрограниты и микрогранодиориты района Дубриничей, которые генетически связывает с гранатовыми липарито-дацитами. Возраст габбро-порфиритов и базальтов непосредственно установить не удается. Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская по аналогии с Вышковским районом относят их к сармату. Прямым указанием на принадлежность их к миоценовому этапу магматизма может служить следующий признак: не только во внутрикarpатском регионе, но также в Динаридах и Родобах миоценовые вулканические породы подверглись пропилитизации.

Как указывает А. Циссарц (1958), эти процессы, близкие к автометаморфизму, относятся к процессам автогидратации, происходящим под воздействием летучих, которые выделяются остывающими магматическими массами. Изменение в большинстве случаев выражается в замещении темноцветных минералов хлоритом, реже актинолитом и биотитом; плагиоклазы замещаются мусковитом и серицитом. Эти низкотемпературные изменения происходят без малейшей связи с трещинами — возможными каналами циркуляции более поздних растворов. По единодушному заключению геологов, они характерны только для миоценового этапа магматизма, в то время как верхнеплиоценовые эффузивы, «пироксеновые» или «базальтоидные», остаются неизменными. С первыми парагенетически связаны рудные месторождения.

Исходя из этого, габбро-порфириды и базальты перечинской свиты должны быть отнесены к миоценовому этапу магматизма.

Микрограниты и микрогранодиориты отнесены к перечинской свите условно. Они прорывают флишевые отложения, и их верхняя возрастная граница точно не устанавливается. Гранатовые липарито-дациты, кроме Перечинского района, известны в районе Кибляр, где залегают под гутинской свитой, а также в Свалявском районе как интрузии среди палеогенового флиша (см. рис. 3). Аналогичные гранатовые туфы липарито-дацитов встречаются среди фаунистически охарактеризованных отложений нижнего паннона (Я. Славик). Это еще раз подтверждает принадлежность перечинской свиты к магматическим образованиям миоценового этапа магматизма.

В районе Оленева наблюдается шток и многочисленные мелкие дайки андезито-базальта, прорывающие палеогеновый флиш. По своим структурным особенностям эти породы не имеют аналогов среди гутинской и бужорской свит. Не исключена возможность, что они, как и породы перечинской свиты, относятся к верхней части миоценового этапа магматизма.

Исходя из наших представлений, миоценовый магматизм внутрикарпатской области приурочен ко времени формирования внутренних прогибов и связан с тектоническими движениями этого периода, поэтому вулканические и гипабиссальные образования обрамляют внутренние прогибы. Вышковские гипабиссальные интрузии составляют единую внешнюю полосу Дубриничи—Оленево—Вышково, так как Вышковский район находится на внешней окраине Закарпатского внутреннего прогиба сарматского времени. Начиная с верхнего тортона опускания в пределах западной части Солотвинской впадины прекратились, и территория как бы причленилась к воздымающейся складчатой флишевой области. В сармате опускания продолжались южнее в относительно узкой зоне, внешней окраиной которой является Вышковский район, а южной — Бая-Марский. Таким образом, вышковские гипабиссальные интрузии занимают по отношению к сарматскому прогибу внешнее положение. Очевидно, зона юго-восточного продолжения вышковских гипабиссальных интрузий перекрыта лавами Выгорлат-Гутинской гряды и проходит севернее Бая-Марского рудного района.

По определениям абсолютного возраста, как это явствует из доклада Л. Г. Ткачука на совещании по абсолютному возрасту в сентябре 1965 г., возраст интрузивных пород определяется в 12—13 млн. лет. Это соответствует верхам миоцена.

Андезитовая формация на территории Закарпатья не имеет столь интенсивного проявления, как липаритовая. Вместе с тем она является составной частью мощных вулканических дуг обрамления внутренних прогибов. Для формации характерно колебание состава от базальта до дацита.

Наблюдается одновременность извержений липаритовой и андезитовой формации. Так, в Вышковском районе обнаруживаются типичные игнимбриты в основании нижнесарматского липаритового туфа, свидетельствующие о близости центров извержений, и здесь же отмечаются нижнесарматские интрузии габбро-диабазы.

К о н е ч н ы й (финальный) магматизм относится к плиоценовому времени. В этот период проявившаяся в конце миоцена фаза складчатости привела к коренной перестройке тектонического плана региона. На месте относительно стабиль-

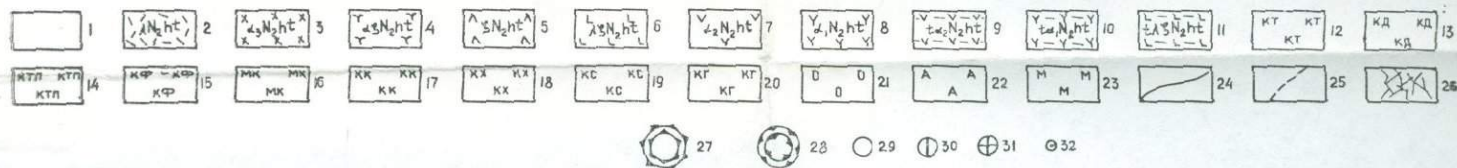
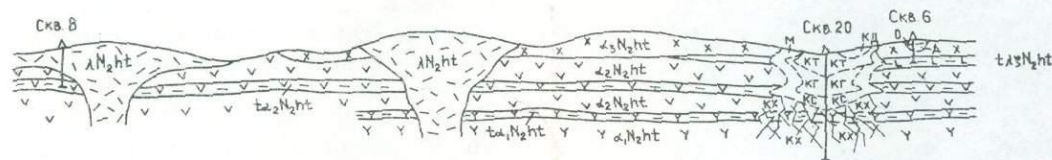
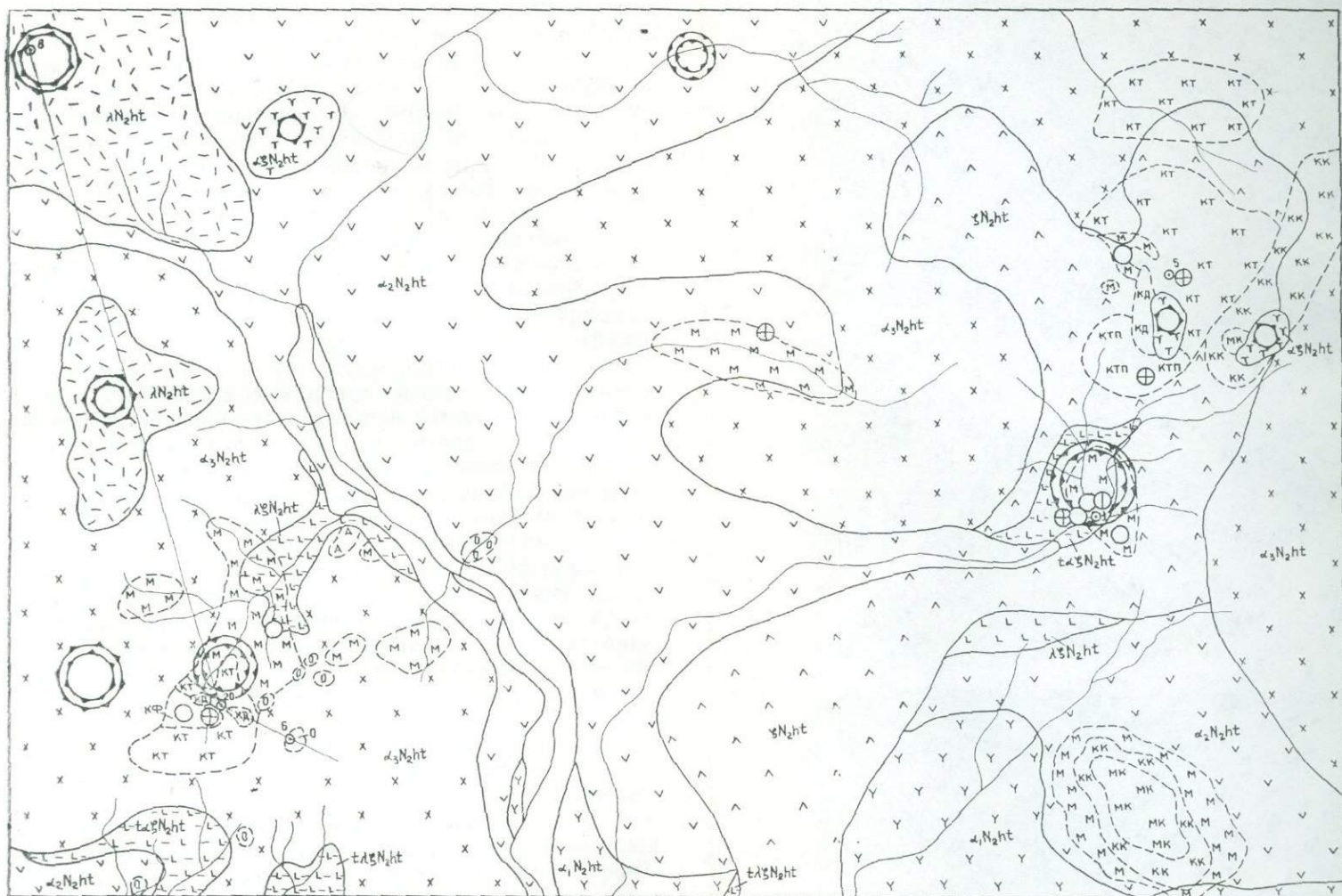


Рис. 4. Геологическая схема района Ильковцы—Подулки:

1 — четвертичные отложения; 2 — липариты (γN_2ht); 3 — двупироксеновые андезиты и их туфы ($\alpha_2 N_2ht$); 4 — андезиты-дациты ($\alpha_3 N_2ht$); 5 — дациты (δN_2ht); 6 — липарито-дациты (γSN_2ht); 7 — гиперстеновые андезиты ($\alpha_2 N_2ht$); 8 — плитчатые андезиты ($\alpha_1 N_2ht$); 9 — туфы гиперстенового андезита ($\alpha_2 N_2ht$); 10 — туфы плитчатого андезита ($\alpha_1 N_2ht$); 11 — туфы липарито-дацита (δSN_2ht); 12 — кварцево-турмалиновые породы; 13 — кварцево-диоморфитовые породы; 14 — кварцево-топазовые породы; 15 — кварцево-флюоритовые породы; 16 — монакварцитовые породы; 17 — кварцево-каолиновые породы; 18 — калишлат-хлоритовые породы; 19 — кварцево-серпичитовые породы; 20 — кварцево-гидрослюдистые породы; 21 — опалолитовые породы; 22 — алуитовые породы; 23 — монтмориллонитовые породы; 24 — геологические границы; 25 — контуры метадомов; 26 — трещиноватость пород; 27 — куйолы; 28 — кальдеры; 29 — рудопроявления теллура и висмута; 30 — рудопроявления ртути; 31 — рудопроявление свинца; 32 — скважины.

ного Паннонского массива возникла обширная межгорная впадина — Венгерская депрессия. По северной окраине этой депрессии, к которой причленилась Чоп-Мукачевская впадина, сформировались мощные вулканические толщи Выгорлат-Гутинской гряды. Вулканы образовались и в ряде районов внутри впадины, в том числе в районе Виноградова, Шаланки, Дрисина. Плиоценовые андезиты были встречены также у северного подножья Беганьской горы. Андезитовые туфы широко распространены и внутри впадины. Плиоценовые вулканические породы представлены в основном андезитами, андезито-базальтами, подчиненное значение имеют базальты и резко подчиненное — липариты, дациты и их туфы.

Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1965) выделяют зону погребенных вулканов, примыкающих к внутренней части прогиба. Непосредственным выходом на поверхность этой зоны являются г. Шаланка и Черная гора в районе Виноградова.

В основании Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, фиксируясь по ее бортам, почти всюду распространены андезитовые туфы. Эта толща составляет нижнюю часть разреза гутинской свиты, верхняя часть которой сложена в основном лавами. Внутри гутинской свиты при резком преобладании андезитов и базальтов выделяются два горизонта кислых пород. Над базальтами, андезито-базальтами, андезитами и их туфами, гиперстеновыми гиалоандезитами в ряде мест залегают андезито-дациты с редкими крупными вкрапленниками биотита, выше по разрезу — липарито-дациты и их туфы. Это нижняя часть разреза гутинской свиты. Выше лежит толща двупироксеновых андезитов, андезито-дацитов и их туфов мощностью в первые сотни метров. В районе Визницы мощность этой толщи возрастает до 400 м. Двупироксеновые андезиты прорываются липаритами в районе Герцовцы—Федешовцы.

Полный разрез от гиалоандезитов до липаритов наблюдается в отрезке хребта от Латорицы до Ужа (рис. 4).

Таким образом, внутри гутинской свиты можно выделить две фазы вулканизма: нижнюю, оканчивающуюся излияниями липарито-дацитов и дацитов, и верхнюю, завершающуюся экструзиями липаритов. Визницким дацитам, по всей вероятности, соответствуют дациты района Среднего, Черной горы и Вышковского района.

Завершающая фаза вулканизма проявилась локально лишь в районе г. Бужоры (бужорская свита). К ней принадлежит особая фация крупнопорфировых андезитов и базальтов. Обычно распространение бужорской свиты не ограничивают лишь районом Бужор (В. С. Соболев и др., 1955; В. П. Костюк, 1961), однако в ряде мест, в частности на Черной горе, в районе Визницы и Вышкова, за бужорскую

свету принималась толща двупироксеновых андезитов, которые залегают на дацитах, считающихся синхронными липаритам района Герцовцы—Феделешовцы. Как было показано выше, такой параллелизации липаритов и дацитов прово-

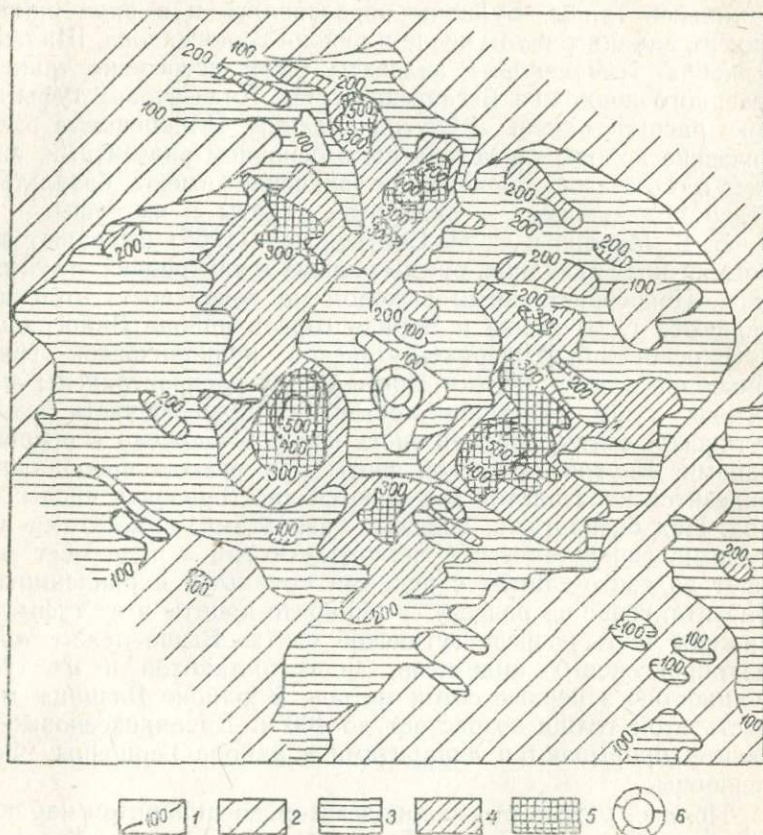


Рис. 5. Вулкан Дехманов, выделенный по электроразведочным данным:
1 — изома ρ_k (в ом·м) по данным симметричного профилирования при АВ=600 м.
Значение ρ_k : 2 — от 0 до 100; 3 — от 100 до 200; 4 — от 200 до 300;
5 — от 300 м и более; 6 — эпицентр вулкана.

дить нельзя, ибо между ними располагается толща двупироксеновых андезитов.

Общая мощность вулканических образований Выгорлаг-Гутинской гряды превышает 600 м (в урочище Подулки). При учете падения вулканических пород в сторону внутренней части прогиба общая мощность вулканических пород в этом районе должна превышать 1000 м.

Внутри гряды по полевым геологическим наблюдениям устанавливаются вулканы Синяк, Бужора, Колчино и другие.

Более отчетливо древние вулканические центры фиксируются по геофизическим данным. В качестве примера приводим данные электроразведки на вулкане Дехманов (рис. 5).

В коллективной монографии В. С. Соболева и др. (1955) показано, что петрохимические особенности изверженных пород Закарпатья позволяют сделать вывод о значительной роли ассимиляции глинистых осадков при дифференциации магмы. Поглощение избыточного глинозема приводило к вытеснению окиси кальция из феррических минералов, что, с одной стороны, увеличивало роль ромбического пироксена, а с другой, — повышало основность плагиоклаза. Авторы считают, что в липаритах и дацитах, кроме повышенной основности плагиоклаза, признаком ассимиляции глинистых пород может служить появление первичного альмандина.

Глубинное строение Закарпатья по геофизическим данным

В основе использования геофизических данных для расшифровки глубинного строения Закарпатья лежит изучение характера распределения и природы аномальных физических полей — гравитационного и магнитного, анализ сейсмических и электрических особенностей геологических образований. В этой связи рассмотрим вначале данные о глубинном строении, полученные по каждому из примененных геофизических методов.

Гравитационное поле Закарпатья представлено региональным максимумом силы тяжести и его северо-восточным крылом, смыкающимся вдоль Утесовой зоны с юго-западным крылом Карпатской гравитационной депрессии. Характерной чертой гравитационного поля Закарпатского прогиба является мозаичность, обусловленная наличием относительно крупных разноориентированных аномалий в центральной части регионального максимума и более мелких — на его северо-восточном крыле. В складчатой области Карпат наблюдаются выдержанные полосовые аномалии северо-западного простирания.

Вдоль северо-восточной и юго-западной границ Закарпатского прогиба прослеживаются зоны повышенных градиентов силы тяжести, в определенной степени отражающие Закарпатский и Береговский глубинные разломы (В. И. Славин, В. Е. Хаин, 1965) или их отдельные элементы (рис. 6). В средней части прогиба по линии севернее Ужгорода—Мукачево—южнее Хуста—Вышково в северо-западном направ-

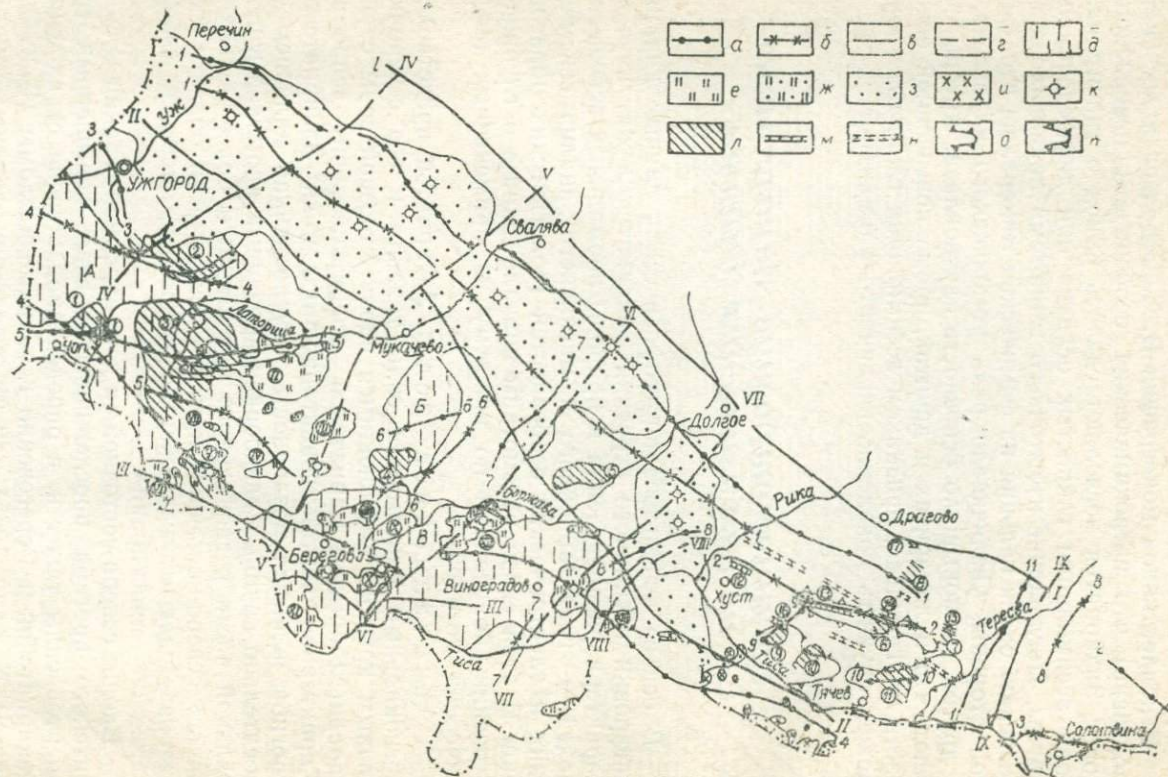


Рис. 6. Схематическая тектоническая карта Закарпатского внутреннего прогиба по геофизическим данным. Карта составлена по материалам О. А. Авраменко, И. И. Бородатого, З. С. Герцика, И. В. Гопака, М. К. Гнилко, Л. Н. Князевой, Г. М. Курсона, С. И. Субботина, Н. И. Ушаковой.

а — Оси зон максимумов силы тяжести — оси поднятий фундамента; *б* — Перечин-Углинская, 2 — Раховская, 3 — Ужгородская, 4 — Чоп-Мукачевская, 6 — Залужская, 7 — Шаланская, 8 — Рокосовская, 9 — Сокирицкая, 10 — Тячевская, 11 — Новоселицкая; оси зон максимумов силы тяжести — осевые зоны погребенных стратовулканов в верхнем структурном ярусе: 5 — Велико-Лучковская, 6 — Оси зон минимумов силы тяжести — оси прогибов фундамента: 1 — Чинадиево-Вилковская, 4 — Комаровская, 5 — Северо-Заставненская, 6 — Восточно-Залужская, 7 — Виноградовская, 8 — Восточно-Новоселицкая; оси зон минимумов силы тяжести, осложненные локальными минимумами — оси соляно-диопировых складок в верхнем структурном ярусе: 2 — Терблинско-Хустская, 3 — Солотвинская. *в* — оси зон повышенных градиентов силы тяжести — элементы глубинных разломов: I — Закарпатского, II — Серединского, III — Береговского. *г* — Оси поперечных осложнений гравитационного и геомагнитного полей — поперечные разломы: IV — Турьинский, V — Мукачевский, VI — Шаланский, VII — Виноградовский, VIII — Королевский, X — Грушевский. *д* — Области повышенного геомагнитного фона — участки фундамента, сложенные основными изверженными породами, и приподнятые блоки фундамента: А — Чопский, Б — Залужский, В — Береговский. *е* — выдержанные положительные магнитные аномалии — погребенные неогеновые вулканогенные породы (андезиты, диариты); магнитные аномалии: I — Чопская, II — Велико-Лучковская, III — Дрысинская, IV — Мало-Беганьская, V — Косино-Заставненская, VI — Поповская, VII — Рафайловская, VIII — Зменивская, IX — Бержавская, X — Добросельская, XI — Лужанская, XII — Шаланская, XIII — Тековская, ж — Узлы сопряженных положительных и отрицательных магнитных аномалий в юго-западной части прогиба — неогеновые эффузивы, залегающие в поверхностных или близповерхностных условиях. з — Мозаичное аномальное магнитное поле Выгорлат-Гутинской гряды. *и* — Локальные положительные магнитные аномалии — неогеновые гипабиссальные интрузии. *к* — Магнитные минимумы или совмещенные магнитные и электрические (ρ_k) минимумы в окружении интенсивных аномалий Z и ρ_k — предполагаемые центры вулканических извержений. *л* — Антиклинальные структуры в верхнем структурном ярусе, выявленные или подтвержденные сейсмическими работами: 1 — Чопская, 2 — Русско-Комаровская, 3 — Велико-Добровская, 4 — Нозоселицкая, 5 — Иршавская, 6 — Данилово Терблинская, 7 — Округленская, 8 — Колоденская, 9 — Сокирицкая, 10 — Стебливская, 11 — Тячевская, *м* — Предполагаемые осевые зоны поднятий в фундаменте (глубинные антиклинали) по сейсмическим данным: 12 — Хустская, 13 — Даниловская, 14 — Северо-Терблинская, 15 — Северо-Округленская, 16 — Сокирицкая, 17 — Углинская, *н* — Предполагаемые осевые зоны прогибов в фундаменте (глубинные синклинали) по сейсмическим данным. *о* — Поднятия опорного электрического горизонта высокого сопротивления — поднятия фундамента и поднятия в верхнем структурном ярусе. *п* — Контуры тел каменной соли у дневной поверхности по электроразведочным данным.

лении протягивается зона повышенных градиентов силы тяжести, которая разграничивает центральную крупномозаичную часть регионального максимума и его северо-восточное крыло с мелко мозаичной структурой гравитационного поля. Эта зона рассматривается нами как глубинный разлом (Середнинский), который разделяет Закарпатский прогиб на две продольные зоны: юго-западную Внутреннюю и северо-восточную Внешнюю. Главное отличие этих зон состоит в резкой приподнятости более древних донеогеновых образований Внутренней зоны, обусловивших в какой-то мере региональный гравитационный максимум. Как будет показано ниже, предполагается, что Середнинский глубинный разлом играл важную роль в донеогеновой и неогеновой истории развития прогиба.

С. И. Субботин (1955) выделил в Закарпатье ряд зон относительных максимумов и минимумов силы тяжести, которые связываются в основном с поднятиями и прогибами палеозойско-мезозойского и палеогенового фундамента. Гравиметрические съемки, результаты глубокого бурения и определение плотностей в целом подтверждают правильность интерпретации С. И. Субботина, но в некоторых случаях дают возможность по-другому истолковать природу гравитационных аномалий и получить на этой основе новые данные о глубинном строении отдельных участков.

На продольные поднятия фундамента указывают две крупные зоны максимумов силы тяжести северо-западного направления: Перечин-Углинская и Чоп-Вышковская.

Перечин-Углинская зона совпадает с Утесовой зоной, хотя в юго-восточной части она отклоняется к югу, а непосредственно в Утесовой зоне проходит полоса повышенных градиентов силы тяжести. Последняя фиксирует Утесовую зону на отрезке юго-восточнее с. Долгого. Северо-западнее с. Долгого зона повышенных градиентов, возможно, обусловлена уступом в палеозойском фундаменте, который как-то связан с Утесовой зоной. На юго-восточном продолжении Перечин-Углинской зоны находится Раховская зона максимумов силы тяжести, вызванная выходящими на дневную поверхность кристаллическими породами Мармарошского массива (его северо-западной оконечности) и отделенная от предыдущей зоны Грушевским поперечным разломом.

Чоп-Вышковская зона максимумов силы тяжести интерпретируется как зона антиклинально-горстовых поднятий, развитых в полосе Береговского глубинного разлома. Согласно С. И. Субботину (1955), отдельные максимумы зоны фиксируют блоки фундамента с амплитудой поднятия 200—500 м относительно прилегающих к максимумам частей Закарпатского прогиба.

Данные бурения подтверждают поднятие фундамента в Береговском максимуме. Как отмечалось выше, скв. 8, пробуренной Закарпатской геологической экспедицией примерно в эпицентральной части Береговского максимума, фундамент (диабазы предположительно триасового возраста) вскрыт на глубине 744 м. За пределами Береговского максимума в районе Нового Села по данным глубокой скв. 2 треста «Львовнефтегазразведка» фундамент залегает на глубине 1630 м. Разница в глубинах залегания кровли до-неогенового фундамента с учетом абсолютных отметок устья в скв. 8 и 2 составляет 1086 м. Рассчитанная по гравиметрическим данным (по приближенной формуле $\Delta g = 2\pi k \sigma h$ при избыточной плотности 0,5 г/см³) амплитуда поднятия в Береговском максимуме относительно окружающего фона равна 480 м, а относительно района Нового Села — около 1000 м, то есть наблюдается хорошее совпадение с результатами бурения.

Исходя из известной глубины залегания фундамента в Береговском максимуме и данных гравиметрии, можно приближенно определить расстояние до фундамента в других максимумах Чоп—Вышковской зоны. Так, в расположенном северо-западнее Берегова Косинском гравитационном максимуме фундамент с учетом эффекта от липаритов прослеженной мощностью 250 м должен залегать на глубине, немного превышающей 1000 м. Если мощность липаритов занижена, глубина залегания фундамента больше.

Что касается глубины залегания фундамента в Вышковском максимуме, то ее определить трудно, так как невозможно достаточно точно учесть влияние высокоплотных неогеновых эффузивов. Последние, вероятно, в значительной степени обуславливают Чопский максимум.

Полностью подтверждено бурением предполагавшееся по гравиметрическим и электроразведочным данным поднятие фундамента в районе Ужгорода. Скв. 2 и 4 треста «Львовнефтегазразведка» вскрыли древний палеозойский фундамент Закарпатского прогиба на глубинах от 695 м в эпицентре гравитационного максимума до 1683 м на его периферии. Судя по характеру гравитационного поля, поднятие в районе Ужгорода представляет собой довольно узкий, вытянутый в северо-западном направлении блок, который продолжается в Восточной Словакии. В юго-восточном направлении Ужгородский гравитационный максимум быстро затухает, что соответствует резкому погружению приподнятого блока фундамента, который как бы срезается Турьинским поперечным разломом.

Кроме продольных поднятий фундамента, по зонам максимумов силы тяжести в Закарпатском прогибе выделяются

поперечные поднятия северо-восточного простирания: Шаланское, Рокосовское, Новоселицкое и несколько мелких.

Особое положение в Закарпатском прогибе занимает Велико-Лучковская зона максимумов силы тяжести субширотного направления, включающая Велико-Лучковский и Чопский максимумы. Эти максимумы по своим размерам и характеру поля близки к другим гравитационным максимумам, но имеют иную геологическую природу. В эпицентре Велико-Лучковского максимума трестом «Львовнефтегазразведка» пробурена скв. 16, которая в интервале 83—1104 м встретила вулканогенную толщу миоцена и плиоцена. По данным определений, избыточная плотность вулканогенных пород по отношению к осадочным отложениям неогена составляет $0,34 \text{ г/см}^3$. Приближенное вычисление гравитационного эффекта от тысячеметровой толщи вулканогенных пород показывает полную обусловленность Велико-Лучковского максимума крупным погребенным стратовулканом.

Об обусловленности Велико-Лучковского максимума силы тяжести погребенным неогеновым стратовулканом, а не поднятием фундамента, говорит и несоответствие в плане максимума Велико-Доброньскому поднятию, которое установлено здесь же сейсмическими и буровыми работами, правда, пока в отложениях неогена. Изоаномалы, оконтуривающие максимум, почти перпендикулярны изогипсам условных сейсмических горизонтов Велико-Доброньского поднятия.

Отсюда следует, что на участках широкого развития вулканогенных пород (не учтенных при составлении карт в редукции Буге) структура и интенсивность гравитационного поля в основном определяются неогеновыми эффузивами. Это должно учитываться при истолковании гравитационных максимумов, которые в Закарпатье, таким образом, имеют двойную природу.

Связь с неогеновыми вулканогенными породами, как указывалось выше, намечается для Чопского максимума (где глубокой скв. 10 встречена мощная толща вулканогенных пород), а также частично для других аномалий.

На крупный прогиб фундамента, по данным С. И. Субботина (1955), указывает Чинадиево-Билковская зона минимумов силы тяжести, которая прослеживается в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Ряд меньших прогибов устанавливается по другим минимальным зонам силы тяжести.

Чинадиево-Билковская зона в юго-восточном направлении сменяется Терблинско-Хустской зоной минимумов силы тяжести, которая приурочена уже к соляно-диапировой антиклинали (Данилово-Терблинской) с открытыми ядрами протыкания в местах локальных минимумов. Зона минимумов силы

тяжести, связанная с соляными диапирами, наблюдается и далее к юго-востоку в районе с. Солотвина после Грушевского поперечного разлома.

На основании детального анализа гравитационного поля в Чинадиево-Билковской, Теремблинско-Хустской и Солотвинской зонах, которые являются как бы смещенными частями единой крупной зоны, можно предположить общий для всех зон вариант истолкования геологической природы, а именно — приуроченность их к одной протяженной прерывистой зоне соляно-диапировых структур. Такая зона должна протягиваться вдоль всей выделенной нами Внешней зоны Закарпатского прогиба, в том числе под наложенной Выгорлат-Гутинской вулканической грядой, подчеркивая общность структурного устройства Внешней зоны. Мнения о продолжении соляно-диапировых структур солотвинской части Закарпатского прогиба в северо-западном направлении придерживается И. И. Бородатый.

Как указывалось, продольные аномальные зоны силы тяжести часто претерпевают смещения, которые наряду с другими поперечными осложнениями гравитационного поля служат главными геофизическими критериями для выделения крупных поперечных разломов северо-восточного направления: Турьинского, Мукачевского, Шаланкского, Виноградовского, Грушевского и других. Перечисленные разломы, кроме Турьинского, впервые были выделены и обоснованы по гравиметрическим данным С. И. Субботиным (1955).

Магнитное поле Закарпатья различно в разных структурных зонах и зависит главным образом от наличия и распределения изверженных магнитоактивных пород.

Во флишевой складчатой области Карпат магнитное поле имеет спокойный безаномальный характер. Единичные мелкие, но интенсивные аномалии (по данным наземной съемки) обуславливаются в этой области только меловыми спилитами и диабазами, которые образуют небольшие тела в междуречье Шопурки и Черемоша.

Слабоаномальное магнитное поле установлено на северо-западной оконечности Мармарошского кристаллического массива. Здесь выделяются шесть основных зон магнитных аномалий, которые В. Г. Лизанец (1963) связывает с внедрениями глубоко залегающих магматических пород вдоль зон разломов. По последним происходили перемещения отдельных частей массива, обусловившие блоковый характер его строения.

Мелкие магнитные аномалии, связанные с основными и ультраосновными породами, наблюдаются в Мармарошской зоне утесов и очень редко в Пенинской зоне при общем ровном поле в полосе «межутесового» палеогена. Магнитные ано-

малии Мармарошской зоны характеризуются сравнительно большой интенсивностью, до 1000—1500 *гамм*, и небольшими размерами, не превышающими, как правило, 500—700 м по длинной оси. Большинство аномалий, обладая положительным знаком, сопровождается интенсивными отрицательными, часто двусторонними аномалиями.

Характер магнитных аномалий Мармарошской зоны и учет количественных расчетов позволяют интерпретировать вызывающие аномалии тела серпентинизированных лерцолитов и диабазов как мелкие бескорневые глыбы типа тектонических или седиментационных отторженцев. Редко в Мармарошской зоне утесов можно наблюдать относительно выдержанные магнитные аномалии без интенсивных отрицательных зон, которые указывают на более глубинные интрузивные массивы. Но в данном случае может оказаться, что это крупные бескорневые отторженцы, не вскрытые современным эрозийным срезом. Такое предположение подтверждается аэромагнитной съемкой, свидетельствующей об отсутствии аномалий ΔT в рассматриваемой зоне.

Большой материал для изучения глубинного строения дает наземная магнитная съемка в Закарпатском внутреннем прогибе. На территории прогиба выявлено большое количество сложных магнитных аномалий, приуроченных, как правило, к зонам развития неогеновых вулканических образований. В юго-западной равнинной части прогиба на слабо интенсивном геомагнитном фоне выделены крупные аномальные узлы, включающие аномалии обоих знаков напряженностью в сотни до ± 1000 —2000 *гамм*. Здесь наблюдаются также положительные аномалии, которые не сопровождаются интенсивными минимумами. Размеры аномальных узлов и аномалий варьируют от сотен метров до 5—9 км в поперечнике. Мозаичное знакопеременное поле, состоящее из множества мелких аномалий с большими горизонтальными градиентами и интенсивностью до ± 2000 *гамм*, установлено в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

Выяснение геологического строения Закарпатского прогиба по магниторазведочным данным базируется на классификации магнитных аномалий по морфолого-генетическим типам. Детальный анализ магнитного поля вместе с результатами глубокого бурения и геологической съемки при параллельном исследовании магнитных параметров пород дал нам возможность выделить в Закарпатском прогибе пять главных морфолого-генетических типов магнитных аномалий. Эти типы отвечают основным формам проявления вулканизма, отраженным в магнитном поле.

В первый тип объединены относительно выдержанные положительные магнитные аномалии, распространенные в рав-

ниной части прогиба и на Береговском холмогорье. С помощью этих аномалий устанавливаются погребенные под четвертичными и верхнетретичными осадками неогеновые стратовулканы (андезитовый вулкан в районе с. Доброселье, вулканы в районе сел Попово, Лужанки и др.).

Второй тип магнитных аномалий включает интенсивные положительные аномалии небольших размеров, обычно сопровождаемые минимумами Z_a и соответствующие неогеновым гипабиссальным и субвулканическим телам различного петрографического состава от габбро-диабазов до микрогранитов. Аномалии второго типа широко развиты в районе с. Вышково.

Мозаичное магнитное поле над вулканогенными породами плиоцена большей части Выгорлат-Гутинской гряды отнесено к третьему типу. Здесь с трудом выделяются формы залегания эффузивов и почти совсем не выделяются из-за близкой интенсивности намагничения петрографические разновидности пород.

Наиболее сложным в Закарпатском прогибе является четвертый тип магнитных аномалий, для которого характерен интенсивный центральный минимум, окруженный положительными аномалиями. Аномалии четвертого типа фиксируют купола обратно намагниченных липаритов сарматского возраста (Косино-Заставненские, Золотистый и др.); при несколько отличной форме аномалий намечается их связь с гидротермально измененными породами жерловых и околожерловых фаций неогеновых вулканов (вулканы Дехманов, Анталовский, Шаланка и др.). Центральные магнитные минимумы часто совмещаются с минимумами кажущихся электрических сопротивлений и служат критериями для предположения центров вулканических извержений в неогене.

Рассмотренные типы магнитных аномалий проявляются на слабо интенсивных фоновых полях пятого типа, обусловленных в основном неоднородностью строения и рельефом донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. В юго-западной части прогиба по областям повышенного геомагнитного фона можно выделить три участка: Чопский, Залужский и Береговский. Судя по данным сейсморазведки и бурения, на первом участке фундамент приподнят, на втором сложен предположительно основными изверженными породами; на Береговском участке приподнятый фундамент, вероятно, сложен преимущественно диабазами.

Сейсмические и электроразведочные работы, направленные на изучение глубинного строения и выявление нефтегазоносных структур, выполнены на территории Закарпатского внутреннего прогиба*.

* В Чоп-Мукачевской части прогиба сотрудниками Западноукраинской геофизической разведочной экспедиции треста «Укргеофизразведка»

В Чоп-Мукачевской части прогиба сейсмическими методами изучался разрез глубиной 1—3 км, то есть отложения неогена, в Солотвинской части глубина освещения разреза составляет 4—5 км, что дало возможность получить и некоторые сведения о строении фундамента. С помощью ВЭЗ исследовался характер залегания кровли фундамента или более высоких горизонтов, отражающих структуры неогена.

По преобладающему простираанию неогеновых структур, выявленных или подтвержденных сейсмическими работами, в Чоп-Мукачевской части прогиба можно выделить три блока: северо-западный, центральный и юго-восточный. Простираание структур в северо-западном и юго-восточном блоках близко к карпатскому или субширотному, в центральном блоке — меридиональное. Центральный блок отделяется от северо-западного и юго-восточного блоков разломами по линиям Великие Лучки—Заставное и Мукачево—Берегово. Первый разлом можно предположительно наметить по зоне отсутствия отражений, второй совпадает с известным Мукачевским поперечным разломом, который подтверждается крутым погружением к востоку кровли опорного электрического горизонта высокого сопротивления.

В пределах северо-западного блока установлены три полogie антиклинальные структуры, осложненные внедрениями изверженных пород: Велико-Доброньская, Чопская и Русско-Комаровская. Велико-Доброньская структура, расположенная юго-западнее Мукачева в районе с. Великой Доброни, простирается в северо-западном направлении. При помощи сейсмических исследований она прослежена на 15 км при ширине 8 км. Детализационными работами КМПВ установлено несколько разломов, пересекающих структуру на отдельные блоки. К узлу пересечения разноориентированных разломов в сводовой части складки приурочена расширенная часть погребенного неогенового стратовулкана, четко фиксируемого гравиметрией (Велико-Лучковский максимум).

Восточнее Чопа закартирована небольшая Чопская куполовидная структура, южная периклиналь которой на границе с Венгрией не оконтурена. Неогеновые эффузивы и туфы, встреченные в пределах структуры до глубины 1370 м, гравитационный и магнитный максимумы могут свидетельствовать о вулканической природе структуры.

И. И. Хараз, В. Я. Бендерским, З. С. Герциком, Л. Н. Князевой и другими проводилась сейсморазведка МОВ и в небольшом объеме КМПВ, в Солотвинской части, кроме того, поставлены МПЗ и РНП. Большая часть площади Закарпатского прогиба охвачена электроразведкой методом ВЭЗ с разносами питающей линии от 8—12 до 16—20 км. Эти работы выполнялись геофизиками О. А. Авраменко и Г. М. Курсоном (трест «Укргеофизразведка»). В работе использованы в основном их данные.

Русско-Комаровская структура находится у юго-западного края Выгорлат-Гутинской гряды и изучена сейсмическими работами только в южной периклинальной части. Структура расположена на юго-восточном погружении Ужгородского поднятия фундамента. Судя по электроразведочным и гравиметрическим данным, направление погружения Ужгородского поднятия юго-восточное, в сторону Велико-Доброньской структуры, возможно, также сформировавшейся на сильно погруженном блоке Ужгородского поднятия.

Центральный блок включает две синклинали в районе сел Жнятино и Ключарок, по которым в отложениях неогена можно наметить прогнутую зону меридионального простирания. Эта зона хорошо подтверждается профилем КМПВ, по которому устанавливается прогиб преломляющего горизонта на глубине 1500—1700 м.

К структурам, выявленным в юго-восточном блоке, относится Новоселицкое сводообразное поднятие, четко фиксируемое по нижнему условному сейсмическому горизонту на глубинах более 1200 м. К юго-восточной незамкнутой части поднятия, выявленного сейсморазведкой, примыкает поднятие опорного электрического горизонта высокого сопротивления. Из антиклинальных структур юго-восточного блока сейсморазведкой хорошо подтверждается Иршавская брахиантиклинальная складка и плохо — Залужская.

В Солотвинской части Закарпатского прогиба сейсмическими и буровыми работами четко устанавливаются два структурных яруса: верхний, объединяющий молассовые отложения неогена, и нижний, представленный мел-палеогеновым фундаментом. Каждый ярус имеет специфические черты тектоники, которые отразились на сейсмических разрезах. Границей между ярусами служит угловое несогласие, которое проводится по резкому изменению углов падения отражающих площадок.

Характер тектоники верхнего структурного яруса определяется главным образом соляным диапиризмом. На фоне общего спокойного залегания отложений, в том числе и подсолевых, углы падения отражающих площадок резко возрастают при приближении к ядрам складок. Некоторые структуры неогена, возможно, являются отражением морфологии фундамента, в частности структурами облекания его выступов.

В верхнем структурном ярусе четко выражена Данилово-Тереблинская антиклинальная структура с открытыми ядрами протыкания соли, которая простирается в северо-западном направлении примерно вдоль осевой линии Солотвинской части прогиба. Юго-восточным продолжением Данилово-Тереблинской структуры, очевидно, является Округленская складка

соляно-диапирового типа. Данилово-Тереблинская структура совмещена с Тереблинско-Хустской зоной минимумов силы тяжести и резким поднятием кровли опорного электрического горизонта, которым здесь является каменная соль. С севера и юга Данилово-Тереблинская антиклинальная структура сопровождается пологими синклиналями. Северное крыло северной синклинали образует борт неогенового прогиба. Южная синклиналь сменяется на юге полосой антиклинальных складок (Сокирницкая, Стеблевская, Тячевская), которые подтверждаются как сейсмическими и буровыми работами, так и данными гравиметрии и ВЭЗ.

Фундамент солотвинской части Закарпатского прогиба, судя по поверхности несогласия отражающих площадей, наиболее прогнут несколько южнее Данилово-Тереблинской структуры в верхнем структурном ярусе. Этой части соответствует погружение кровли опорного электрического горизонта высокого сопротивления до отметки — 1800 м. К северу и югу от зоны максимального погружения фундамент воздымается. На основании бурения и сейсморазведки намечаются относительно приподнятые и опущенные блоки фундамента по простиранию солотвинской части прогиба. Так, Тереблинский блок (район с. Теребли) приподнят примерно на 200 м относительно районов сел Округлой и Александровки.

Сейсмическими работами в фундаменте солотвинской части прогиба установлена обширная синклиналь, которая простирается в северо-западном направлении и ось которой тяготеет к наибольшему прогибу кровли фундамента. Для синклинали характерно асимметричное строение с более коротким южным крылом, резко воздымающимся по системе нарушений в сторону Середнинского разлома. Синклиналь осложнена рядом более мелких антиклинальных поднятий амплитудой в первые сотни метров (Хустское, Северотереблинское, Сокирницкое и др.), которые в плане не соответствуют поднятиям верхнего структурного яруса. Структуры фундамента солотвинской части прогиба изучены сейсмическими и буровыми работами явно недостаточно, в частности не выяснено окончательно их простирание, которое может быть отличным от неогеновых структур.

Анализ результатов геофизических исследований и глубокого бурения позволяет несколько по-новому представить тектоническое районирование Закарпатья и наметить общую схему его глубинного строения.

Структурный план Закарпатья определяется наличием нескольких глубинных разломов, параллельных Карпатам и пересеченных поперечными нарушениями, наиболее крупные из которых, очевидно, также могут быть отнесены к категории глубинных. Конседиментационное развитие на про-

тяжении длительного времени двух взаимно-перпендикулярных систем разломов обусловило продольную и поперечную зональность Закарпатья.

К продольным глубинным разломам в Закарпатье относятся Закарпатский, отделяющий флишевую складчатую область Карпат от Закарпатского внутреннего прогиба, Раховский и Срединнокарпатский во флишевой области, Береговский на границе Закарпатского внутреннего прогиба с Большой венгерской впадиной и Серединский внутри Закарпатского прогиба.

Наиболее крупным является Закарпатский глубинный разлом, соответствующий Утесовой зоне. Тектонике Утесовой зоны посвящена многочисленная литература. В последние годы появляется все больше статей (В. И. Славин, В. Е. Хаин, 1965; С. С. Круглов, 1965; И. Д. Гофштейн, А. Л. Краевская, 1966 и др.), обосновывающих ее приуроченность к глубинному разлому. В гравитационном поле Закарпатскому глубинному разлому соответствует зона максимумов силы тяжести, сопровождаемая гравитационной ступенью с резким уменьшением силы тяжести к северо-востоку. Четкое подтверждение Закарпатский глубинный разлом получил по результатам глубоких сейсмических зондирований 1965 г., сообщенных В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым. По Закарпатскому разлому проходит граница резкого уменьшения мощности земной коры — от 50—55 км в Карпатской геосинклинальной области до 25—30 км в Закарпатском внутреннем прогибе. Амплитуда сброса в зоне глубинного разлома по поверхности Мохоровичича достигает 20 км.

Во флишевой части Закарпатья зоны повышенных градиентов силы тяжести в какой-то мере фиксируют Раховский и Срединнокарпатский продольные разломы, ограничивающие с северо-востока Раховскую и Шипотскую структурно-фациальные зоны (к востоку от р. Боржавы), Турьинскую и Ужок-Дуклянскую зоны (к западу от р. Боржавы) (В. И. Славин, В. Е. Хаин, 1965).

Береговский глубинный разлом отделяет Закарпатский неогеновый прогиб от Паннонского массива и сформировавшейся на его основе Большой венгерской впадины. Геологические доказательства существования Береговского разлома приведены В. И. Славиным, В. Е. Хаиным (1965) и Б. В. Мерличем, С. М. Спитковской (1965). В зоне Береговского разлома проходит полоса гравитационных максимумов, отражающих приподнятые по разлому блоки донеогенового фундамента. Крупным элементом Береговского глубинного разлома является юго-западный краевой разлом, выраженный зоной резкого убывания силы тяжести южнее Берегова в сторону Большой венгерской впадины. В этой зоне, просле-

живающейся от с. Попово до с. Вилка и несколько восточнее, по данным глубоких ВЭЗ, установлено смещение кровли опорного электрического горизонта высокого сопротивления (соответствующей поверхности фундамента) амплитудой около 2000 м.

Внутри Закарпатского прогиба по линии севернее Ужгорода—Середне—Мукачево—Великая Копаня—Вышково возможен еще один продольный глубинный разлом — Середнинский. Он выделяется по полосе повышенных градиентов силы тяжести, разграничивающей различные типы гравитационного поля и совмещенной с цепочкой магнитных аномалий вдоль юго-западного края Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Как указывалось выше, Середнинским глубинным разломом Закарпатский внутренний прогиб разделяется на две продольные зоны: юго-западную — Внутреннюю и северо-восточную — Внешнюю.

Геологические данные позволяют предполагать, что Середнинский глубинный разлом с мела, а возможно, и раньше, до неогена включительно, разделял зоны с разным характером колебательных движений и мощностей. В мел-палеогеновое время Середнинский разлом ограничивал с северо-востока относительно приподнятый блок палеозойско-нижнемезозойских пород, являющийся, вероятно, продолжением Татро-Вепорид в фундаменте Внутренней зоны Закарпатского прогиба. Северо-восточнее Середнинского разлома в резко суживающемся к северо-западу бассейне в этот период накапливались флишеподобные осадки, встреченные в ряде скважин в солотвинской части Внешней зоны прогиба и севернее Ужгорода. Амплитуда прогибания солотвинской части Внешней зоны, судя по мощности мел-палеогеновых отложений, выше 1000 м.

Заложение Закарпатского внутреннего прогиба произошло, таким образом, на гетерогенном основании. В неогеновый период в прогибание, кроме Внешней зоны, был вовлечен и ранее приподнятый блок Татро-Вепорид, который образовал фундамент Внутренней зоны Закарпатского прогиба. Но и в неогене, в частности в тортоне, более интенсивно прогибалась Внешняя зона, о чем можно судить, сопоставляя мощности Внешней (ее лучше изученной солотвинской части) и Внутренней зон. По данным И. Д. Гофштейна (1964), мощность тортонских отложений в солотвинской части прогиба (Внешняя зона) на 900 м больше, чем в Чоп-Мукачевской части (Внутренняя зона).

Ряд исследователей (О. С. Вялов, 1965; И. Д. Гофштейн, 1964 и др.) отмечает различия структурных форм неогеновых отложений, обусловленных соляной тектоникой в солотвинской части прогиба и блоковой тектоникой в Чоп-Мукачев-

ской части. Эти различия, учитывая данные гравиметрии о возможном продолжении соляно-диопировых структур солотвинской части прогиба вдоль всей Внешней зоны, мы склонны рассматривать как различия структур Внешней и Внутренней зон.

Правильность выделения Середнинского глубинного разлома подтверждается тем, что на отдельных его отрезках или вблизи разлома некоторыми исследователями отмечаются зоны нарушений, в том числе по геофизическим данным (С. И. Субботин, 1955; Г. И. Круглякова, 1962). В заключение характеристики Середнинского разлома укажем, что в неогене он контролировал магматическую деятельность — внедрение дацитовых куполов в районе с. Середне, Мукачева, с. Рокосова и в других пунктах. На участке, где Середнинский разлом входит в зону Береговского, соединяясь с ним, расположены гипабиссальные интрузии района Вышкова.

Поперечные разломы в Закарпатье наиболее четко проявляются в Закарпатском внутреннем прогибе, разделяя его на несколько блоков. По геофизическим данным здесь можно выделить пять основных поперечных разломов (с северо-запада на юго-восток): Турьинский, Мукачевский, Шаланковский, Виноградовский и Грушевский. Кроме того, разными методами устанавливаются более мелкие поперечные и косо секущие разрывные нарушения, которые ограничивают сравнительно небольшие блоки в пределах основных блоков.

Турьинский разлом устанавливается в основном по поперечным осложнениям гравитационного поля и проходит через отрицательные магнитные аномалии района с. Середне (дацитовые купола) в направлении Чопа. Этот разлом ограничивает с юго-востока Ужгородский блок с приподнятым фундаментом и сокращенной мощностью миоцена. По нему резко обрывается более мелкий, сильно приподнятый блок фундамента в районе Ужгорода. Судя по гравиметрическим и электроразведочным данным, этот блок продолжается в северо-западном направлении, соединяясь, очевидно, с Гуменским поднятием в Восточной Словакии. Северо-западной границей Ужгородского блока в целом может служить поперечная зона повышенных градиентов силы тяжести, которая прослеживается на территории Восточной Словакии.

Мукачевский разлом отделяет Велико-Доброньский блок на северо-западе от Залужского на юго-востоке. По нему резко смещаются все коррелируемые продольные гравитационные зоны, в том числе зона повышенных градиентов силы тяжести, соответствующая Середнинскому глубинному разлому. Южнее Мукачева он контролирует центры излияния неогеновых эффузивов, а в зоне Береговского разлома

ограничивает с северо-запада Береговский горст. С. И. Субботин (1955) предполагает, что Мукачевский разлом рассекает всю Карпатскую дугу по линии Берегово—Мукачево—Стрый. Четко фиксируется Мукачевский разлом геологическим картированием в долине р. Латорицы серией молодых сбросов и сдвигов северо-восточного направления. Блоки, разделенные Мукачевским разломом, различаются в современной структуре Закарпатского прогиба. Залужский блок является приподнятым; здесь широко развиты на поверхности сарматские отложения, которые в Велико-Доброньском блоке и западнее перекрыты породами плиоцена (О. С. Вялов и др., 1965).

Границей Залужского блока на юго-востоке служит Шаланкский разлом, проявляющийся в гравитационном и магнитном полях. Севернее г. Шаланки разлом проходит по юго-восточному склону предполагаемого поперечного поднятия фундамента, а на юге — по склону Береговского горста. На этом разломе располагаются вулканы Бужора и Шаланка. В пределах юго-восточного крыла Шаланкского разлома Чоп-Вышковская зона максимумов силы тяжести с сопровождающими ее зонами повышенных градиентов резко смещается к северу, что соответствует изгибу Береговского разлома при одновременном погружении приподнятых блоков фундамента.

Следующий к югу разлом — Виноградовский — также проявляется в гравитационном и магнитном полях. Он сопряжен с менее резко выраженным Королевским разломом, составляя вместе с ним северо-западную и юго-восточную границы небольшого Рокосовского поднятия фундамента, намечаемого по гравиметрическим данным. С этим разломом связан изгиб Выгорлат-Гутинской вулканической гряды в меридиональном направлении и центры плиоценовых извержений хребта Великий Шоллес и Черной горы. Виноградовский разлом близок к Боржавскому разлому, который прослеживается В. И. Славиным и В. Е. Хаиным (1965) и во флишевой части Закарпатья по фациальным изменениям большинства структурно-фациальных зон.

Между Виноградовским и Шаланкским разломами в Закарпатском прогибе заключен опущенный Виноградовский блок, где на поверхности обнажены отложения плиоцена. Низкий уровень гравитационного поля Виноградовского блока, особенно в зоне Береговского разлома, говорит о значительном погружении фундамента (Татро-Вепорид Внутренней зоны). Возможно, донеогеновый фундамент сложен здесь мел-палеогеновым флишем, то есть именно по этому блоку верхне-меловой—палеогеновый бассейн солотвинской части прогиба мог соединяться с Дебреценской геосинклиналью (В. В. Глушко, 1965).

Все блоки, располагающиеся северо-западнее Виноградовского разлома, составляют Чоп-Мукачевскую часть Закарпатского прогиба. В их состав входят участки как Внутренней, так и Внешней зон. Восточнее Виноградовского разлома находятся Теревлинский и Апшицкий блоки, которые образуют солотвинскую часть прогиба, представленную только Внешней зоной.

Тереблинский и Апшицкий блоки разделены примерно по р. Тересве Грушевским поперечным разломом, впервые выделенным С. И. Субботиным (1955) по смещению продольных аномальных зон силы тяжести и гравитационному уступу как Дубово-Грушевская зона нарушений. Амплитуда опускания юго-восточного крыла разлома, согласно С. И. Субботину, достигает 500 м, а по геологическим данным она еще больше. В пределах Апшицкого блока, выделяемого И. Д. Гофштейном (1964) под названием Апшицкого структурно-фациального района, величина прогибания земной коры в неогене достигала ориентировочно 5000 м, что примерно в два раза превышает величину прогибания в Теревлинском блоке. Кроме того, во время наиболее интенсивного прогибания земной коры в верхнем тортоне отчетливо были выражены и фациальные различия между мелководным, ускоренно прогибающимся Апшицким районом и более глубоководной областью осадконакопления на западе.

В последние годы крупное нарушение в зоне Грушевского разлома намечается по сейсмическим данным. Грушевский разлом, пересекая Карпаты, продолжается, вероятно, в Предкарпатском прогибе в районе сел Надворной и Оттыни (С. И. Субботин, 1955). В южном направлении на его продолжении протягивается зона крупных нарушений района Бая-Маре.

В Грушевский разлом упираются с запада такие крупные структуры, как Утесовая (Пенинская) зона и Середининский разлом. По нашему мнению, именно Грушевский поперечный разлом смещает Утесовую зону юго-восточнее р. Тересвы к югу в пределы Румынии. Здесь следует искать ее продолжение, очевидно, западнее Мармарошского кристаллического массива в районе Пояна—Ботиза по утесам юрских известняков и меловых пород, обнаруженных среди отложений палеогена (О. С. Вялов, 1966).

Таким образом, если Утесовая (Пенинская) зона претерпевает такое резкое смещение по Грушевскому разлому, в Румынии она должна занимать внутреннее положение относительно Мармарошского кристаллического массива, который тогда нельзя сравнивать по структурному положению с центральными ядрами Западных Карпат.

Металлогеническое районирование Карпат

В строении Карпат принимают участие разнородные и разновозрастные структурные элементы. Согласно В. Е. Хаину и В. И. Слаvinу, в Карпато-Балканской складчатой области можно выделить четыре этапа геотектонического развития: 1) дорифейский (ранне-среднепротерозойский), 2) байкальский (поздний протерозой—кембрий), 3) каледоно-герцинский (ордовик—пермь), 4) альпийский. Каждый этап характеризуется своей металлогенией. В Карпатах основные тектонические элементы в поперечном строении отчетливо устанавливаются только для альпийской геосинклинали. Соотношение тектонических элементов доальпийских геосинклинальных систем изучено еще слабо. Реконструкция их затрудняется неоднократным глубоким региональным метаморфизмом домезозойских образований и разрозненностью выходов древних массивов на дневную поверхность.

Внутри геосинклинальных зон альпийской геосинклинали выходят на поверхность метаморфизованные доальпийские складчатые образования, так называемые центральные массивы, к которым относятся западнокарпатские массивы (Татров-Вепориды, Спишко-Гемерское Рудогорье), Мармарошский кристаллический массив и Южные Карпаты.

Для западнокарпатских центральных массивов выделяются каледонский и герцинский циклы геосинклинального развития и металлогенические эпохи (Я. Илавский и И. Чилик, 1960).

Каледонская эпоха геосинклинального развития

С ранней стадией геосинклинального развития каледонского цикла связаны проявления основного вулканизма, продукты которого в более позднее время были превращены в залежи амфиболитов (Я. Илавский, И. Чилик, 1960). К этому же периоду относятся пирит-пирротиновые с халькопиритом месторождения эксгальационно-осадочного происхождения. По-видимому, залежи амфиболитов и колчеданные месторождения ранней стадии каледонского цикла геосинклинального развития Западных Карпат можно параллелизовать с подобными образованиями Мармарошского кристаллического массива.

Далее цитируемые авторы указывают, что последующие этапы каледонского цикла с точки зрения металлогенеза

выделить нельзя. Следует добавить, что вообще нет достаточно четкого представления об объеме каледонид внутри центральных массивов, их внутреннем строении и пространственном расположении отдельных тектонических единиц каледонской геосинклинали. Каледонские образования зачастую настолько глубоко переработаны тектоническими и метаморфическими процессами последующих геосинклинальных циклов, что их вообще трудно выделить. Я. Илавский, И. Чилик (1960) считают, что каледонский цикл геосинклинального развития Западных Карпат был незаконченным и неполным.

Герцинская эпоха геосинклинального развития

Металлогения герцинской эпохи геосинклинального развития наиболее отчетливо проявляется в западнокарпатских центральных массивах, в особенности в Спишско-Гемерском Рудогорье. Я. Илавский, И. Чилик (1960) выделяют четыре этапа развития герцинского тектоно-магматического цикла: геосинклинальную стадию, средние, поздние и конечные этапы.

В геосинклинальную стадию сформировались филлит-диабазовые формации. В Спишско-Гемерских Рудных горах с ними связаны эксталяционные осадочные пластообразные гематитовые месторождения. Встречаются интрузивные формы магматических проявлений в виде диоритов и габбро-диоритов. Возраст этих образований девонский.

В средние этапы происходит дифференцирование внутри геосинклинальных бассейнов вслед за небольшим перерывом в осадконакоплении после геосинклинальной стадии. Развиваются синтетектонические формации карбона и отмечается внедрение гранитоидных интрузий во всех западнокарпатских центральных массивах. Оруденение в среднем этапе проявлено слабо. Известны скарновые месторождения магнетитов, пегматито-аплитовые образования с одиночными находками молибденита, а также пегматитовые жилы с молибденитом.

На поздних этапах в местных карбоновых впадинах в результате поднятия их краев образовались продольные красные разломы широтного направления, по которым происходили излияния диабазов и позже — кислых пород (верхнекарбоновые и пермские порфиры). Края горной области, нарушенной разломами, имеют форму провалов, выполненных молассовыми грубообломочными отложениями. Вдоль многочисленных продольных разломов во всех западнокарпатских центральных массивах возник целый комплекс разнообразных жильных месторождений, начиная от пневматолитовых и кончая телетермальными. Известны полиметаллические месторождения.

Встречаются кварц-ферберитовые жилы, а также жилы, содержащие медь, никель, кобальт, висмут. Распространены кварцевые жилы с золотом, антимонитовые жилы и пространственно близкие к ним жилы с золото-и сереброносными сульфидами, сульфосолями и антимонитами. Очень многочисленны и наиболее поздние для этого этапа металлогенеза сидеритовые и медные руды. По своему генезису они относятся к гидротермальным образованиям жильно-метасоматического, импрегнационного и эффузивно-осадочного проявления.

Цитируемые авторы указывают на единство постмагматических проявлений позднего этапа варисийского цикла в пределах западнокарпатских центральных массивов. Однако наибольшее количество месторождений концентрируется в пределах Гемерид, где, по мнению авторов, сложились наиболее благоприятные геологические, геоморфологические и физико-химические условия для формирования месторождений. Исходя из этого, нельзя выделить четкие рудоконтролирующие факторы в пространственном размещении месторождений.

Конечные этапы захватывают верхнепермское и нижнетриасовое время. Для этого периода характерны лагунно-терригенные формации, возникшие в краевых, наиболее глубоких участках около центральных массивов, главным образом около Спешско-Гемерского рудогорья (Я. Илавский, И. Чилик, 1960). Гипсо-ангидритовые свиты свидетельствуют о замыкании герцинской геосинклинали. Разрывная тектоника имеет унаследованный продольный (широтный) характер. Вдоль трещин широко развиты пермские порфиры и верфенские базиты. Часто встречаются сидеритовые и сидеритобаритовые жилы, нередко с киноварью. С излияниями нижнетриасовых базитов связаны медные рудопроявления.

Барито-сидеритовые и медные месторождения гидротермального происхождения развиты как в Татро-Вепоридах, так и в Гемеридах, что является доказательством единства металлогенеза западнокарпатских центральных массивов на конечных этапах развития герцинского тектоно-магматического цикла (Я. Илавский, И. Чилик, 1960).

Следует отметить, что не все исследователи относят указанные месторождения западнокарпатских центральных массивов к герцинскому времени. В частности, М. Машка, И. В. Зоубек (1963) считают их альпийскими (меловыми).

Месторождения, подобные перечисленным, отмечаются и в других центральных массивах, но они еще слабо изучены.

Обычно доальпийские складчатые образования наблюдаются в виде локальных выступов среди альпийских сооружений. И хотя в некоторых случаях удается установить стадийность развития геосинклинали, как было показано на примере западнокарпатских центральных массивов, однако

реконструировать расположение всех тектонических элементов и их металлогению в поперечном строении не только каледонской, но и герцинской геосинклинали не удастся.

Альпийская эпоха геосинклинального развития

В развитии Карпатской альпийской геосинклинали отчетливо выделяются четыре стадии.

Ранняя и средняя стадии характеризуются широко распространенным магматизмом, в основном вулканизмом, и в меньшей мере интрузивной деятельностью. В поздние и конечные стадии сформировались огромные толщи вулканических пород. Среди них подчиненное значение имеют гипабиссальные интрузии.

Особенностью металлогении Карпатской геосинклинали является почти полное отсутствие эндогенных рудных месторождений ранних этапов и незначительное количество месторождений, связанных со средним этапом развития. На позднем этапе сформировалось большинство гидротермальных рудных месторождений Карпат.

Начальный этап развития альпийской Карпатской геосинклинали охватывает время от верхов нижнего триаса до нижнего мела включительно. Вслед за замыканием герцинской геосинклинали наступил период относительной стабильности, когда рельеф в области герцинских складчатых сооружений был выположен. Трансгрессия раннеальпийского времени захватила обширные области, где происходило накопление относительно однотипных кремнисто-карбонатных осадков. Для триаса характерны толщи доломитов, для юрского времени и нижнего мела — известняки и кремни. В триасовое время отмечались незначительные проявления подводного вулканизма основного характера. Вулканические извержения диабазов и спилитов происходили в верхней юре и нижнем мелу. Им сопутствовали интрузии перидотитов, габбро и габбро-порфиритов. В целом все магматические проявления относятся к раннеальпийской офиолитовой формации.

Средний этап развития альпийской геосинклинали подразделяется на два периода: нижний — меловой и поздний — палеогеновый. Начинается этот этап в нижнем мелу формированием флишевого трога, где происходит образование огромных флишевых толщ раховской, или синайской, серии. Во внутренней (по отношению к флишевому трогу) области изменений не происходит. Здесь без перерыва продолжают накапливаться карбонатно-вулканогенные фации, как и в титоне. К апту относится возникновение поднятий

внутренней области и начало формирования центральных массивов, тогда как во флишевом трое продолжается прогибание и накопление терригенного материала. Возникает Дебреценская геосинклиналь и формируются впадины в Банате.

Проявления магматизма первого периода среднего этапа в различных тектонических зонах геосинклинали различны. Во флишевой области известны породы первой стадии мел-палеогеновой спилито-кератофировой формации.

Рудные месторождения, связанные с меловым магматизмом, во флишевой зоне неизвестны.

В центральных массивах, в частности западнокарпатских, произошла интрузия диоритов, с которой связаны скарновые железорудные месторождения (Я. Илавский, И. Чилик, 1960). В Банате с верхнемеловыми гранитоидами (банатитами) связаны железорудные скарновые месторождения, а также гидротермальные рудопроявления с пиритом, халькопиритом, пирротинном.

В позднем периоде среднего этапа развития альпийской геосинклинали, охватывающем палеоген, одновременно с продолжающимися интенсивными опусканиями во флишевой области и накоплением мощных терригенных осадков в зоне центральных массивов образовались впадины, где происходило в этот период формирование внутрикарпатского (подгальского) флиша.

Магматизм этого периода проявился в маломощных извержениях спилитов и кератофиров, относящихся к третьей фазе мел-палеогеновой спилито-кератофировой формации. Незначительные вулканические проявления в виде излияний андезитов имели место в районе Будапешта в пределах Паннонского массива.

Рудные месторождения, связанные с палеогеновым магматизмом, неизвестны.

Поздний этап геосинклинального развития охватывает миоцен. Вслед за основной для флишевой области фазой складчатости, проявившейся на границе палеогена и неогена, наступает период формирования флишевой складчатой области и развития передового и внутренних прогибов. Передовой прогиб возник между складчатой флишевой областью и Русской платформой. Внутренняя его часть развивалась на фундаменте флишевой области, а внешняя — на основании Русской платформы.

Более сложно развивались внутренние прогибы. В общем они располагаются между центральными массивами и Паннонским массивом. Исключением является Закарпатский внутренний прогиб, который на большом протяжении с внешней стороны граничит со складчатой флишевой областью. Однако и здесь, как было показано выше, сохраняется общее

структурное положение и в основании прогиба залегают породы центральных массивов.

Внутренние прогибы выполнены мощными молассовыми толщами, местами превышающими 3000 м, среди которых в ряде прогибов значительное место занимают вулканические туфы и туффиты.

С формированием внутренних прогибов связаны мощные вулканические извержения, которым сопутствовали гипабиссальные интрузии. Устанавливается несколько фаз вулканизма, которые характеризуются сменой состава извержений от основных к кислым. Основная масса извержений приурочена к воздымающимся или стабильным тектоническим элементам, ограничивающим с внутренней и внешней сторон внутренние прогибы. Во внутренней части находился Паннионский массив, во внешней — центральные массивы и отчасти складчатая флишевая область. Таким образом, во внутренней части Карпат возникли две дугообразные зоны, где с перерывами различной протяженности наблюдаются районы выходов мощных толщ изверженных пород.

Металлогения этого этапа выражается месторождениями полиметаллов и золота, а также баритов, алунитов и ртутными проявлениями.

Рудные месторождения концентрируются в пределах района интенсивной миоценовой магматической деятельности, и их общее пространственное положение в основном ограничивается зонами распространения изверженных пород.

Конечный этап развития, возможно, следовало бы объединить с предыдущим, выделив лишь подэтапы. Однако такое разделение производится исходя из того, что миоценовый период имел очень важное металлогеническое значение для Карпатской альпийской геосинклинали, и выделение конечного этапа необходимо для общих металлогенических построений. Конечный этап охватывает плиоцен и раннечетвертичное время. В конце миоцена заканчивается существование внутренних прогибов как самостоятельных тектонических единиц. Часть их приключается к тектоническим элементам, испытывающим восходящие движения. Другая часть образует окраинные впадины, которые обрамляют образовавшуюся в плиоцене на месте относительно стабильного Паннионского массива Большую венгерскую (межгорную) впадину. Мощность плиоценовых терригенных осадков Большой венгерской впадины достигает 3000 м, в окраинных впадинах — свыше 1000 м.

Магматизм этого этапа выразился в формировании мощных толщ эффузивов Выгорлат-Харгитской полосы. Проявления вулканизма отмечаются не только с внешней стороны плиоценовых впадин, но опять-таки в приподнятых блоках

горстовой зоны обрамления Большой венгерской впадины, в Апусенях и Средневенгерских горах.

В металлогеническом отношении этот магматизм еще плохо изучен. В пределах вулканических толщ известны обширные поля вторичных кварцитов с мелкими теллуру-висмутовыми, ртутными, железорудными и мышьяковыми рудопроявлениями.

В поперечном сечении Карпатской альпийской геосинклинали самой внешней тектонической зоной является Предкарпатский передовой прогиб, далее следует флишевая складчатая область, затем зона центральных массивов, внутрикарпатские неогеновые прогибы и в центральной части — межгорная впадина, или Большая венгерская депрессия, которая развилась в плиоцене на месте Паннонского массива.

Как уже отмечалось, мы будем использовать применительно к этой структуре название «Паннонский массив» в первую очередь для того, чтобы показать относительную стабильность и жесткость этой структуры в миоцене, играющем главную роль в металлогении Карпат.

Металлогения отдельных тектонических зон выглядит следующим образом. С внешней стороны геосинклинали, в геосинклинальной раме, в краевой части Русской платформы (В. И. Смирнов, 1962), альпийские магматогенные проявления неизвестны. В Предкарпатском краевом прогибе среди миоценовых моласс в районе Трускавца имеется свинцово-цинковое рудопроявление. Однако относится оно к экзогенным образованиям (Е. К. Лазаренко, 1953).

Во флишевой области только во внутренней части Восточных Карпат известны мелкие неогеновые месторождения ртути, а также мелкие рудопроявления сурьмы и мышьяка.

Гидротермальная деятельность во флишевой области проявилась шире. Об этом свидетельствуют включения маточных растворов в мармарошских диамантах (О. И. Матовский, 1961), гомогенизирующихся при температуре 100°C и выше, развитых в большей части структурно-фациальных зон Карпат.

Очень важное металлогеническое значение имеет зона центральных массивов, где расположены как доальпийские, так и альпийские рудные месторождения.

Внутренние прогибы практически не содержат промышленных альпийских рудных месторождений, однако в бортовых частях прогибов известны многочисленные рудные проявления.

В пределах самой внутренней тектонической зоны — Большой венгерской депрессии (вернее, в доплиоценовое время в Паннонском массиве) сформировались многочис-

ленные миоценовые рудные месторождения. В современной структуре часть рудных полей выходит на дневную поверхность в виде островных гор в зоне горстов, обрамляющей Большую венгерскую впадину, выполненную мощной толщей плиоцена. Среди древних доальпийских складчатых образований горстовой зоны известны и более древние рудопроявления, подобные таковым из зоны центральных массивов.

Таким образом, основные альпийские рудные месторождения развиты во внутренней части Карпат, в геоантиклинальных поднятиях Паннонского и центральных массивов. В целом развитие альпийской Карпатской геосинклинали на ранних этапах характеризуется относительно слабым проявлением вулканизма и еще меньше — интрузивного магматизма и рудообразования, на среднем этапе — также слабым вулканизмом и глубинным магматизмом, но уже сопровождается в целом незначительным рудообразованием; выразившимся в формировании скарнов и гидротермальных месторождений. Интенсивный магматизм и процессы рудообразования в Карпатах связаны с поздним этапом развития альпийской геосинклинали. Для конечного этапа развития интенсивное рудообразование, которое привело бы к концентрации металлов в масштабах, представляющих промышленный интерес, не установлено.

Альпийские месторождения внутренней части Карпат представлены полиметаллическими и золоторудными месторождениями, подчиненное значение имеют различные скарновые и гидротермальные рудные месторождения. Основную роль играют миоценовые гидротермальные месторождения, формирование которых происходило в близповерхностных условиях при средних и низких температурах.

По характеру развития и металлогении Карпатская альпийская геосинклиналь, по-видимому, должна быть отнесена к типу С классификации геосинклиналей, предложенной В. И. Смирновым (1962).

Металлогеническое районирование Карпат представляется следующим образом. Древние доальпийские глубокометаморфизованные рудопроявления не всегда однозначно могут быть определены как каледонские или герцинские. Вопросы возраста этих образований вообще плохо разработаны. Ряд исследователей склонен рассматривать месторождения, ранее считавшиеся герцинскими, как продукты меловой гидротермальной деятельности. В настоящей работе мы разделяем все эндогенные рудные месторождения Карпат на две большие возрастные группы — доальпийскую и альпийскую. В соответствии с выделением двух возрастных групп построены металлогенические схемы.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ РУДНЫХ ЭНДОГЕННЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КАРПАТ

№ месторождений	Наименование месторождений и рудопроявлений	Этап геосинклинального развития (возраст месторождений)	Рудные формации	Главные рудообразующие минералы	Литературные источники
1	2	3	4	5	6
1*	Цайла	Позднегерцинский	Кварцево-золоторудная	Самородное золото	Ilavský, Cillik (1959)
2	Пернек	"	"	"	"
3	Цайла	Герцинский	Мышьяково-сурьмяно-ртутная	Антимонит, галенит, пирит	Cambel (1958)
4	"	"	Мышьяково-редкометаллическая	Пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит	"
5	Модру	"	Касситерит-сульфидная	Касситерит, галенит, сфалерит, пирит	"
6	Пернек	"	Мышьяково-сурьмяно-ртутная	Антимонит, галенит, сфалерит, пирит	"
7	"	"	Мышьяково-редкометаллическая	Пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит	"
8	Часта	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит	"
9	Старе-Гори	Позднегерцинский	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит	Ilavský, Cillik (1959) Kováčik (1954) Stóhalnik (1958)
10	Магурка	Герцинский	Пегматитовая	Молибденит	Ilavský, Cillik (1959)
11	Медзиброд	Позднегерцинский	Кварцево-золоторудная	Самородное золото	"

12	Любьетова	"	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит	Kováčik (1954)
13	Подберезова	"	Редкометальная	Антимонит, гюбнерит, ферберит, шеелит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит	Эконом. карта Чехословакии, Бернارد (1963)
14	Чьерна Гора	Среднегерцинский	Кварцево-молибденитовая	Молибденит	Havský, Cillik (1959) Эконом. карта Чехословакии
15	Липтовски Градок	"	Редкометальная	Антимонит, гюберит, ферберит, шеелит, арсенопирит, буланжерит, сфалерит	"
16	Вишня Боца	Позднегерцинский	Железорудная	Сидерит	Havský, Cillik (1959)
17	Кокава	Среднегерцинский	"	Магнетит	Бернارد 1963) Havský, Cillik (1959)
18	Кветница	Позднегерцинский	Меднорудная	Хальпирит, пирит	"
19	Ломницки Щит	Герцинский	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит	Kováčik (1954)
20	Барание Роги	Среднегерцинский		Магнетит	Эконом. карта Чехословакии, Бернارد (1963), Абони (1963)
21	Ряд месторождений на границе Татро-Вепорид и Гемерид	Герцинский	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит	Эконом. карта Чехословакии
22	"	"	Полиметаллическая	Пирит, халькопирит	"
23	Охтина	Позднегерцинский	Меднорудная	Касситерит, сульфиды	Havský, Cillik (1959)
24	Добшина	"	Сульфидно-касситеритовая	"	"
25	"	"	Железорудная	Сидерит	"
			Пятиэлементная урановая		

*Порядковый номер соответствует номеру месторождения на схематической металлогенической карте Карпат (см. рис. 1).

1	2	3	4	5	6
26	Спишска Баня	Позднегерцин- ский	Кварцево- вольфрамовая	Вольфрамит, шеелит	Havský, Čillik (1959)
27	Нововеска Гута	"	Редкометаль- ный		"
28	Рожнява	"	Баритовая	Сидерит, барит, ге- матит, тетраэдрит	"
29	Смольник	"	Меднорудная	Пирит, тетраэдрит, сидерит	Эконом. карта Чехословакии
30	Велька Полома	"	"	Пирит, галенит, сфа- лерит, халькопирит	Havský, Čillik (1959)
31	Чучма	"	Кварцево-зо- лоторудная	Самородное золото	"
32		"	Редкометаль- ная	Антимонит, гюбнерит, ферберит, шеелит, буланжерит, арсе- нопирит, сфалерит	Эконом. карта Че- хословакии Бернард, (1963)
33	Рожнява	"	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит, тетра- эдрит, гематит	Havský, Čillik (1959)
34	Дрнава	"	"	"	"
35	Смольник	"	Полиметаллич.	Пирит, галенит, сфа- лерит, халькопирит	"
36	Смольницкая Гута	"	"	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	"
37	Медзева	"	"	"	"
38	Люциябаня	"	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит, тетра- эдрит, гематит	"
39	Шведлар	"	Полиметаллич.	Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит	"
40	Фихтенгюбль	"	Железорудная	Сидерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит	"

41	Рудняни	"	"	Сидерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит	"
42	Гельница	"	Редкометалльная	Антимонит, гюбнерит, ферберит, арсенопирит, буланжерит, джемсонит, сфалерит	Эконом. карта Чехословакии
43	"	"	Железорудная	Сидерит, пирит, халькопирит, гематит, тетраэдрит	Havský, Cillik (1959)
44	Кромпахи	"	"	Сидерит, пирит, тетраэдрит, гематит	Эконом. карта Чехословакии
45	Злата Идка	"	"	Примесь Ag, As, Hg, Cu, Sb, Co	Havský, Cillik (1959)
46	"	"	Сульфидно-касситеритовая	Золото, серебро, галенит, сфалерит, антимонит	"
47	"	"	Полиметаллическая	Халькопирит, борнит	"
48	Чунтава	"	Медно-порфировая эффузивно-осадочная	Халькопирит, борнит, пирит	Лазаренко Е. К. и др. (1963)
49	Великоуглянское	"	Меднорудная	Сфалерит, галенит, халькопирит, прустит, пирит	"
50	Кобылецкая Поляна	Доальпийский	Полиметаллическая	"	"
51	Камень Клевка	"	"	Родохрозит, родонит, спессартин, марганцевый амфибол	"
52	Глимея	"	Железо-марганцевая	Магнетит, гематит	"
53	Довгоруня	"	Железорудная	Халькопирит, молибденит, пирит	"
54	Полонское	"	Медно-молибденитовая	Галенит, сфалерит, пирит	"
55	Обниж	"	Полиметаллич.	Мусковит, полевой шпат, кварц	Онческу Н. (1960)
56	Рэзоаре	"	Пегматитовая		

1	2	3	4	5	6
57	Рэзоаре	Доальпийский	Колчеданная	Пиролюзит, псиломе- лан, родонит	„Natura“, № 2, 1965
58	Поениле-де- сус-Мунте	„	„	Пирит, халькопирит	„
59	Вишеу	„	„	Пирит	Онческу Н. (1960)
60	Родна-Веке	„	„	Пирит	Геолог. карта Румынии
61	„	„	„	„	„
62	Кырлибаба	„	„	Пиролюзит, псиломе- лан, родонит, гема- тит	Zorkovský (1957) Онческу (1960)
63	Якобени	„	„	„	„
64	Ватра-Дорне	„	„	„	„
65	Фундере-Мол- довей	„	„	Пирит, халькопирит	Онческу Н. (1960)
66	„	„	„	Пирит	„
67	„	„	„	Халькопирит, пирит	„
68	Ляшул-Урсулуй	„	„	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	„Natura“, № 2, 1962
69	Бэлан	„	„	„	„
70	Джилэу	„	Пегматитовая	Полевые шпаты, мус- ковит	„
71	Мунтале-Маре	„	„	„	„
72	Бэица	„	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит	„Natura“, № 2, (1965)
73	Ваду-Добрей	„	Железорудная	„	„
74	Гелар	„	„	Сидерит, гематит	Онческу Н. (1960)
75	Телюк	„	„	„	„
76	Бэица	„	Колчеданная	Пирит	„Natura“, № 2, (1965)

77	Войслова	"	Пегматитовая	Полевой шпат, мусковит, кварц	"
78	Делинешти	"	Железо-марганцевая	Пирролюзит, родонит	Онческу Н. (1960)
79	Армениш	"	Железородная	Гематит	„Natura“, № 2, 1965
80	Терегова	"	Пегматитовая	Полевой шпат, мусковит, кварц	„Natura“, № 2, 1965 Онческу, (1960) Zorkovský (1957) „Natura“, № 2, 1965
81	Глоб урэу	"	Железо-марганцевая	Пирролюзит, родонит	"
82	Топлец	"	Колчеданная	Гематит	Онческу Н., (1960)
83	Северин	"	Хромитовая	Хромит	„Natura“, № 2, 1965
84	Барул-Маре	"	Колчеданная	Пирролюзит, родонит	„Natura“, № 3, 1965
85	Войняса	"	Пегматитовая	Полевой шпат, мусковит, кварц	„Natura“, № 2, 1965
86	Лотру	"	Кварцево-золоторудная	Самородное золото, пирит	Онческу (1960)
87	Трей-Кукуе	"	Пегматитовая	Полевой шпат, мусковит, кварц	„Natura“, № 3, 1965
88	Бихор	Среднеальпийский	Скарновая сульфидная	"	Zorkovský (1957) Онческу (1960)
89	Дарул-Блидарул	"	"	Молибденит, шеелит, примесь магнетита, сульфидов Cu, Pb, Zn	"
90	Вашкэу	"	Железородная	"	„Natura“, № 2, 1965
91	Моняса	"	"	"	"
92	Брустури	"	Полиметаллическая	Пирит, галенит, сфалерит	"
93	Чунгани	"	Железородная	"	"
94	Сэвершин	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит	"
95	Родна	"	"	"	"
96	Нэдрог	"	Железородная скарновая	Магнетит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит	Zorkovský (1957) „Natura“, № 2, 1965
97	Рускица	"	"	"	„Natura“, № 2, 1965

1	2	3	4	5	6
98	Рускица	Среднеальпийский	Железородная скарновая	Галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, магнетит	„Natura“, № 2, 1965
99	Капушу-Мик	„	„	„	„Natura“, № 2, 1965
100	Окна-де-Фьер	„	Железородная	Магнетит, пирит, халькопирит	„Natura“, № 2, 1965 Онческу (1960) Zorkovský (1957)
101	Догнеча	„	„	„	„
102	Клемент	„	Редкометалльная	Молибденит с примесью сульфидов	„
103	Саска-Ромыне	„	Магнетито-сульфидная	Mn, Bi, Pd, Zn, Cu, пирита Халькопирит, пирит, магнетит, примесь сульфидов Pb, Zn	„
104	Молдава-Ноуэ	„	„	„	„Natura“, № 2, 1965
105	Смолениц	Раннеальпийский	Колчеданная	Барит, пирит, халькопирит	Cambel (1956)
106	Лошонци	„	„	„	Ilavský, Cillik (1959)
107	Нова Баня	Позднеальпийский	„	Антимонит	Ilavský, Cillik (1959), Koděra (1959, 1963) Koděra (1962)
108	Банска Штявница	„	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, серебро, золото	„
109	Штявнице Бане	„	„	Галенит, сфалерит, пирит, серебро, золото-халькопирит	„
110	Браник, жила Терезия	„	„	„	„

111	Годруш	Позднеальпий- ский	Золото-сере- бряная	Серебро, золото, галенит, сфалерит	"
112	Вигне	"	"	"	"
113	Розалия	"	"	Халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, сидерит	"
114	Штефултов	"	"	Золото, серебро, га- ленит, сфалерит	"
115	Банска Бела	"	"	"	"
116	Кремница	"	Мышьяково- сурьмяно- ртутная	Антимонит	Havský, Čillik (1959) Fiala, Pácal (1957)
117	"	"	Полиметалли- ческая	Золото, серебро, пирит, галенит, сфалерит	"
118	"	"	"	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, серебро	"
119	Тайова	"	Мышьяково- сурьмяно- ртутная	Киноварь, реальгар, аурипигмент, мар- казит	Havský, Čillik (1959) Staháľnik (1958)
120	Малахов	"	"	"	"
121	Детва	"	Железо-мар- ганцевая	Пиролюзит, псиломе- лан	Havský, Čillik (1959)
122	Вигляшская	"	Сольфатарная	Сера самородная	"
	Гута	"	"	"	"
123	Гринева	"	Железо-марган- цевая	Пиролюзит, псиломе- лан	"
124	Поляна	"	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	"
125	Тисовец	"	Железорудная	Магнетит	"
126	Вишня	"	"	"	"
127	Славошка	"	Мышьяково- сурьмяно- ртутная	Киноварь, марказит	"

1	2	3	4	5	6
128	Добшина	Позднеальпий- ский	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, марказит	Ilavský, Cillik (1959)
129		"	"	"	Эконом. карта Чехословакии
130		"	Меднорудная	Халькопирит, пирит, сидерит, тетраэдрит	"
131	Нижня Слана	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, марказит	"
132	Цендерлинг, Гельница	"	"	"	"
133	Дубник, Танцошка	"	"	"	"
134	Дубник	"	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, серебро	"
135	Злата Баня	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Антимонит	Ilavský, Cillik (1959)
136	"	"	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, золото, серебро	"
137	"	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, марказит	"
138	Мерник	"	"	"	"
139	Ужгородское	"	"	Реальгар, аурипи- мент	Лазаренко Е. К. и др. (1963)
140	Дальний	"	"	Киноварь	"
141	Дубриничи	"	Вторичные кварциты	Каолин, кварц	"

142	Колхозное	Позднеальпий- ский	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, марказит	Лазаренко Е. К. и др. (1963)
143	Черноголово	"	"	Реальгар, аурипиг- мент	"
144	Турица	"	"	Киноварь	"
145	Каменный Карьер	"	"	Киноварь, марказит	"
146	Малое	"	"	"	"
147	Соймы	"	"	Антимонит, реальгар, аурипигмент	"
148	Монастырский	"	"	Реальгар, аурипиг- мент, метацинна- барит, киноварь, марказит	"
149	Лужанское	"	"	Киноварь, метацинна- барит, марказит	"
150	Драговское	"	"	"	"
151	"	"	Полиметалли- ческая	Сфалерит, галенит, пирит	"
152	Шаян	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, метацинна- барит, марказит	"
153	Баня	"	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит, халькопирит	"
154	Боркут	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь, метацинна- барит, марказит	"
155	Киблер	"	Золоторудная	Золото, пирит	"
156	Турц	"	Полиметалли- ческая	Галенит, сфалерит, пирит	"
157	Биксау	"	"	"	"
158	Шуйор	"	"	"	"
159	Нетеря	"	Вторичные кварциты	Каолинит, кварц	"

1	2	3	4	5	6
160	Кавник	Позднеальпийский	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Лазаренко Е. К. и др. (1933)
161		"	"	"	"
162	Вэратин	"	"	"	"
163	Бэюц	"	"	"	"
164	Севернее Кавника	"	Мышьяково-сурьяно-ртутная	Антимонит	"
165	Цыблеш	"	Полиметаллическая	"	"
166	Бая Борша	"	"	"	"
167	Родна	"	"	"	"
168	Горы Кэлиман	"	"	Галенит, сфалерит, пирит	"
169		"	"	"	"
170	Меркуря Чук	"	Вторичные кварциты	Каолинит, кварц	"
171	Хэргита	"	"	"	"
172	Сынкриэни	"	Мышьяково-сурьяно-ртутная	Киноварь, марказит	"
173	Люэта	"	Железородная	Гематит, сидерит	"
174	Остра	Раннеальпийский	Колчеданная	Барит, пирит	„Natura“, № 3, 1965
175	Балиград (Польша)	Позднеальпийский	Мышьяково-сурьяно-ртутная	Реальгар, аурипигмент	Ostrowsky (1958)
176	Надьбержень	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит,	Bagac (1964)

177	"	"	Редкометалльно-пирротиновая	Пирротин, пирит, верлит	Bagac (1964)
178	Дендешороси	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Bagac (1964) Kiss (1958)
179	Речк	"	"	"	"
180	Токайские горы	"	Вторичные кварциты	Каолинит, кварц	Геолог. карта Венгрии (1958)
181	Телькибана	"	Полиметаллическая, золото-серебро-кварцево-сульфидная	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, золото, серебро	"
182	Шаторалья-уйхей	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	"
183	Велико-Добронское	"	"	"	"
184	Беганьское	"	"	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, барит, сульфиды серебра	Лазаренко Е. К. и др. (1963)
185	"	"	Вторичные кварциты	Алунит, каолин, галлузит, барит	Соболев В. С. и др. (1955)
186	Береговское	"	Полиметаллическая	Золото, серебро, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	"
187	"	"	Вторичные кварциты	Каолин, кварц, на-крит	"
188	"	"	"	Алунит, каолин, галлузит, барит	"
189	Орашул-Ной	"	Автометасоматическая (бентонитизация)	аргиллитизация неогеновых туфов	„Natura“, № 3, 1965
190	Ильба	"	Полиметаллическая	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Гид экскурсий, 1961 „Natura“, № 2, 1965
191	Нистру	"	"	"	"
192	Бэица	"	"	"	"

1	2	3	4	5	6
193	Сэсар	Позднеальпий- ский	Полиметалли- ческая	Золото, серебро, га- лениит, сфалерит, пирит, халькопирит	Гид экскурсий, 1961
194	Валя Рошие	"	"	"	„Natura“, № 2, 1965
195	Дялул Кручий	"	"	"	"
196	Хэржа	"	"	Галениит, сфалерит, пирит, халькопирит	"
197	Бая-Сприе	"	"	Галениит, сфалерит, пирит, халькопирит, золото, серебро	Гид экскурсий, 1961
198	Рошия-Монтане	"	"	Золото, серебро, га- лениит, сфалерит	„Natura“, № 2, 1965
199	Бая-де-Ариеш	"	"	"	„Natura“, № 2, 1965 Онческу (1961)
200	"	"	"	Галениит, сфалерит	"
201	Бучум	"	"	Пирит, галениит, сфа- лерит	"
202	Валя Душулуй	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь	"
203	Техереу	"	Полиметалли- ческая	Золото, серебро, га- лениит, сфалерит	„Natura“, № 2, 1965
204	Алмаш	"	"	Пирит, сфалерит, галениит	„Natura“, № 2, 1965 Онческу (1960)
205	Стенижа	"	"	Золото, серебро, гале- нит, сфалерит	"
206	Брад	"	"	"	"
207	Кэрачу	"	"	"	„Natura“, № 2, 1965
208	Мусарю	"	"	"	"

209	Бэица	"	"	"	"Natura", № 2, 1965 Онческу (1960)
210	Хондол	"	"	"	"Natura", № 2, 1965
211	Сэкэрымб	"	"	Теллуриды золота, золото, галенит, сфалерит	"Natura" № 2, 1965 Онческу (1960)
212	Троица	"	"	Галенит, сфалерит, пирит	"Natura", № 2 1965
213	Дева	Позднеальпий- ский	Меднорудная	Халькопирит,, пирит	"
214	"		Мышьяково- сурьяно- ртутная	Киноварь	"
215	Хэрцэгани	"	Полиметалли- ческая	Золото, серебро, пирит, галенит, сфалерит	"
216	Каменица	Конечный альпийский	Бентонитовая	Монтмориллонит	Лазаренко Е. К. и др. (1963)
217	Середнее	"	Железорудная	Нонтронит, гидро- окислы железа	"
218	Ильковцы	"	Редкометальная	Верлит, висмут	"
219	Подулки	"	Мышьяково- сурьяно- ртутная	Метациннабарит, верлит	"
220	"	"	Редкометальная	Верлит, висмут	"
221	Визница	"	Железорудная	Нонтронит, гидро- окислы железа	"
222	Дехманов	"	Редкометальная	Верлит, висмут	"
223	Билки	"	Железорудная	Нонтронит, гидро- окислы железа	"
224	Смереков Камень	"	Редкометаль- ная	Верлит, висмут	"

В табл. 2 приведена краткая характеристика месторождений, нанесенных на схематическую металлогеническую карту Карпат (приложение)*.

Доальпийская эпоха рудогенеза

К доальпийским образованиям относятся металлогеническая зона центральных массивов с металлогеническими подзонами западнокарпатских центральных массивов, Мармарошской и Южнокарпатской. Кроме того, древние рудопроявления известны также в Апусеях и Средневенгерских горах.

Следует отметить, что на металлогенической карте (приложение) доальпийские металлогенические зоны выделены условно. Они вовсе не указывают на структурные факторы, которые контролировали магматизм и размещение рудных полей в момент рудообразования, а соответствуют лишь выходам доальпийского фундамента, выведенным на поверхность альпийскими тектоническими движениями.

Альпийская эпоха рудогенеза

Рудные проявления альпийского возраста в Карпатах более благоприятны для металлогенического анализа. В целом альпийский рудогенез может быть разделен на три стадии.

Первой по возрасту в альпийской металлогенической эпохе является верхнемеловая Банатитовая металлогеническая зона, приуроченная к узкому прогибу. Прогиб в Южных Карпатах выполнен складчатыми верхнемеловыми образованиями, которые прорваны вулканическими и гипабиссальными породами гранитоидного состава, известными под названием банатитов. Банатиты узкой полосой уходят на север, в пределы гор Апусени. С банатитами связаны скарные железорудные месторождения с гематитом, пиритом, халькопиритом, шеелитом, молибденитом, самородным висмутом, сфалеритом, галенитом (Н. Онческу, 1960; А. Циссарц, 1958), а также гидротермальные жилы с пиритом, халькопиритом, гематитом, пиротином.

Главное место в горнорудной промышленности Карпат занимают месторождения второго этапа альпийского рудогенеза, соответствующего позднему (миоценовому) этапу развития геосинклинали. К этому времени относится формирование внутренних прогибов, расположенных между воздымаю-

* В составлении металлогенической карты Карпат и таблицы основных характеристик месторождений принимал участие И. И. Дранко.

шейся флишевой областью и относительно стабильным Паннонским массивом и зоной центральных массивов. Жесткое основание внутренних прогибов, сложенное древними складчатыми сооружениями центральных массивов и Паннонского массива, обусловило блоково-глыбовую структуру большей части внутренних прогибов и в особенности их краевых частей. Такое строение фундамента с глубокими расколами способствовало проникновению огромных магматических масс и гидротерм к дневной поверхности.

Положение миоценовых металлогенических зон контролируется развитием внутренних прогибов и их пространственным распределением во Внутрикarpатской области. Как уже отмечалось, основные рудные месторождения располагаются в виде зон, окаймляющих внутренние прогибы с внешней и внутренней сторон в виде дуг, соответствующих общему дугообразному строению Карпат.

Нами выделяются следующие металлогенические зоны и подзоны:

1. Металлогеническая зона внешнего обрамления внутренних прогибов с металлогеническими подзонами Кремницко-Штиавницкой, Прешов-Драговской, Бая-Борша-Цыблешской.

2. Металлогеническая зона горстового обрамления Большой венгерской впадины с металлогеническими подзонами Бержень-Береговской, Бая-Марской, Апусеньской. Последнюю металлогеническую зону следовало бы назвать металлогенической зоной внутреннего обрамления внутренних прогибов. Однако большая часть этой зоны погребена под плиоценом Большой венгерской впадины, и только в горстовых выступах, обрамляющих Большую венгерскую впадину, миоценовые рудные поля доступны для изучения.

Постмагматические процессы выразились в образовании золоторудных и полиметаллических месторождений в горстовом кольце в районе гор Бержень (G. Panto, Z. Mikó, 1964), Матра (F. Kaszanitzky, 1961; A. Vidacs, 1954), Токайских гор (Геологическая карта Венгрии, 1956; V. Székely-Fux, 1964), Береговского холмогорья (Е. К. Лазаренко и др., 1963; Г. Г. Сасин, 1965), Бая-Марском, Апусеньском районах (Н. Онческу, 1960; «Natura», № 2, 1965), а также месторождения Фрушка Гора в районе Нови Сад (А. Циссарц, 1958), в западнокарпатских центральных массивах (Я. Илавский, И. Чилик, 1960), в Мармарошском массиве в районе Родна, Цыблеш, Бая-Борша (Д. Джужке и др., 1961; Н. Онческу, 1960; «Natura», № 2, 1965; A. Szöke, Z. Steclaci, 1962).

Как правило, вмещающими породами на месторождениях являются пропилитизированные дациты, андезиты, гранодиоритпорфиры и диоритпорфиры, реже липариты и их туфы. Для северной части региона характерна адуляризация

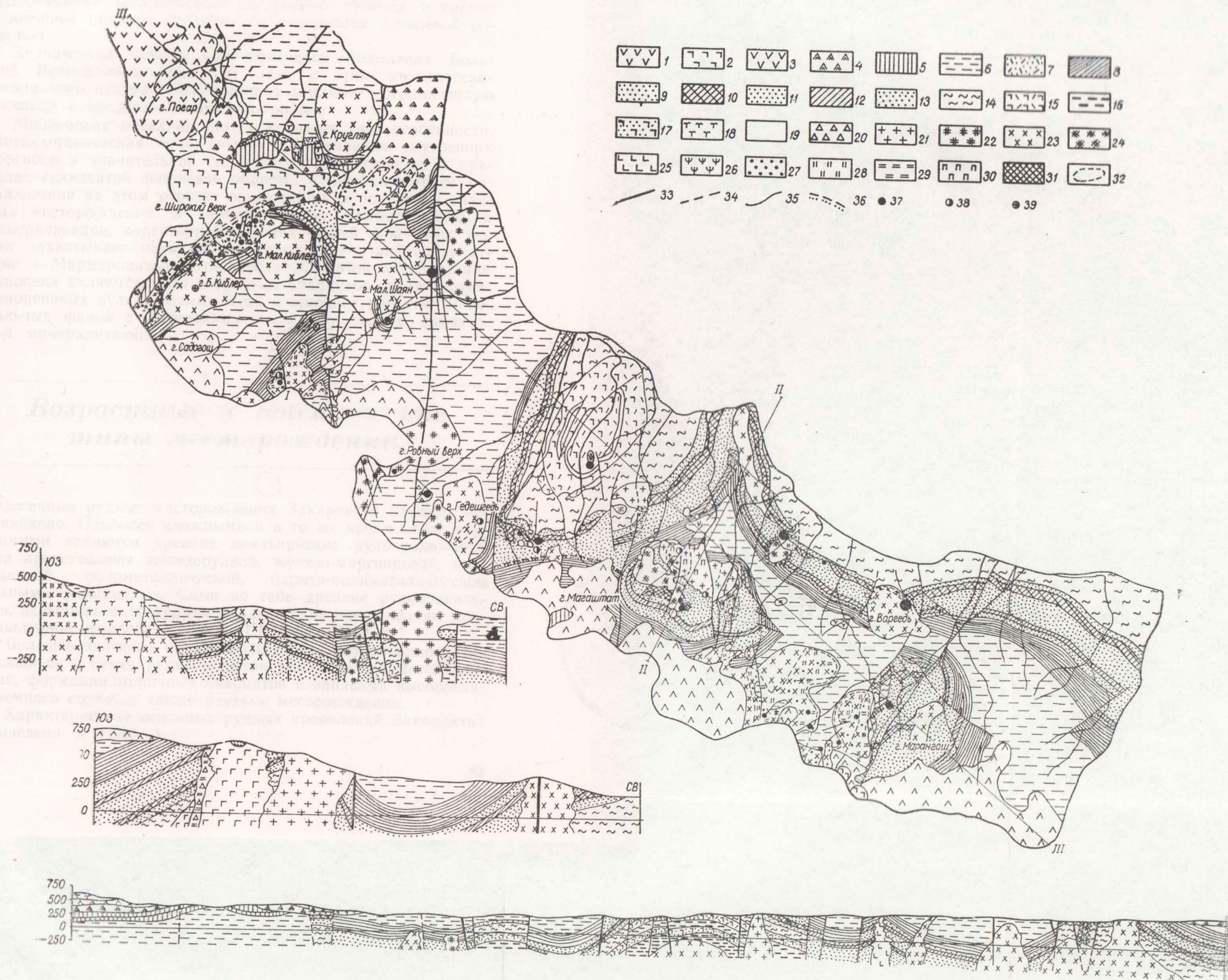


Рис. 13. Геологическая схема Вышковского района:

1 — андезито-базальты бужорской свиты ($\alpha\beta N_{bba}$); 2 — гналодациты гутинской свиты (αN_{gh}); 3 — андезиты и андезито-базальты гутинской свиты (αN_{gh}); 4 — андезиты, андезито-базальты и лавобрекчи гутинской свиты (αN_{gh}); 5 — паннонский подъярус (кошелевская свита); 6 — паннонский подъярус (кошелевская свита); 7 — маркирующий горизонт липарито-дацитовых туфов с обломками андезитов в основании (N_{2pr2}); 8 — нижнесарматский и среднесарматский подъярусы (луковская и алмашская свиты); 9 — среднедоробратовская подсвита. Аргиллиты, песчаники с прослоями туфов; в основании маркирующий горизонт туфов (N_1dr_1); 10 — маркирующий горизонт липаритовых туфов (N_1dr_1); 11 — верхнедоробратовская подсвита; 12 — маркирующий горизонт липаритовых туфов (N_1dr_1); 13 — нижнедоробратовская подсвита. Аргиллиты и песчаники (N_1dr_1); 14 — тячевская и хустецкая свиты; глины, песчаники, липарито-дацитовые туфы, горизонт туфов в основании хустецкой свиты (N_{tc-hs}); 15 — маркирующий горизонт ковачских липарито-дацитовых туфов (N_{tc-hs}); 16 — солотвинская свита; аргиллиты с прослоями песчаников и липаритовых туфов (N_{stl}); 17 — маркирующий горизонт банских дацитовых туфов солотвинской свиты (N_{stl}); 18 — дайки андезито-базальтов ($\alpha\beta N_{23}$); 19 — эксплозивные брекчи (βN_{23}); 20 — эксплозивные брекчи (βN_{23}); 21 — гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta N_2$); 22 — лейкокатовые гранодиорит-порфиры (γN_2); 23 — кварцевые диорит-порфиры (δN_2); 24 — диорит-порфиры (δN_2); 25 — диориты (δN_1); 26 — габбро-диабазы и габбро-порфиры (γN_1); 27 — каолинизация; 28 — карбонизация; 29 — серицитизация; 30 — пропилитизация; 31 — ороговивание; 32 — контур гидротермально измененных пород; 33 — зоны разломов установленные; 34 — зоны разломов предполагаемые; 35 — геологические границы; 36 — геологические границы; 37 — месторождения и рудопроявления; 38 — рудопроявления свинца и цинка; 39 — рудопроявления золота.

вой области. В связи с этим все внутрикарпатские тектонические элементы в этом районе значительно сужены. Зоны центральных массивов, за исключением северо-западного окончания Мармарошского массива, полностью погребены под осадками Закарпатского внутреннего прогиба, и прогиб с внешней стороны граничит со складчатой флишевой областью.

Значительно сужена зона горстового обрамления Большой Венгерской впадины. В связи с этим металлогеническая зона центральных массивов занимает ограниченную площадь в пределах Раховского района.

Миоценовая металлогения также имеет свои особенности. Металлогеническая зона внешнего обрамления внутренних прогибов в значительной своей части располагается в пределах складчатой флишевой области. Специфичность ее металлогении на этом отрезке заключается в появлении ртутных месторождений и незначительной полиметаллической минерализации, характерной для тех частей этой зоны, где она захватывает центральные массивы — западнокарпатские и Мармарошский. Отличительной чертой металлогении плиоцена являются поля вторичных кварцитов среди верхнеплиоценовых вулканических толщ и широкое развитие минеральных фаций с турмалином, топазом и теллуру-висмутовой минерализацией.

Возрастные и генетические типы месторождений

Эндогенные рудные месторождения Закарпатья изучены неодинаково. Наиболее сложными и в то же время менее изученными являются древние доальпийские рудопоявления. Они представлены железорудной, железо-марганцевой, колчеданной, полиметаллической, барито-полиметаллической рудными формациями. Сами по себе древние рудопоявления, известные в Закарпатье, мелкие и не представляют промышленной ценности.

Большее значение имеют альпийские месторождения, относящиеся к таким рудным формациям, как полиметаллическая, формации вторичных кварцитов с запасами высокоглиноземного сырья, а также ртутные месторождения.

Характеристика основных рудных проявлений Закарпатья приведена в табл. 3.

Генетические типы месторождений

Доальпийские рудопроявления испытали глубокий региональный метаморфизм, который в большинстве случаев вызвал глубокое перерождение руд — перекристаллизацию и рассланцевание, что затрудняет восстановление их первоначального облика. В частности, залежи, обогащенные пиритом, лишь с большой условностью относятся к колчеданным рудам, связанным с постмагматическими процессами. Возможно, это глубоко метаморфизованные первично-осадочные образования с высокой концентрацией железа и серы.

Свинцово-цинковые и халькопиритовые рудопроявления носят более отчетливые признаки первично-гидротермального происхождения.

Генезис пермо-триасовых медных рудопроявлений как экзогенно-осадочный принимается по аналогии с подобными рудопроявлениями и месторождениями Спешско-Гемерского рудогорья, где подобные образования довольно широко развиты и детально изучены (Я. Илавский, И. Чилик, 1960, Ф. И. Жуков, 1963).

Альпийские эндогенные рудные проявления Закарпатья связаны с двумя этапами верхнетретичного вулканизма, соответствующими позднему и конечному этапам развития геосинклинали. Среди них выделяются три генетических типа: гидротермальный, газово-гидротермальный поствулканический и фумарольно-сульфатарный.

К продуктам гидротермальной деятельности относятся полиметаллические и ртутные месторождения, а также мышьяковые и сурьмяные рудопроявления. Их характерной чертой является близповерхностное образование. С этим связаны, в частности, очень часто наблюдаемые признаки прохождения стадий геля, что выражается в коллоидных и кокардовых текстурах руд. Среди пород, особенно метасоматически измененных, нередко псевдобрекчии дегидратации. Быстротечность процессов рудообразования выражается в смене минеральных парагенезисов на небольших расстояниях. В целом характер гидротермальных процессов типичен для субвулканических условий глубинности. Как правило, гидротермальные процессы не были одноактными, и для исследуемых месторождений характерна стадийность минералообразования, особенно отчетливо проявляющаяся на полиметаллических месторождениях.

Месторождения полиметаллов начинали формироваться при температуре выше 300°C , и заканчивался этот процесс отложением монтмориллонита и низкотемпературного кальцита при 100°C и ниже. Общей чертой всех месторождений является возрастание активности растворов при взаимодей-

ствии их с вмещающими породами с приближением к поверхности. Это можно связать с высокой концентрацией сероводорода в восходящих растворах, для которого с приближением к поверхности возникали благоприятные условия окисления до серной кислоты кислородом грунтовых вод и атмосферы.

На ртутных месторождениях и рудопроявлениях почти постоянно отмечается минерал давсонит, содержащий до 20% Na_2O . Скопления этого минерала образуются нередко ниже ртутных руд, что указывает на привнос натрия, а это, в свою очередь, может служить подтверждением возможности переноса ртути в щелочных сульфидных растворах (А. А. Сауков, 1946).

Газово-гидротермальные поствулканические, или синхронные активному вулканизму, образования представлены обширными полями вторичных кварцитов миоценового и плиоценового возраста. Многие фации вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды имеют общие черты с продуктами перерождения лав, возникающих в настоящее время в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов. С. И. Набоко (1959, 1961, 1963) считает, что образования формаций вторичных кварцитов «связано с проявлением поверхностного вулканизма особого рода, обусловленного наличием периферических очагов, посылающих к поверхности поток эманаций, магму и палящие тучи». Основные черты этого типа постмагматической деятельности, отличающие его от собственно гидротермальных процессов, следующие:

1. Растворы зарождаются в условиях субвулканических глубин при относительно низких давлениях в остывающих магматических массах периферических очагов, или «колонн», выполняющих жерловины вулканов в период активного вулканизма. Низкие давления и быстрое падение температуры не благоприятствуют процессу магматической дифференциации и накоплению высоких концентраций тяжелых металлов в остаточных растворах. Низкие давления способствуют отделению растворов в газовой фазе, когда невозможен перенос значительных количеств тяжелых металлов, дающих труднолетучие соединения. Таким образом, «термодинамические условия появления магмы на поверхности не благоприятствуют образованию крупных месторождений тяжелых металлов. Продвижение магмы к поверхности в условиях пониженного внешнего давления вызывает кипение ее и выделение в раннюю стадию растворенных в ней легколетучих компонентов» (С. И. Набоко, 1959).

2. Вторичные кварциты занимают громадные площади, что свидетельствует о привносе большого количества легколетучих компонентов, необходимых для переработки огром-

ных масс горных пород. Об этом, в частности, свидетельствуют такие зафиксированные в метасоматических породах компоненты, как фтор, сера и др. Поля кварцево-турмалиновых и алунитизированных пород местами занимают площади в первые квадратные километры. Площади кварцево-топазовых пород достигают первых сотен квадратных метров. В то же время привнесенные тяжелые металлы по сравнению с легколетучими компонентами занимают совершенно ничтожное место.

3. Бурение в пределах полей вторичных кварцитов показывает, что переработанные породы у поверхности с глубиной, в интервале 250—400 м, переходят в свежие породы, затронутые лишь незначительными (не более 1—2 см) изменениями вдоль трещин — центров циркуляции растворов. Это может говорить в пользу того, что в глубинных условиях растворы находятся почти в равновесном физико-химическом состоянии с породами, через которые они фильтруются. Это явление характерно для монакварцитов, кварцево-каолиновых, алунитовых и монтмориллонитовых минеральных фаций и отчасти кварцево-турмалиновой. В случае кварцево-топазовых пород изменения пропилитового типа опускаются ниже. Агрессивность растворов вблизи поверхности указывает на большую концентрацию в них соединений серы, которые могут, окисляясь поверхностным кислородом, давать серную кислоту.

4. Для вторичных кварцитов характерны открытые незаполненные полости трещин — центров циркуляции растворов. Жильное выполнение почти не характерно. Минералы тяжелых металлов редко встречаются в виде небольших скоплений на стенках трещин. В глубинных условиях наряду с открытыми полостями изредка наблюдаются жилки пирротина с арсенопиритом. Нередки полости, выполненные основным минералом (или несколькими минералами) метасоматического замещения породы. Часто здесь отмечаются признаки первоначального выпадения вещества в виде геля. Эти жилки и выполнение полостей являются продуктами позднещелочной стадии и аналогичны корундовым жилкам во вторичных кварцитах Казахстана (Д. С. Коржинский, 1955).

Таким образом, формирование вторичных кварцитов и сопутствующих им аргиллизированных пород происходило под воздействием растворов (жидких или газообразных на определенных периодах развития процесса), обогащенных легколетучими компонентами с ничтожной концентрацией тяжелых металлов.

Хотя со вторичными кварцитами генетически и не связаны промышленные месторождения тяжелых металлов, некоторые их минеральные фации, в нашем случае алунитовая, являют-

ся сами по себе весьма важным минеральным сырьем для производства металлического алюминия, серной кислоты и калийных удобрений.

К типу фумарольно-сульфатарных относятся так называемые унгариты и связанные с ними железорудные рудопроявления, расположенные во внутренней окраине Выгорлат-Гутинской гряды. Этот процесс приводит к созданию в туфах вертикальной метасоматической колонки, где определяющим компонентом является железо (в форме нонтронита и гидроокислов железа) в виде горизонтов, которые могут ритмично чередоваться. Нижняя часть колонки обеднена железом и сложена монтмориллонитом. По-видимому, основная роль в этих процессах принадлежит углекислоте, хотя в них принимала участие и сера (судя по скоплению гипса).

Возраст месторождений

Возраст древних рудопроявлений с большой долей условности определяется следующим образом. Колчеданные рудопроявления (нижний палеозой), возможно, парагенетически связаны со спилито-диабазовой магматической формацией (зеленые ортосланцы деловецкой свиты); интенсивно расщепленные жильные рудопроявления (Сауляк, Полонское, Кобылецко-Полянское и др.) относятся, по всей вероятности, к нижнему карбону, и не исключена парагенетическая их связь с раннескладчатыми субвулканическими гранитами (гранитогайсами). Рудопроявления с достаточно четко проявленными секущими жилами, но претерпевшие метаморфизм (типа Камень-Клевки), могут параллелизоваться с ортоамфиболитами с. Костылевки и плагиогранитами Чивчинских гор, которые отнесены к раннеорогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации верхней части нижнего карбона. Медные проявления в пермских филлитизированных толщах, очевидно, связаны парагенетически с порфиритами и относятся к конечной орогенной стадии развития герцинской геосинклинали.

Как показано в предыдущем разделе, среди неогеновых рудных проявлений выделяются три генетических типа: газозо-гидротермальные, гидротермальные, унгаритовые (близкие к фумарольно-сульфатарным). В соответствии с выделенными нами двумя тектоно-магматическими этапами развития альпийской геосинклинали в неогене следует установить генетическую связь рудных проявлений с магматизмом. Это необходимо для выявления положения оруденения по отношению к верхнему и нижнему подэтажам верхнего структурного этажа. Возраст вторичных кварцитов и унгаритов

ритов, учитывая их близость по времени или синхронность активному вулканизму, определяется возрастом вулканических вмещающих пород. Железорудные и монтмориллонитовые проявления, связанные с процессами унгваритизации, приурочены к лавам и туфам гутинской свиты Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, и их возраст определяется как левантинский. Вторичные кварциты газовой-гидротермального поствулканического происхождения широко развиты в Выгорлат-Гутинской гряде и имеют также левантинский возраст.

Такая трактовка возраста выгорлат-гутинских рудопоявлений, пожалуй, не вызывает сомнений. Особое значение имеет определение возраста вторичных кварцитов Береговского холмогорья, а также гидротермальных полиметаллических и ртутных месторождений и рудопоявлений. Мы связываем эти образования с миоценовым этапом магматизма. В пользу того, что минерализация этого типа не захватывает вулканических образований верхнего плиоцена Выгорлат-Гутинской гряды, можно привести следующие наблюдения.

В западной части Вышковского района на участке Киблер обнажается интрузия диорит-порфирита, разорванная мощным субмеридиональным разломом. Брекчия в разломе минерализована, местами отмечаются участки, содержащие золото, киноварь. Вмещающие породы калишпатизированы и замещены гидрослюдой. По своему характеру калишпатизация имеет много общих черт с береговской. Северная часть интрузии перекрывается породами гутинской свиты, андезитовыми туфами и лавами андезито-базальта.

Зона разлома и сопровождающая ее минерализация и гидротермальные изменения уходят под породы гутинской свиты, не имеющие никаких признаков дробления или гидротермального изменения. По составу андезиты гутинской свиты близки к интрузии диорит-порфирита, которая вдоль разлома целиком переработана, и поэтому различие в составе пород не могло сказаться на отсутствии изменений в лавах гряды, тем более, что пористые туфы, залегающие здесь в основании гутинской свиты, значительно быстрее подверглись бы замещению, чем менее пористая интрузивная порода.

Таким образом, здесь мы наблюдаем породы двух этапов магматизма. После первого (миоценового) этапа проявилась гидротермальная деятельность, продукты которой были частично размыты, и на их поверхности отложились левантинские туфы и лавы.

Полиметаллическая и ртутная минерализация в Вышковском районе концентрируется в основном в гипабиссальных интрузиях, прорывающих нижний паннон (Б. В. Мерлич,

С. М. Спитковская, 1958). Таким образом, оруденение здесь может быть верхнемиоценовым или нижнеплиоценовым, если учитывать, что верхнеплиоценовые лавы Выгорлат-Гутинской гряды не подвергаются минерализации этого типа.

Как указывает Н. Онческу (1960), в Бая-Марском районе оруденение имеет верхнесарматский или нижнеплиоценовый возраст. Согласно данным И. Григоре (1964), все основные неогеновые золоторудные и полиметаллические месторождения Румынии относятся к сармату и связаны парагенетически с амфиболовыми андезитами. Закономерности приуроченности основной массы оруденения к амфиболовым андезитам распространяются как на вулканическую область Бая-Маре, так и на Апусени.

В отличие от Вышковского района, полиметаллическая минерализация и вторичные кварциты Берегово-Беганьского района сформировались несколько раньше. Их возраст определяется нижним сарматом или низами среднего сармата.

Прямым доказательством связи оруденения с миоценовым магматизмом в Берегово-Беганьском районе являются наблюдения, проведенные севернее Беганьского рудного поля, уже в равнинной части, где расположен опущенный блок, выполненный породами ильницкой свиты, с туфами и лавами гутинских андезитов. По всей вероятности, здесь существовал самостоятельный небольшой верхнеплиоценовый андезитовый вулкан. Характерный разрез вскрыт скважиной 254. Он выглядит следующим образом:

- 0—94 м — галечник, гравелиты, пески чопской свиты;
 - 94—101 м — глины с прослойками бурого угля ильницкой свиты;
 - 101—104 м — бурый уголь ильницкой свиты;
 - 104—117 м — толща перебитых туфов с прослоями глины и бурых углей.
- Породы переполнены хорошо окатанными и остроугольными обломками алунита, кварцево-алунитовых пород, опалолитов, монокварцитов, типичных для Береговского месторождения;
- 117—166 м — глины с многочисленными отпечатками листьев, прослойки туфов;
 - 166—173 м — туф андезитовый агломератовый;
 - 173—204 м — андезит;
 - 204—284 м — андезитовый агломератовый туф, содержит многочисленные обломки липаритовых туфов, монокварцитов, алунитов, кварцево-каолиновых пород, пиритизированных туфов;
 - 284 м и до забоя — липаритовый туф «верхнего» (?) горизонта (нижний сармат).

По определениям В. Г. Шереметы, угленосная толща, залегающая выше андезитов, относится к ильницкой свите. Таким образом, в состав ильницкой свиты входят обломки размывавшихся вторичных кварцитов Беганьской горы. Это указывает на то, что алунитизация и сопутствующие ей процессы происходили в доверхнеплиоценовое время и они не связаны с плиоценовым этапом магматизма.

Как уже отмечалось, о возрасте верхних липаритов Береговского района, с которыми связана алунитизация, можно судить по скважине, пройденной в районе с. Рафайлово, где липариты перекрываются глинами. Из них Г. Н. Гришкевич и В. Г. Шереметой определена фауна, характеризующая алмашский возраст. Интересный материал, позволяющий установить возраст алунитизации в Берегово-Беганьском районе, дает скважина 957, описание которой приведено в разделе «Магматизм». В этой скважине ниже алмашских углей и выше агломератового липаритового туфа встречен горизонт перемытых и переотложенных туфов с окатанными и остроугольными обломками вторичных кварцитов, в том числе и кварцево-алунитовых пород. Обломки алунитизированных пород сходны с алунитизированными породами Беганьского и Береговского месторождений.

Таким образом, однозначно устанавливается алмашский возраст (средний сармат) алунитизации Береговского района. Поскольку алунитизация в Береговском районе накладывается на полиметаллические руды, возраст последних не может быть более молодым, чем средний или нижний сармат.

Для определения возраста гидротермальных ртутных месторождений и рудопроявлений Закарпатья нет прямых данных. Верхняя возрастная граница ртутного оруденения определялась как верхний плиоцен и даже частично раннечетвертичное время. Эти выводы делались на том основании, что были установлены ртутные проявления среди вулканических толщ Выгорлат-Гутинской гряды. Однако оказалось, что среди гутинских лав ртутные рудопроявления приурочены к полям вторичных кварцитов, с которыми они генетически связаны. После того как была выявлена газовой-гидротермальная поствулканическая природа этих вторичных кварцитов, возник вопрос о возрасте собственно гидротермальных ртутных рудопроявлений. Гидротермальные ртутные проявления считались плиоценовыми еще и на том основании, что Оленевское месторождение концентрируется в штоке андезито-базальта, который рассматривается как образование гутинской свиты. Однако возраст этого штока никаким конкретным фактическим материалом не подтверждался. Самые молодые породы, которые он прорывает, — это палеогеновый флиш. Как уже отмечалось, андезито-базальты Оленевского штока и развитых здесь даек имеют лейкократовый характер и весьма специфический облик порфировых вкрапленников плагиоклаза, что придает породе специфический рисунок. Кроме того, эти породы бедны акцессорными минералами. Все эти признаки не характерны для вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды. Можно предположить, что Оле-

невские андезито-базальты относятся к более древним породам, чем породы гутинской свиты. При этом исчезает последний прямой критерий для определения возраста гидротермальных ртутных проявлений как верхнеплиоценовых или раннечетвертичных.

Анализ имеющегося материала показывает, что за исключением оленевских андезито-базальтов, возраст которых остается спорным, гидротермальная ртутная минерализация в вулканических образованиях верхнего плиоцена нигде не устанавливается. В пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, в самой западной ее части, еще на территории Закарпатской области, в районе Перечина на участке Дальнем имеется гидротермальное ртутное оруденение, однако минерализация здесь концентрируется в пропилитизированных габбро-порфиритах и базальтах. Пропилитизация вулканических толщ эпимагматического автогидратационного типа весьма характерна для миоценовых вулканических толщ и совершенно не свойственна верхнеплиоценовым пироксеновым андезитам Выгорлат-Гутинской гряды. Эти закономерности характерны не только для Закарпатья. Они сохраняются для всех внутрикарпатских неогеновых вулканических пород, даже для Динарид. А. Циссарц (1958) указывает, что в Динаридах и Родопском массиве верхнетретичные полиметаллические месторождения концентрируются в пропилитизированных андезитах и дацитах, тогда как самые молодые пироксеновые андезиты не имеют признаков пропилитизации и в них не отмечается оруденение. Те же закономерности наблюдаются в Апуснях, где ртутные месторождения приурочены к районам развития миоценового вулканизма (Н. Онческу, 1960).

В внешней части Закарпатского внутреннего прогиба в пределах Восточной Словакии отмечаются миоценовые вулканические породы, а в районе Мерника к ним приурочено ртутное месторождение.

Таким образом, можно предположить, что возраст гидротермального ртутного оруденения догутинский, однако это достаточно условно и должно быть подтверждено более конкретным материалом.

В заключение следует отметить, что точное определение возраста оруденения имеет очень большое значение для поисковых работ. В частности, если все основные рудные месторождения генетически связаны с миоценовым магматизмом и являются доверхнеплиоценовыми, то районы, перекрытые многосотметровыми толщами плиоцена, не могут рассматриваться как перспективные для поисков рудных месторождений.

Закономерности пространственного размещения эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений

На территории Закарпатья известны древние доальпийские и альпийские эндогенные рудные месторождения и рудопроявления. Палеозойские рудопроявления развиты в пределах Раховского района среди кристаллических пород северо-западного окончания Мармарошской зоны. Альпийские рудные месторождения Закарпатья связаны с поздним этапом развития альпийской геосинклинали. Имеются также мелкие рудопроявления, сформировавшиеся в конечный этап развития альпийской геосинклинали.

Доальпийские рудопроявления

Древние рудопроявления Карпат концентрируются в кристаллических породах палеозоя в зоне развития центральных массивов — Татрид, Гемерид, Мармарошского массива и Южных Карпат. На нашей же территории обнажается лишь окраинная часть Мармарошского кристаллического массива — в Раховском районе, в бассейне рек Малой и Большой Уголек. Это лишь фрагменты доальпийского фундамента, поэтому пытаться выявить закономерности в первоначальном распределении рудопроявлений в таких тектонических окнах не имеет смысла. Полиметаллическую минерализацию следует искать в древних кристаллических породах, а медную, типа Красного Пlesa, — в пестроцветах пермо-триаса.

Альпийские эндогенные рудные месторождения

Территория Украинских Карпат входит в состав металлогенической зоны горстового обрамления Большой венгерской впадины и металлогенической зоны внешнего обрамления внутренних прогибов, к которым приурочены месторождения поздней стадии развития альпийской геосинклинали (миоценового этапа рудогенеза). В пределах Закарпатской области находится западная часть Выгорлат-Харгитской металлогенической зоны, рудопроявления которой обязаны своим происхождением магматизму конечной стадии развития альпийской геосинклинали и относятся к верхнеплиоценовым.

Металлогения миоцена

В пределах Закарпатья находится центральная часть металлогенической зоны горстового обрамления Большой венгерской впадины. Чоп-Береговский район является северо-восточной окраиной Бержень-Береговской металлогенической подзоны, а несколько южнее Вышковского района находится Бая-Марская металлогеническая подзона. Наряду со многими общими чертами металлогении эти подзоны имеют и существенные отличия.

В миоцене краевая часть Паннонского массива была ареной весьма активного вулканизма. Вулканизмом были охвачены и более внутренние части массива. Так, например, на севере его выделяется крупная Северовенгерская вулканическая область (см. приложение).

Активному вулканизму способствовали дифференциальные движения между жесткими, относительно стабильными массивами складчатых консолидированных герцинид и участками земной коры, подвергшимися глубоким опусканиям при формировании внутренних прогибов. На окраине жестких массивов с миоценовыми впадинами вулканизм не был развит повсеместно. Скорее можно говорить об изолированных друг от друга вулканических районах, имеющих свои специфические черты магматизма и металлогении.

В северо-западной части Паннонского массива вулканические районы представлены горами Бержень, Матра, Бюкк, Токайскими, на севере — Береговским холмгорьем.

На тектонической схеме Венгрии вулканические массивы Матра, Бюкк, Токая соединяются между собой под плиоценовыми осадками в единую Северовенгерскую вулканическую область (Э. Вадас, 1964). Скважина, пробуренная в районе Геленеш, также встретила мощную миоценовую вулканическую толщу. Таким образом, можно говорить о том, что Береговский район является восточной окраиной этой единой вулканической области, простирающейся от гор Бержень до Береговского холмгорья. На северо-восточной окраине Паннонского массива расположена Бая-Марская вулканическая область. Указанные вулканические области имеют самостоятельное металлогеническое значение и выделены как подзоны Бержень-Береговская и Бая-Марская. Территориально они близки и характеризуются общими чертами магматизма и постмагматизма, но вместе с тем имеют и свои специфические признаки.

Существенным отличием является то, что в Северовенгерской вулканической области имеют большое значение липариты и липаритовые туфы, лавобрекчии и игнимбриты. Завершается разрез экструзиями липаритов с подчиненным зна-

чением лавовых потоков по отношению к куполам. Вулканизм заканчивается в среднем сармате (алмашская свита). В Бая-Марском районе вулканические образования кислого состава развиты меньше. Завершается миоценовый вулканизм в этом районе гипабиссальными интрузиями диорит-порфириров и гранодиоритпорфиоров, наиболее поздние из которых прорывают низы плиоцена.

Золоторудные и полиметаллические месторождения обеих металлогенических подзон имеют много общих черт, близкий состав. Жилы сопровождаются околорудными метасоматическими изменениями — кварцево-калийшпатовыми метасоматическими породами. Некоторые специфические черты отмечаются в распределении жил. В Бая-Марском районе рудные жилы, как правило, концентрируются внутри гипабиссальных интрузий, в Береговском же районе они располагаются вдоль разломов, пересекающих туфогенные и осадочные породы. Главной отличительной чертой является наличие в Бержень-Береговской металлогенической подзоне месторождений каолинов, алунитов, генетически связанных с магмой, давшей поздние липаритовые экструзии липаритовой формации, которых нет в Бая-Марской вулканической области.

По всей вероятности, Бержень-Береговская и Бая-Марская подзоны не сливались, и между ними существовала территория, лишенная миоценовых вулканических проявлений. Подзоны разделяет Боржавский глубинный разлом (см. главу «Геологический очерк»). Об этом свидетельствует, в частности, разрез скважины Тистабек, пройденной между этими двумя вулканическими областями. В скважине лишь в интервале 1430—1437 м были встречены незначительные прослои дацитового туфа.

Таким образом, очевидно, можно говорить о едином этапе магматизма, с которым связаны весьма сходные рудные месторождения, распространенные в различных районах горстового обрамления Паннонского массива. Вместе с тем необходимо выделять области, или «рудные зоны» (по Е. Т. Шаталову и др., 1964), где в заключительной части миоценового магматизма проявились липаритовые экструзии, вслед за которыми последовало формирование вторичных кварцитов, заключающих в себе крупные месторождения алунитов и каолинов.

Исходя из изложенного, мы выделили структуры первого порядка: металлогеническая зона горстового обрамления Венгерской депрессии и структуры (или зоны) второго порядка: металлогенические подзоны (или рудные зоны), в данном случае Бержень-Береговская и Бая-Марская.

Сложнее оказалось выявление структурных факторов контроля оруденения более высокого порядка. Это в первую

очередь касается закономерностей размещения рудных полей в пределах подзон. Основные затруднения возникают в связи с тем, что большая часть площади потенциально продуктивных пород миоцена скрыта под плиоценовыми осадками. Поэтому о закономерностях пространственного размещения рудных полей в пределах Северовенгерской вулканической области можно говорить лишь предположительно. Это связано с тем, что месторождения относятся к миоценовому возрасту, то есть к нижнему подэтажу верхнего структурного этажа. Короче говоря, миоценовые рудовмещающие породы обязаны своим появлением на поверхности или вблизи поверхности тектоническому развитию региона в плиоцене и в четвертичное время. Плиоценовые тектонические движения не подчиняются тем закономерностям тектонического развития, которые были в миоцене. В связи со всем этим мы с большей уверенностью можем судить о закономерностях не столько пространственного размещения рудных полей в металлогенической подзоне, сколько о закономерностях появления вблизи поверхности миоценового структурного подэтажа, который потенциально может быть рудоносным. В настоящее время в Береговском районе среди мощных толщ плиоцена доступны для изучения небольшие участки, сложенные миоценовыми породами. Но о распределении рудных полей в целом в северо-восточной части Северовенгерской вулканической области даже трудно предполагать.

О том, что процессы рудообразования происходили не только по самой окраине Паннонского массива, свидетельствует расположение рудных полей в Токайских горах: рудное поле Шаторальяуйхей, например, находится на значительном расстоянии от краевой части Паннонского массива (см. приложение). Кроме того, о наличии оруденения в погребенной под плиоценом внутренней части Паннонского массива свидетельствует скважина, пройденная в районе Геленеш, где на глубине 1989, 3 м в тортонских липаритах встречена вкрапленность сфалерита (Г. Панто). Выше в миоценовых липаритовых туфах также отмечаются кальцитовые жилки и изменения пород, говорящие о гидротермальной деятельности.

Таким образом, имеющийся материал показывает, что существует зона, которую следует рассматривать как зону горстового обрамления Большой венгерской депрессии. В этой зоне наблюдается мозаичная блоковая структура. Наряду с глубоко опущенными блоками выступают блоки, где миоценовые породы выведены на поверхность. На участках приподнятых блоков наблюдаются повышенные значения силы тяжести.

Сами по себе приподнятые блоки донеогенового фундамента еще не свидетельствуют об оруденении в них. Повсе-

местно оруденение сопровождается миоценовые центры вулканических извержений или гипабиссальные интрузии. Поэтому кроме приподнятых блоков донеогенового фундамента той или иной площади необходимы проявления миоценового магматизма. Как показывают геофизические исследования, наличие погребенных миоценовых изверженных пород под плиоценом достаточно четко фиксируется магнитометрическими исследованиями. Доказательством этого является совпадение аномалий силы тяжести и магнитной аномалии в районе с. Великой Доброни, где скважины 16 и 19 Львовской ГПК вскрыли миоценовые эффузивы, в ряде интервалов полностью переработанные гидротермальными процессами до пород, близких к березитам. Кроме того, здесь отмечены мелкие жилы со свинцово-цинковым и медным оруденением.

Таким образом, сочетание в пределах впадины аномалий силы тяжести и магнитных аномалий может служить указанием на залегание близ поверхности миоценовых изверженных пород — потенциальных носителей оруденения.

Как было показано, в настоящее время скопился материал, позволяющий интерпретировать геофизические данные несколько иначе, чем это было сделано С. И. Субботиным (1955). В частности, глубокое бурение на Чопском и Великодоброньском максимумах силы тяжести не вскрывает фундамента на глубинах свыше 1000 м. Вместе с тем пересчеты плотности пород показывают, что эти аномалии могут быть вызваны мощной толщей миоценовых изверженных пород. Для выяснения закономерностей размещения рудных полей, связанных с миоценовым магматизмом, не имеет особого значения, вызвана аномалия силы тяжести поднятием донеогенового фундамента или магматическими массами миоценового возраста. Основную роль играет глубина залегания миоценовых изверженных пород. На примере Великодоброньского блока мы видим, что полиметаллическая минерализация заключена в миоценовых эффузивах независимо от того, что фундамент здесь залегает на несколько больших глубинах, чем на Береговском холмогорье.

Из металлогенической карты Закарпатья и сопредельных районов (см. рис. 1) видно, что здесь отражены не закономерности первоначального пространственного распределения рудных полей, а распределение блоков с приподнятым доплиоценовым структурным подэтажом, то есть размещение участков земной коры, не погребенных под плиоценовыми и четвертичными отложениями, или там, где эти отложения имеют небольшую мощность. Приподнятые блоки с оболочкой миоценовых изверженных пород образуют зону мозаичного строения. Возможно, что в плиоцене стабильность этих блоков, в пределах которых размещены рудные поля Чоп-Мукачевской

впадины, определилась местными миоценовыми интрузивными массивами, находящимися на глубине, с которыми генетически могло быть связано оруденение. Однако подтверждающего это положение материала здесь нет. Подтверждение этого позволило бы анализировать закономерности пространственного распределения рудных полей в пределах металлогенических подзон.

Вместе с тем следует отметить, что блоковое строение горстовой зоны в плиоцене в значительной мере определилось тектоническим развитием этой площади еще в миоцене. Поисковые работы последних лет на Береговском холмогорье показывают, что обрамляющие с запада, востока и северо-востока холмогорье разрывы несут оруденение. Следовательно, блоковое развитие горстовой зоны началось еще в миоцене.

Кроме того, о блоковом развитии зоны в миоцене свидетельствуют конседиментационные разломы. Хорошей иллюстрацией этому является разлом, ограничивающий Береговский горст с запада. На рис. 7 (в левой части) показано резкое увеличение мощности глин доробратовской свиты (нижний сармат) вдоль разлома в опущенной западной части. Долгоживущие конседиментационные разломы характерны для всего Берегово-Беганьского района. Они образуют две системы разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Им принадлежит главная роль рудораспределяющих и рудоконтролирующих структур. Исходя из этого можно заключить, что блоки, в плиоцене составившие горстовую зону, были относительно стабильными уже в миоцене.

Поэтому мы не выделяем те структурные зоны, которые контролировали размещение рудных полей в целом в Северовенгерской вулканической области, так как значительная часть ее погребена под плиоценом и недоступна детальным площадным исследованиям, но в районах, где на поверхность выходят миоценовые магматические породы, устанавливается и рудная минерализация. В то же время хотя под мощными осадками плиоцена и можно предполагать наличие рудных полей, включать эти обширные области в металлогенические зоны нецелесообразно, поскольку в настоящее время они вряд ли могут иметь практическое значение.

Поэтому в металлогеническую зону мы включаем не всю Северовенгерскую вулканическую область, а лишь зону горстового обрамления, то есть ту ее часть, где в отдельных приподнятых блоках выведены на дневную поверхность породы миоценового структурного этажа.

Как показано на карте (см. рис. 1), эта зона не вытянута прямолинейно, а образует резкие извилины, раздувы и пере-

жимы. Зона горстов и совпадающая с ней металлогеническая зона ограничиваются с внутренней стороны зоной глубоких погружений в плиоцене, с внешней — разломами, по которым осуществлялись опускания в миоцене, во время формирования внутреннего прогиба. В плиоцене эти разломы в Чоп-Мукаче-

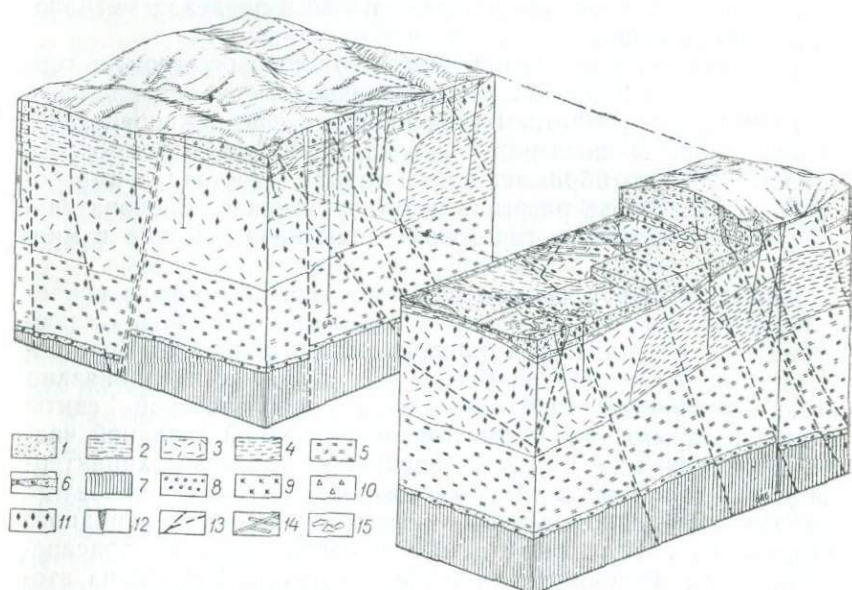


Рис. 7. Блок-диаграмма Береговского полиметаллического месторождения:

1 — верхний горизонт туфов; 2 — верхняя осадочная толща; 3 — средний горизонт туфов; 4 — нижняя осадочная толща; 5 — нижний горизонт туфов; 6 — гравелит; 7 — спилиты, диабазы с прослоями радиоляриевых яшм и известняков; 8 — монокварциты; 9 — кварцево-каолиновые породы; 10 — кварцево-алунитовые породы; 11 — калишпатизированные породы; 12 — брекчии обрушения; 13 — тектонические разломы; 14 — горные выработки; 15 — древние эксплуатационные выработки.

вской впадине подновились, и по ним происходили нисходящие движения внешней от горстовой зоны части прогиба и местами совершались плиоценовые вулканические извержения.

Границы горстовой зоны проведены на основании данных бурения, а также геофизических исследований. В районе Чопа в зоне горстов наблюдается максимум силы тяжести. Миоценовые вулканические породы здесь вскрыты скв. 10-У Львовской ГПК на глубине 386 м. Восточнее горстовая зона выдвигается далеко на северо-восток в район Великой Доброни. Здесь в пределах крупного максимума силы тяжести и магнитной аномалии скв. 19 и 16 Львовской ГПК вскрыли миоценовые породы и полиметаллическую минерализацию.

Далее зона горстов резко изгибается на юг в районе Косина и затем в юго-восточном направлении продолжается, расширяясь к югу и северу в районе Берегова. В Косинском и Береговском районах наблюдаются также максимумы силы тяжести, и здесь миоценовые породы обнажаются на поверхности. Таким образом, между Чопским и Косинским поднятиями имеется выступ в северо-восточном направлении, образующий Великодоброньское поднятие. Внешние очертания горстовой зоны наследуются внутренней ее границей. В промежутке между Чопским и Косинским поднятиями наблюдается глубокая плиоценовая депрессия (Эссинская). Аналогичная, но более крупная Вилок-Виноградовская депрессия разделяет Береговское холмогорье и приподнятый блок Бая-Марского района. Блоковая структура Берегово-Беганьского района показана на блок-диаграмме (см. рис. 3). Восточнее Боржавского глубинного разлома приподнятые блоки фундамента фиксируются в юго-западной части Вышковского района, на юго-восток цепочка их прослеживается до района Бая-Маре.

Всего на нашей территории по внутренней окраине прогиба устанавливается пять блоков поднятий донеогенового фундамента или развития мощных миоценовых магматических масс, погребенных под осадками плиоцена: в Чоп-Мукачевской впадине — Чопский, Великодоброньский, Косино-Беганьский, Береговский, в Солотвинской впадине — Вышковский. В трех размещаются рудные поля, в Великодоброньском — рудопроявление, в Чопском блоке оруденение не установлено.

Итак, пространственное размещение рудных полей в той трактовке, как мы предлагаем, то есть приуроченности рудных полей к блокам приподнятого донеогенового фундамента и развития в их пределах миоценовых магматических образований, отражает лишь закономерности появления на дневной поверхности миоценового структурного подэтажа, а не изначального распределения рудных полей.

Исходя из изложенного выше, условно к структурам третьего порядка, контролирующим размещение рудных полей, можно отнести приподнятые блоки донеогенового фундамента и крупные магматические центры извержений в пределах миоценовых вулканических областей.

Распределение рудных месторождений и рудных тел в пределах рудных полей является вопросом, более доступным для конкретного изучения.

Как уже отмечалось, полиметаллическая минерализация устанавливается в разломах, ограничивающих горстовые поднятия. К настоящему времени детально изучено значение свинцово-цинковой минерализации, связанной с разломом,

ограничивающим Береговский горст с запада. Вскрыта, но еще слабо исследована минерализация в разломах, ограничивающих с запада Косино-Беганьский горст, а также в разломах, ограничивающих с востока и северо-востока Береговский горст (участки Квасово и Лопош). Создается впечатление, что с разломами, ограничивающими горстовые поднятия, в основном и связаны промышленные рудные месторождения. В этом направлении еще почти не проводились целенаправленные исследования.

Вместе с тем развиваются представления о связи полиметаллической минерализации с развитием структуры складок поперечного изгиба (В. П. Теплов, 1966). Такое мнение базируется на данных предварительной разведки Беганьского месторождения, в основном на материалах бурения. На соседнем Береговском месторождении, имеющем очень много общих черт с Беганьским, пройдено большое количество горных выработок, где структурное положение рудных тел доступно непосредственному изучению. Рудные тела представлены жилами, приуроченными к северо-западным трещинам скалывания и оперяющим крупные конседиментационные разломы северо-восточного простирания. Жилы прямолинейные и достаточно выдержанные по простиранию. Вдоль жил наблюдаются тела, как правило, убогих вкрапленных сульфидных руд. В пострудное время восточная часть месторождения была вовлечена в поднятие, которое можно классифицировать как складку поперечного изгиба. В результате возникли широкие зоны сближенных, часто расположенных кулисообразно трещин отрыва. На участках более ранних разломов, в том числе и минерализованных, образовались клиновидные трещины, которые были заполнены брекчией обрушения*. На отметке 210 м и выше мощность таких брекчий нередко превышает 20 м. До горизонта 90 м брекчии выклиниваются. Следует отметить, что в составе брекчии находятся обломки лежащих выше и боковых пород. В верхних частях они цементируются глинисто-туфовой массой, а на горизонте 170 м нередко представляют собой навал глыб туфа. Иногда здесь встречаются крупные, ничем не заполненные полости до 2—3 м в поперечнике и более 10 м по вертикали. В брекчии встречаются рудные обломки и калишпатизированные туфы с вкрапленным оруденением. Обломки алунитизированных пород отсутствуют в брекчии даже в верхнем горизонте алунитизированного и каолинизированного туфа, тогда как в глинистой массе брекчии здесь можно встретить «законсервированные» об-

* Ранее эти брекчии по аналогии с Вышковскими ошибочно классифицировались как взрывчатые (И. И. Дранко, Э. А. Лазаренко, 1964).

ломки калишпатизированных туфов с сульфидами. Таким образом, алунитизация является более поздней по отношению к полиметаллическому оруденению, что подтверждает сделанные ранее выводы (Е. К. Лазаренко и др., 1963; Э. А. Лазаренко и др., 1965). Алунитизация произошла после образования многочисленных трещин отрыва и, следовательно, вслед за поднятием в результате вертикально направленных движений.

На Беганьском месторождении также наблюдается наложение алунитизации на сульфидные свинцово-цинковые руды. Брекчии обрушения здесь пока не обнаружены, но вместе с тем устанавливается закономерность, общая с Береговским месторождением. Верхняя часть рудных тел, сложенная в основном баритом, раздроблена и рассекается массой мелких трещин отрыва. Эти трещины выполнены, как правило, алунитом, который нередко составляет не меньше 50% массы породы.

Таким образом, в обоих примерах отмечается формирование складок поперечного изгиба с образованием типичных трещин отрыва, захватывающих полиметаллические и барито-полиметаллические руды. Причины образования складок поперечного изгиба найти не трудно. В районе широко развиты экструзии липаритов, в данном случае складки поперечного изгиба могут быть связаны с выжиманием блоков поднимающейся магмой.

Как на Береговском, так и на Беганьском месторождении полиметаллов находятся месторождения алунитов, которые образовались, по всей вероятности, под воздействием летучих, отделившихся от липаритовой магмы, застывшей на некоторой глубине.

Следует отметить, что западнее Беганьского месторождения за пределами складки поперечного изгиба в равнинной части вскрываются алунитизированные куполы липаритов без полиметаллической минерализации и за пределами района куполов — полиметаллические жилы без алунитизации.

Здесь опять можно повторить то, что было отмечено для полиметаллических месторождений. Выявление закономерности пространственного размещения рудных полей усложняется тем, что большая часть продуктивной толщи перекрыта более молодыми по отношению к минерализации осадками плиоценового и четвертичного времени. На поверхности же обнажаются лишь незначительные фрагменты этих толщ в виде горстовых поднятий, сформировавшихся после процессов алунитизации и каолинизации.

В отличие от Бержень-Береговской металлогенической подзоны, где широко проявляются позднемиоценовые липа-

ритовые экстррузии, Бая-Марская металлогеническая подзона характеризуется завершением миоценового вулканизма, внедрением гипабиссальных интрузий среднего состава. Здесь, как не раз подчеркивалось, нет полей вторичных кварцитов, несущих месторождения алунитов и каолинов.

Вышковский район отличается от Береговского не только по принадлежности к иной металлогенической подзоне, но и незначительной мощностью верхнеплиоценовых пород, поэтому продуктивные миоценовые толщи здесь более доступны для изучения. Как уже отмечалось, возраст свинцово-цинковой минерализации в Вышковском районе не может быть более ранним, чем паннон, то есть эта минерализация моложе, чем минерализация в Берегово-Беганьском районе.

Характерной чертой Вышковского района является наличие большого количества гипабиссальных интрузий. Есть основания предполагать, что более крупные интрузивные массивы залегают на некоторой глубине. В частности при бурении скважины на глубинах первых сотен метров, как правило, входят в интрузии.

Особенностью Вышковского района является наличие гидротермальных ртутных месторождений. Известны здесь также свинцово-цинковые рудопроявления, промышленная ценность которых еще недостаточно выявлена. Свинцово-цинковая минерализация на эксплуатировавшемся до второй мировой войны месторождении Баня приурочена к эксплозивным вулканическим брекчиям. В других местах полиметаллическая и ртутная минерализация концентрируется в разломах, пересекающих краевые части гипабиссальных интрузий, в туфах и песчаниках вдоль тех же разломов, пересекающих интрузии. Подавляющее большинство рудоносных разломов имеет субмеридиональное простирание.

В Вышковском районе территориально сближены свинцово-цинковые и ртутные рудопроявления, а в ряде мест ртутная минерализация накладывается на свинцово-цинковую (участки Грендеш, Ракош, Моронгош и др.). На наш взгляд нельзя безоговорочно параллелизовать рудные проявления Вышковского района с Бая-Марскими. Вышковский район занимает внешнее положение в Бая-Марской вулканической области, тогда как основная масса золоторудных и полиметаллических месторождений приурочена к внутренней зоне этой вулканической области. Юго-восточное продолжение внешней зоны из Вышковского района должно простираться несколько севернее Бая-Марской рудной зоны, где изверженные породы и рудопроявления внешней зоны, связанные с миоценовым этапом магматизма, могли оказаться перекрытыми молодыми лавами гутинской свиты. В Вышковском районе интенсивно проявилась лишь заключительная фаза миоценового магма-

тизма в форме гипабиссальных интрузий, тогда как вулканизм более ранних фаз, широко развитых в Бая-Марском районе, не отмечается. Свинцово-цинковая минерализация в Вышковском районе не может быть древнее паннона, тогда как основные золоторудные и полиметаллические месторождения Бая-Марского района имеют сарматский возраст и парагенетически связаны с амфиболовыми андезитами (И. Григоре, 1964).

Если принять нижнеплиоценовый возраст ртутных проявлений и генетически их связывать с первым этапом неогенового магматизма Закарпатья, то создается впечатление о наличии горизонтальной зональности в размещении рудных месторождений. В качестве сугубо предварительного мнения (это относится и к металлогеническому районированию на прилагаемых схемах), требующего обоснования, можно высказать следующее. В зоне внутреннего обрамления Закарпатского внутреннего прогиба в Берегово-Беганьском районе имеются полиметаллические месторождения. В зоне внешнего обрамления прогиба известны ртутные месторождения и рудопроявления. В Вышковском рудном поле развиты и те и другие. Если считать, что миоценовый магматизм и рудообразование связаны с формированием внутреннего прогиба, то следует более детально рассмотреть положение Вышковского района в плане тектонического развития в миоцене. Мы считаем, что нисходящие движения в области внутреннего прогиба отразились на прилегающих к прогибу воздымающихся или стабильных площадях в форме глубоких расколов, способствовавших подъему магмы и гидротерм к дневной поверхности.

Значительная часть извержений произошла в сармате. К этому же времени относится рудообразование, а в Вышковском районе рудообразование захватывает и паннон.

Нисходящие движения и накопление моласс в западной части Солотвинской впадины закончилось в верхнем тортоне. Следовательно, с верхнего тортона западная часть Солотвинской впадины оставалась стабильной или испытывала движения восходящего характера. В сармате прогибания и осадконакопление продолжались в Чоп-Мукачевской впадине, а далее на юго-восток сарматская впадина простиралась в виде узкого прогиба, в котором Вышковский район занимал внешнее положение, а Бая-Марский — внутреннее.

Исходя из этого, можно говорить о внешнем положении ртутных месторождений Вышковского района по отношению к золоторудным и полиметаллическим месторождениям Бая-Марского района аналогично полиметаллическим месторождениям Берегово-Беганьского района по отношению к ртутным месторождениям Дубриничей и Оленева.

Этому представлению не противоречит наличие свинцово-цинковой минерализации в Вышковском районе. Во внешнем обрамлении Закарпатского внутреннего прогиба в Драговском районе на участке Кричевском наряду с ртутным рудопроявлением имеется и свинцово-цинковое. Кроме того, в той же зоне в Словакии, в Кремничко-Штиавницком районе, имеются золото-полиметаллические месторождения, а на юго-востоке — Бая-Борша, Родна, Циблеш.

Исходя из изложенной трактовки может быть объяснено отсутствие ртутных месторождений в рудной зоне в районе Бая-Маре. Они могут находиться севернее, на юго-восточном простирании Вышковского района.

Металлогеническая зона внешнего обрамления внутренних прогибов на территории Закарпатья представлена значительной частью Прешов-Драговской металлогенической подзоны. В отличие от описанных металлогенических подзон, здесь плиоценовые осадки и в особенности вулканические породы перекрывают лишь внутреннюю полосу подзоны. Остальная ее часть приурочена к флишевой области, где в неогене не происходило нисходящих движений и осадконакопления. В плиоцене здесь продолжались движения восходящего характера, что способствовало «вскрытию» ртутных рудопроявлений процессами денудации. Возможно, часть из них даже уничтожена эрозией. Об этом свидетельствуют некоторые рудопроявления ртути в Оленевском районе, в которых с глубокой оруденение очень быстро выклинивается.

Если принять возраст ртутной гидротермальной минерализации верхнеплиоценовым и связывать ее генетически со вторым этапом верхнетретичного магматизма, то и структурную приуроченность ртутных месторождений следует рассматривать с точки зрения геологического развития региона в верхнеплиоценовое время. На территории Закарпатья ртутные месторождения располагаются во внешней зоне по отношению к структурному шву обрамления Большой венгерской впадины. К этому структурному шву приурочены мощные вулканические извержения Выгорлат-Гутинской гряды. При такой трактовке следовало бы считать закономерным размещение ртутных месторождений в зоне, ограничивающей Большую венгерскую впадину и Выгорлат-Гутинскую гряду с севера и северо-востока, но за пределами Закарпатья такая закономерность уже не сохраняется. В данном случае мы сталкиваемся с ярким примером того, что для металлогенических построений необходимы конкретные отправные данные и в первую очередь установление возраста оруденения и связи оруденения с определенным этапом магматизма.

Подавляющее большинство ртутных рудопроявлений концентрируется в изверженных породах: гипабиссальных интрузи-

зиях, дайках, вулканических неках, древних диабазах. Реже встречаются оруденения в осадочных породах — песчаниках. Достаточно отчетливо выражается литологический контроль над оруденением. Наиболее часто оруденение концентрируется в хрупких породах и особенно в изверженных, которые вступают во взаимодействие с восходящими рудными растворами. Основная масса ртутного оруденения представлена импрегнациями или мелкой сетью прожилково-вкрапленных руд.

Во внешней металлогенической зоне выделяются пять рудных полей. Из них только в трех устанавливается оруденение, имеющее промышленное значение (Перечин, Оленово, Вышково).

Оруденение контролируется тектоническими разломами. Устанавливается некоторая закономерность в приуроченности оруденения к определенным литологическим разностям. Так, среди флишевых отложений встречаются мышьяковые, сурьмяные и мышьяково-ртутные рудопроявления. Концентрированная ртутная минерализация, как правило, наблюдается в изверженных породах или туфах. Казалось бы, здесь играет определенную роль плохая проницаемость флишевых пород и возможность свободной циркуляции в трещиноватых изверженных породах или пористых туфах. Однако эта закономерность не отмечается для реальгар-аурипигментной минерализации. Реальгар и аурипигмент образуют прожилки, корки, гнезда в самых разных по возрасту и составу породах, но чаще всего в наиболее хрупких — песчаниках. Следовательно, для ртутной минерализации имеет значение не столько проницаемость пород, сколько их состав. Так, например, в Драговском районе в руч. Монастырском метациннабарит образует корки на стенках трещин в песчаниках, а центральная часть полостей трещин выполнена реальгаром. Здесь условия кристаллизации метациннабарита и реальгара одинаковые. Южнее в южной Утесовой зоне, в руч. Кременце (севернее с. Чумалево), установлены субмеридиональные трещины, пересекающие пуховский мергель и залегающий в нем пласт туфа калиевого диабаз. В пределах пуховского мергеля трещины слабо минерализованы, но в пластах туфа обогащены киноварью. По сторонам трещин в туфах развиваются прожилково-вкрапленные руды. Если мощность минерализованных зон в пуховском мергеле 1—2 см, в лучшем случае 4—6 см, то в туфах та же зона минерализации расширяется до 1,5—2 м. Таким образом, четко вырисовывается избирательное отложение ртутных руд.

В 1 км восточнее этого рудопоявления в алевролитах, песчаниках и конгломератах няговской свиты (тортон) встречено рудопоявление реальгара. Здесь хорошо видно, что для отложения реальгара нужны были открытые полости,

причем в любых породах. Гидротермальных изменений почти не отмечается.

В целом в Перечин-Драговской полосе ртутная минерализация в песчаниках известна в ручье Монастырском, севернее с. Драгово и в окрестностях с. Турицы. Остальные мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления ртути приурочены к изверженным породам.

В основном эти же закономерности сохраняются для Вышковского района.

Размещение рудных полей, на наш взгляд, контролируется ослабленными зонами, поперечными карпатскому простираению, которые возникли в результате движений, происходивших по глубинным разломам, — Ужокскому, Латорицкому и Боржавскому. Как для интрузивной, так и для гидротермальной деятельности наиболее благоприятны для проникновения минералообразующих растворов ослабленные зоны, и пути их могли быть общими. Возможно, поэтому большое количество ртутных рудопроявлений находится вблизи зон глубинных поперечных разломов, где они приурочены к мелким дайкам и неккам, залегающим во флише. В пределах рудных полей месторождения и рудопроявления повсеместно контролируются тектоническими разломами, большей частью сбросами. Оруденение либо концентрируется в зоне брекчии, либо образует импрегнации и прожилково-вкрапленные руды в стороны от зоны разлома.

Благоприятным сочетанием, по-видимому, является перекрытие тел хрупких пород, пересеченных разломом, экранирующими глинистыми горизонтами. Правда, обязательное наличие экрана для концентрированного ртутного оруденения на закарпатских месторождениях не доказано, но экранирующие горизонты могли играть положительную роль в рудоотложении.

Металлогения плиоцена

В плиоцене мощные вулканические проявления происходили в левантине в пределах Выгорлат-Гутинской гряды. Как уже отмечалось, верхнеплиоценовый магматизм связан с формированием Большой венгерской впадины и обрамляющих ее периферических впадин. Магматизм проявился по периферии впадин на границе со стабильными или воздымающимися тектоническими зонами. В Закарпатье вулканическая деятельность была наиболее интенсивной на границе Чоп-Мукачевской впадины с флишевой зоной и Солотвинской впадиной. Значительно меньше вулканических извержений происходило внутри Чоп-Мукачевской впадины.

В пределах Закарпатья находится средняя (большая) часть Выгорлат-Гутинской металлогенической подзоны, входящей в состав Выгорлат-Харгитской металлогенической зоны. Продукты постмагматической деятельности здесь представлены поствулканическими аутометасоматическими и поствулканическими газовой-гидротермальными образованиями. Этот тип поствулканических образований имеет околожерловый характер, и их пространственное распределение контролируется расположением центров извержений. В данном случае все они приурочены к Выгорлат-Гутинской вулканической гряде.

В процессе поствулканических аутометасоматических изменений в агломератовых толщах образовались горизонты, обогащенные железом за счет избирательного отложения предельно железистых нонтронитов и гидроокислов железа. Железистые горизонты маломощны (до 40 см), но содержание железа в них высокое. Практического интереса они не представляют из-за малых масштабов.

В нижней части метасоматической колонки находятся почти мономинеральные залежи монтмориллонита. Формирование крупных монтмориллонитовых залежей связано, вероятно, с такими вулканическими извержениями, когда на поверхность выбрасываются агломератовые лавины, сильно обогащенные летучими компонентами.

Мелкие монтмориллонитовые рудопроявления встречаются почти повсеместно в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, более крупные — в Иршавском и Мукачевском районах.

Испытания показали отличные адсорбционные и другие качества этих монтмориллонитов.

Газовой-гидротермальные образования также широко развиты в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде. Здесь известны ртутные, теллуры-висмутовые, дюрмюртеритовые, алунитовые и каолиновые рудопроявления, причем пока практическую ценность представляет лишь Дубриничское каолиновое месторождение.

Теллуры-висмутовые, ртутные и другие рудопроявления генетически связаны с комплексом вторичных кварцитов, время образования которых синхронно активному вулканизму. В связи с этим и пространственное распределение полей вторичных кварцитов ограничивается районами вулканических центров. Так, рудопроявления урочища Подулки приурочены к древней кальдере. Рудопоявление Дехманов расположено в центральной части вулкана.

Устанавливается закономерная связь минерализации с определенной минеральной фацией вторичных кварцитов. Ореолы рассеяния киновари, как правило, приурочены к выходам монокварцитам и кварцево-каолиновой минеральной фации.

Небольшие количества киновари устанавливаются в прото-
лочных пробах этих пород. Кроме того, были обнаружены
мелкие примазки киновари в кварцево-каолиновых породах и
редкие метасоматические линзы монокварцитов с высокой
концентрацией метациннабарита. Крупных концентрирован-
ных скоплений ртутных минералов не установлено. В целом
этот тип минерализации не может представлять промышлен-
ного интереса, но его необходимо отличать от гидротермаль-
ной ртутной минерализации, имеющей промышленное зна-
чение.

Теллуру-висмутовая минерализация концентрируется в ос-
новном в кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых ми-
неральных фациях вторичных кварцитов, то есть образова-
лась в связи с ранними процессами метасоматоза.

Рудопроявления теллура и висмута располагаются в райо-
не вулканических центров, где наиболее интенсивно прояви-
лись поствулканические процессы. Наиболее концентрирован-
ная минерализация отмечается в апикальных частях «слепых»
кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых тел. Короче
говоря, во фронтальной зоне кварцево-турмалинового или
кварцево-топазового метасоматического замещения вулкани-
ческой толщи местами образуются кремнисто-турмалиновые
или кремнисто-топазовые метасоматические породы, в кото-
рых содержится верлит в парагенезисе с самородным висму-
том, пиритом или арсенопиритом (рис. 8).

Наблюдается отчетливая зависимость интенсивности мета-
соматического процесса от степени трещиноватости излив-
шихся пород. В туфах изменения, как правило, развиты зна-
чительно шире, чем в излившихся породах. Этому способ-
ствует пористость туфов. На периферии полей сплошного
площадного развития метасоматических пород наблюдаются
околотрещинные метасоматические оторочки. В целом появ-
ление теллуру-висмутовых рудопроявлений связано с распо-
ложением вулканических центров, и приурочены они к на-
иболее трещиноватым породам. Положение теллуру-висму-
товой минерализации внутри фаций метасоматических пород
определяется вертикальной метасоматической зональностью,
положением верхней зоны кварцево-турмалинового и квар-
цево-топазового замещения. Наиболее крупные рудопроявле-
ния были встречены на периферии больших полей этих ми-
неральных фаций в апикальной части штокообразных или
жильных тел кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых
пород.

Вертикальный размах минерализации над такими телами
обычно невелик и исчисляется первыми метрами, поэтому
рудопроявления этого типа очень трудно искать. Достаточно
эрозии разрушить эти несколько метров апикальной части

штока, как рудопроявление оказывается уничтоженным. Если же рудопроявление оказывается «слепым», его трудно найти. Этот тип теллуру-висмутового оруденения является совершенно новым, еще не описанным для других регионов, поэтому судить о его практической ценности нелегко. Рудопроявления в пределах гряды, как правило, мелкие и не представляют практического интереса.

Газово-гидротермальные поствулканические рудопроявления алуни́та, высокоглиноземного и огнеупорного сырья также невелики и качественно не выдержаны.

Некоторые общие закономерности пространственного размещения верхнетретичных эндогенных месторождений и рудопоявлений

1. Промышленные месторождения Закарпатья относятся к верхнему миоцену — позднему этапу развития альпийской геосинклина́ли, времени формирования внутренних прогибов. Пространственно с внутренними прогибами связано размещение рудных полей, составляющих две зоны, которые окаймляют внутренние прогибы с внешней и внутренней сторон. К внутренней зоне относится Берегово-Беганьский рудный район с полиметаллическими и баритовыми месторождениями. К внешней зоне принадлежат ртутные месторождения районов Дуброничи, Оленево, Драгово, Вышково.

2. Рудные месторождения парагенетически связаны с вулканическими и гипабиссальными образованиями миоценовой андезитовой формации (опять-таки с оговоркой относительно ртутных месторождений, возраст которых точно не установлен). Рудные поля расположены в районах интенсивной магматической деятельности, выразившейся в форме вулканических проявлений и гипабиссальных интрузий. Можно говорить о тесной парагенетической связи этих магматических образований и рудных месторождений.

В целом магматические образования и рудные месторождения приурочены к зонам, окаймляющим внутренние прогибы. Магматические проявления связаны с развитием структур, возникавших при формировании внутреннего прогиба. Интенсивные опускания в пределах прогиба привели к появлению глубоких расколов в жестких массах Паннонского массива и центральных массивов, которые являются фундаментом прогиба. В результате возникла блоково-глыбовая структура фундамента и образовались расколы в окружающих прогибы стабильных зонах. Эти расколы способствовали

проникновению магматических масс к дневной поверхности. Наблюдается тенденция к направленности магматизма и постмагматических проявлений в стороны от зоны прогибания внутренних прогибов. Если в целом выделяются внешняя и внутренняя зоны магматических проявлений вдоль внутрен-

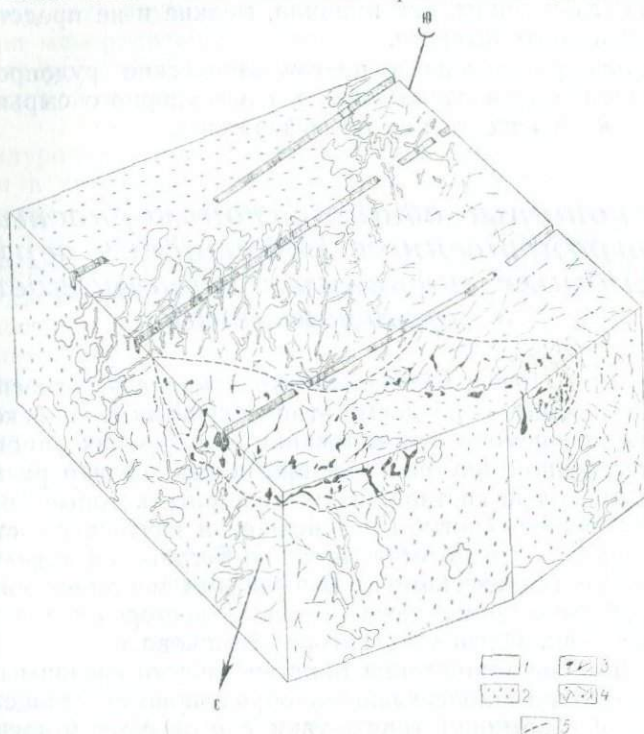


Рис. 8. Блок-диаграмма теллуро-висмутового рудопоявления участка Грабовского:

1 — аргиллизированный дацит, 2 — кварцево-турмалиновые породы, 3 — кремнисто-турмалиновые метасоматические линзы и жилы с арсенопиритом или верлитом, 4 — трещины, выполненные окислами и гидроокислами железа, 5 — контур распространения арсенопирита и верлита в кремнисто-турмалиновых образованиях.

них прогибов с теми или иными промежутками между отдельными магматическими районами, то выявление факторов, обусловивших появление отдельных магматических районов и рудных полей в их пределах вызывает значительные затруднения. Для внутренней зоны Паннонского массива это усугубляется тем, что большая часть магматических продуктов первого (миоценового) этапа магматизма перекрыта мощным чехлом плиоценовых осадков.

Согласно данным А. Циссарца (1958), в Югославии вулканизм интенсивно проявился вдоль Вардарской зоны и погра-

ничной линии, проходящей между Родопами и Динаридами в пределах полосы шириной около 50 км. С этим вулканизмом в Югославии связаны разнообразные рудные месторождения, и в первую очередь свинцово-цинковые, которые имеют очень много сходных черт с внутрикарпатскими миоценовыми месторождениями. В частности, указывается на породы, обогащенные калием, как рудосопровождающие на свинцово-цинковых месторождениях. Автор отмечает, что вулканизм распространился в стороны от Вардарской зоны, охватывая краевые части Динарид и Родоп. В целом расположение рудных месторождений ограничивается полосой развития вулканизма, «но в пределах этой зоны не установлено закономерного расположения месторождений вдоль определенных тектонических линий» (А. Циссар, 1958).

Как видим, выявление структур, контролирующих размещение районов вулканизма и связанных с ними рудных полей в пределах металлогенической зоны затруднительно для верхнетретичных рудных месторождений не только Карпат, но также Динарид и Родоп.

Основная масса закарпатских рудных месторождений и рудопроявлений приурочена к изверженным породам. В Берегово-Беганьском районе полиметаллические и баритовые руды концентрируются в нижнесарматских липаритовых туфах. На Береговском месторождении известны жилы сульфидных полиметаллических руд, пересекающие нижнюю осадочную толщу и породы фундамента.

Беганьское барито-полиметаллическое и Береговское месторождения приурочены к брахиантиклинальным поднятиям субмеридионального простираения внутри горстов. По всей вероятности, оруденение контролируется разломами, ограничивающими горстовые блоки.

Рудные тела как жильных, так и вкрапленных руд контролируются сбросовыми нарушениями в основном северо-западного простираения.

Алунитовые и каолиновые месторождения Берегово-Беганьского района образовались за счет липаритовых туфов в результате протекавших в них метасоматических процессов поствулканического газово-гидротермального характера. Эти процессы генетически связаны с магматизмом, давшим экструзии позднемиоценовых липаритовых куполов, относящихся к миоценовой липаритовой формации.

Ртутные руды в большинстве случаев концентрируются в гипабиссальных интрузиях, реже в песчаниках и туфах. В ряде мест наблюдается зависимость концентрированного рудоотложения от характера вмещающих пород. Это отчетливо наблюдается в рудопроявлении юго-восточнее с. Драгово и на целом ряде вышковских рудопроявлений. В некоторых

случаях избирательное концентрированное рудоотложение отмечается в определенных прослоях песчаников.

Структурно-металлогенические факторы, влияющие на концентрированное рудоотложение ртутных руд в Закарпатье, еще недостаточно изучены.

3. Формирование всех верхнетретичных рудных месторождений Закарпатья происходило в близповерхностных условиях. Реконструкция разреза на момент рудообразования показывает, что минимальная глубина залегания рудных тел до начала процесса денудации не превышала первых сотен метров, а для ртутных месторождений, по-видимому, сокращалась до десятков метров.

Вертикальный размах оруденения неодинаков для полиметаллических и ртутных месторождений. По данным бурения скважины 8 на Береговском месторождении, свинцово-цинковая минерализация прослеживается на глубину свыше 800 м от современной поверхности. Разведка ртутных месторождений показывает, что вертикальный размах промышленного оруденения не превышает 100 м.

Вторичные кварциты, с которыми связаны алунитовые и каолиновые месторождения Берегово-Беганьского района, формировались в близповерхностных условиях. Сернокислый метасоматоз не распространялся, как правило, глубже 200 м от дневной поверхности.

4. Глубина эрозионного среза в различных зонах расценивается по-разному. В Берегово-Беганьском и Вышковском районах глубина эрозионного среза невелика. Береговское полиметаллическое месторождение относится к числу неэродированных. Здесь на поверхность выходят лишь минерализованные зоны в районе «старых золотых штолен». Рудные же тела основной части месторождения являются «слепыми». На Беганьском месторождении на поверхность выходят, и то не повсеместно, лишь верхние части жил, сложенные баритом, которые с глубиной переходят в полиметаллические.

В Вышковском районе обнажены лишь самые верхние части ртутных месторождений. Очевидно, во внешней зоне по отношению к Закарпатскому внутреннему прогибу в пределах флишевой области эрозионный срез с момента рудообразования имел несколько большее значение. Ртутные месторождения этой зоны выходят на поверхность, и в ряде случаев, как, например, в Оленевском районе, сохранились лишь «корневые» части рудных тел.

Алунитовые и каолиновые месторождения Берегово-Беганьского района не претерпели глубокой эрозии. Об этом свидетельствуют отчасти сохранившиеся верхние части разреза вторичных кварцитов, слагающихся монокварцитами. Кроме того, достаточно хорошо сохранились липаритовые купола

и даже отходящие от них потоки лавы, также захваченные алунитизацией, то есть поверхностные вулканические сооружения, вслед за которыми сформировались вторичные кварциты.

Краткая характеристика основных месторождений и рудопроявлений

В этой главе приводится краткая характеристика рудных месторождений, в основном с точки зрения их структурного положения, морфологии рудных тел, условий размещения оруденения. Такие вопросы, как минеральный состав, последовательность выделения минералов, стадийность минералообразования, а также окolorудные изменения, рассматриваются лишь в самых общих чертах, в объеме, необходимом для общего представления о месторождении. Достаточно полно они рассмотрены в «Минералогии Закарпатья» (Е. К. Лазаренко и др., 1963). Описание месторождений и геологические схемы и разрезы приводятся по материалам Закарпатской геологической экспедиции треста «Киевгеология».

Раховское рудное поле

На Раховском рудном поле, расположенном в крайней восточной части Закарпатской области, издавна известны рудопроявления железа, свинца, цинка, марганца. В районе Кобылецкой Поляны для нужд местного металлургического завода разрабатывалась «железная шляпа» над свинцово-цинковым месторождением. После отработки «железной шляпы» здесь добывались полуокисленные и неокисленные свинцово-цинковые руды. До второй мировой войны разведывалось свинцово-цинковое месторождение Камень Клевка, западнее г. Рахова. Издавна известны горные выработки, из которых добывались железные руды.

Поисковыми работами в районе выявлены многочисленные новые рудопроявления. Наиболее крупным из свинцово-цинковых рудопроявлений было признано рудопроявление Камень Клевка. Позже, в процессе поисковых работ на железо, было обнаружено медное рудопроявление Полонское. Мелкие рудопроявления меди были также обнаружены в верхнепалеозойских филлитах и песчаниках.

Многочисленные и многообразные рудопроявления Раховского района в той или иной мере метаморфизованы. Зачас-

тую секущее первоначальное положение жил затушевано процессами рассланцевания. Несмотря на то, что значительная часть руд «расташена» процессами метаморфизма, в таких рудопроявлениях, как Камень Клевка и Кобылецкая Поляна, оруденение достигает высокой концентрации. Поскольку руды здесь разорваны региональным надвигом, то возможно, что в неосложненном надвигом участке находятся крупные залежи высококонцентрированных руд. Только благодаря этому соображению Раховский район не считается окончательно бесперспективным.

Рудопроявление Полонское находится в среднем течении руч. Полонского (правый приток р. Тисы около с. Деловое). Рудопроявление представлено разорванной рассланцовой кварцевой жилой, дугообразно изогнутой в сторону направления сланцеватости слюдяных сланцев протяженностью в несколько десятков метров и мощностью 2—3 м.

Кварцевая жила содержит в виде полос, гнезд и отдельных вкрапленников сульфидную минерализацию. Преобладает пирит, подчиненное значение имеет халькопирит, отмечаются незначительные количества сфалерита и галенита. В общем содержание меди в жиле небольшое. Из-за малых размеров рудопроявление не представляет практического интереса.

Рудопроявление Кобылецкая Поляна расположено в 0,5 км восточнее одноименного села. Приурочено оно к чешуе кристаллических сланцев, надвинутых на черный флиш раховской свиты (нижний мел). Верхняя часть рудопроявления была представлена зоной окисления сульфидных руд, сложенной лимонитом, которая полностью отработана. До второй мировой войны велись разработки неокисленных и полуокисленных руд. Ревизия рудопроявления показала, что неокисленные руды залегают в виде обрывков рудных тел в плоскости надвига. Руды отличаются богатым содержанием свинца и цинка. Характерной их чертой является сереброносность. Рудные тела, по-видимому, представляли собой сульфидно-баритовые залежи достаточно большой мощности, судя по отдельным глыбам богатых руд в плоскости надвига, которые достигают иногда более метра в поперечнике.

Руды претерпели весьма интенсивный динамометаморфизм, что отчетливо выражено в сланцеватых текстурах, перекристаллизации с образованием типичных свинчаков и графических структур. Руды мелкозернистые, за редким исключением, когда в них преобладают пирит и марказит. Состав руд весьма разнообразный: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, аргентит, прустит, пираргирит, марказит, магнетит и гематит. Жильные минералы представлены баритом, кварцем, кальцитом и сидеритом.

Изучение взаимоотношений минералов позволяет установить последовательность выделения минералов в три стадии.

В первую выделился пирит и арсенопирит. Последующая стадия характеризуется примерно одновременным выделением сфалерита, галенита и халькопирита. К этой же стадии относятся прустит и пираргирит, образующие пойкилитовые вроски в зернах галенита. В третью стадию образовались секущие жилки кальцита с вкрапленниками аргентита.

Перспективность рудопроявления неясна, так как остается не вскрытой неосложненная надвигом его часть.

Месторождение Раховское расположено в 6 км западнее Рахова. Руды представлены барито-кварцевыми и кварцевыми жилами с сульфидами среди биотитовых ортогнейсов и хлорито-серицитовых сланцев. Встречаются брекчии, сцементированные кварцем с гнездами сульфидов. Руды претерпели динамометаморфизм, выразившийся в рассланцевании, но в меньшей мере, чем на рудопроявлении Кобылецкой Поляны. Здесь встречаются прожилки с четко выраженным секущим направлением по отношению к вмещающим породам. Руды более крупнозернистые. Свинчаки не характерны. Отличительной чертой является также низкое содержание серебра. Иногда встречаются кварцевые жилы с мелкими линзообразными выделениями галенита и сфалерита, кулисообразно заходящие друг за друга, что придает им облик бурундучных руд, но вмещающей массой здесь является кварц. Минеральный состав: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, жильные минералы представлены кварцем, баритом, кальцитом и сидеритом.

Выделяются три стадии минерализации. Первая — пиритовая, вторая — халькопирит-галенит-сфалеритовая, третья характеризуется отложением позднего пирита, арсенопирита, лелленгита (?).

На месторождении выделяются жилы и рудные тела прожилково-вкрапленных руд мощностью свыше метра с высоким содержанием полезных компонентов, но из-за малых масштабов оруденение не представляет промышленного интереса.

Рудопроявление Сауляк расположено в верховье руч. Сауляк, в 1 км западнее с. Деловое. Характерной чертой этого рудопроявления является то, что оно представлено мелкими (до 10 см мощностью), четкообразно расположенными, согласно с вмещающими слюдяными сланцами, линзами кварцево-сидеритового состава с гнездами сульфидов, которые сходны с сегрегационными линзами молочно-белого кварца, широко распространенного среди метаморфической толщи. Текстура руд сланцеватая, гнездовая и вкрапленная. Минеральный состав руд следующий: черный сфале-

рит (преобладает), пирит, галенит, халькопирит, пирротин. Жильные — кварц, сидерит.

Подобные рудопроявления, но с меньшим количеством сульфидов или единичными вкрапленниками сульфидов в линзовидных выделениях кварца или кварцево-карбонатной массы, очень часто встречаются среди метаморфических пород. Образование их связано с региональным метаморфизмом, а наличие в них сульфидов — с переотложением рудного материала растворами в процессе метаморфизма.

Позднегерцинские медные рудопроявления

Эти рудопроявления известны в Раховском районе в окрестностях с. Красный Плес, в районе ручья Квасного и в других местах, но наиболее представительным из всех этих рудопроявлений является рудопроявление Малахитовое в северной Утесовой зоне, в долине р. Большой Угольки. Здесь достаточно хорошо сохранились первичные минералы.

Рудопроявление Малахитовое расположено на левом берегу р. Большой Угольки в 300—350 м ниже утеса Альдомирово. Здесь вскрыта тридцатиметровая зона разлома северо-западного простирания, сложенная обломками и глыбами кварцевого песчаника и филлитов пермо-триаса (?). Медная минерализация представлена окисленными или полуокисленными сульфидами меди, образующими прожилки и вкрапленники в песчаниках, а также входящими в состав небольших кварцево-кальцитовых жил и гнезд.

Минеральный состав: борнит, халькозин, халькопирит, жильные — кварц, кальцит, вторичные — ковеллин, куприт, гематит, гетит и малахит. Борнит образует зерна различных размеров от микроскопических до 0,5—0,6 см, очень часто обладает графической структурой распада твердых растворов. Продуктом распада твердых растворов является халькопирит, который встречается в виде тонких микроскопических пластинок и линзочек, ориентированных по определенным направлениям, соответствующим, по всей вероятности, неясной спайности борнита. Наблюдаются также субграфические структуры одновременного выделения борнита с халькопиритом и халькозином. Рудопроявления мелкие и не имеют практического значения.

Раннеальпийское свинцово-цинковое рудопроявление Обниж

Это рудопроявление характеризуется прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, концентрирующимися в основном в кристаллических породах белопотокской свиты. По ми-

неральному составу его можно было бы параллелизовать с полиметаллическими рудопроявлениями типа Камень Клевка. Однако, минерализация здесь не ограничивается кристаллическими сланцами. Она наблюдается в доломитизированных известняках триаса, а самое главное, что очень важно для определения возраста оруденения, она захватывает дайку диабазы, относящегося к офиолитовой формации и, следовательно, имеющей юрский или нижнемеловой возраст. В связи с этим минерализации условно придается нижнемеловой возраст. Условно потому, что верхняя возрастная граница оруденения не установлена. Однако наиболее вероятным, на наш взгляд, является связь этого типа оруденения с офиолитовой формацией, так как после пермо-триаса других проявлений магматизма и постмагматизма, кроме офиолитового, в данном районе не наблюдается.

Характерными текстурами руд являются прожилковая, прерывисто-прожилковая, вкрапленная и гнездовая. Структуры: аллотриоморфнозернистая, среднезернистая, идиоморфнозернистая и эмульсионная.

Минеральный состав руд следующий: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит и редкие зерна пирротина. Нерудные представлены кварцем и кальцитом. Вдоль кварцево-сульфидных прожилков в диабазах наблюдаются метасоматические изменения, выражающиеся в замещении диабазы мелкозернистым пирит-серицит-кварцевым агрегатом. Хорошо сохраняется реликтовая порфирировая структура диабазы. Рудопроявление до конца не изучено, и перспективность его с практической точки зрения не выяснена.

Береговский рудный район

Расположен Береговский рудный район в южной части Закарпатской области, на северной окраине Придунайской низменности. Площадь рудного района совпадает с Береговским холмогорьем, представляющим собой невысокие вулканические островные горы среди равнины.

Район находится на северной окраине Большой венгерской впадины, захватывая зону ее горстового обрамления. Современная структура района обусловлена тектоническими движениями, происходившими в плиоцене в период формирования Большой венгерской впадины и горстовой зоны. Тогда образовались глубокие расколы земной коры, по которым сформировались тектонические пороги с амплитудой во многие сотни метров (рис. 9). В приподнятых блоках на Береговском и Беганьском рудных полях бурением вскрыты породы донегенового фундамента (палеозойские филлиты, известняки и

триас-юрские известняки, диабазы, яшмы). Неоген представлен осадочно-вулканогенной толщей, в которой преобладают аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся с кислыми туфами и лавами. Вся эта толща смята в брахискладки субмеридионального простирания и разбита на отдельные блоки разломами различных направлений и амплитуд.

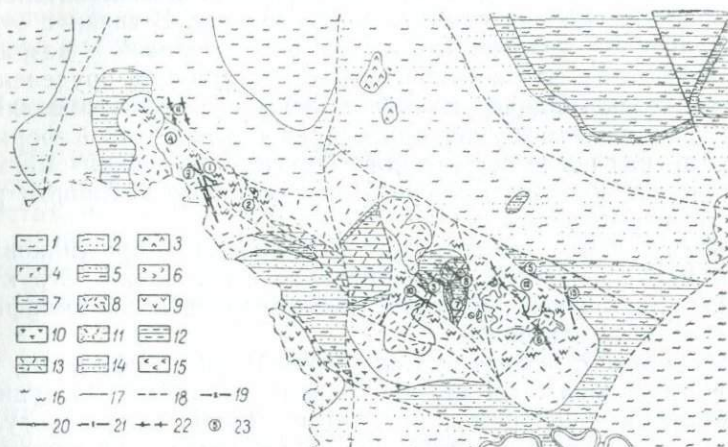


Рис. 9. Геологическая карта Береговского района:

1 — левантинский ярус. Ильницкая свита. Глины с прослоями песчаников, туфитов и лигнита (N_{il}); 2 — панионский ярус. Нерасчлененные изовская и кошелевская свиты. Глины с прослоями песчаников, туфов, мергелей и бурых углей ($N_{1-3} op$); 3 — андезиты панионские (aN_{op}); 4 — андезито-базальты панионские ($a\beta N_{op}$); 5 — среднесарматский подъярус. Алмашская свита. Глины, алевролиты, песчаники, туфиты, липаритовые туфы с прослоями и линзами бурых углей (N_{1s2}); 6 — андезиты ($a N_{1s2}$); 7 — нижнесарматский подъярус. Луковская свита. Глины с прослоями песчаников, туфов, туфитов (N_{1d2}); 8 — Липариты (λN_{1s1}); 9 — андезиты ($a N_{1s1}$); 10 — туфы андезитовые ($S\alpha N_{1s1}$); 11 — верхняя подсвита. Липаритовые туфы (λN_{dr}); 12 — нижняя подсвита. Аргиллиты с прослоями песчаников и туфитов (N_{1d2}); 13 — верхнесарматский подъярус. Липаритовые туфы ($S\lambda N_{1s1}$); 14 — аргиллиты с прослоями песчаников и туфитов (N_{1d2}); 15 — андезиты ($a N_{1s2}$); 16 — вторичные кварциты. Разрывные нарушения: 17 — установленные и частично прослеженные; 18 — установленные непрослеженные; 19 — предполагаемые; 20 — предполагаемые погребенные. Рудные жилы и рудные зоны: 21 — барито-полиметаллические установленные и прослеженные; 22 — полиметаллические скрытые, установленные и прослеженные; 23 — порядковые номера месторождений и рудопроявлений; Месторождения: I — Беганьское алунитовое, II — Дедовское алунитовое, III — Береговское алунитовое. Рудопроявления алунита: IV — Заставнинское, V — Лопошское, VI — Добросельское, VII — Мужневское, VIII — Кукляное. Полиметаллические месторождения: IX — Беганьское, X — Береговское. Рудопроявления: XI — Заставнинское сурьмяное, XII — Лопошское барито-полиметаллическое, XIII — Квасовское барито-полиметаллическое. (По Г. Г. Сасину).

В Береговском рудном районе разведаны и разведываются месторождения алунита, каолина, барито-полиметаллических и золото-полиметаллических руд.

В пределах Береговского рудного района выделяются два рудных поля — Береговское и Беганьское, отстоящие друг от друга на 12 км. Несмотря на территориальную, возрастную и структурную близость, каждое из рудных полей имеет свои

специфические особенности. Это выражается в количественном и качественном составе полезных компонентов, характере рудных тел, различии в специфике околорудных изменений и др.

Береговское рудное поле расположено восточнее г. Берегова, на западном склоне г. Большой Береговской. Приурочено оно к горстовому поднятию донеогенового фундамента. В строении района принимают участие два структурных этажа. Донеогеновый фундамент сложен триас-юрскими диабазами, известняками, яшмами и палеозойскими (?) филлитами и известняками. Туфогенно-осадочная толща неогена состоит из трех горизонтов липаритовых туфов мощностью от нескольких метров до первых сотен метров, которые разделяются двумя горизонтами песчано-глинистых пород с такой же переменной мощностью. Завершается разрез экструзиями липаритов и отходящими от них потоками.

На рудном поле установлено одно золото-полиметаллическое месторождение (Береговское) и несколько рудопроявлений полиметаллических руд.

Золото-полиметаллическое месторождение приурочено к южному замыканию субмеридионального брахиантиклинального поднятия. Породы разорваны многочисленными разломами. Отмечаются две основные системы трещин, разные по направлению и возрасту. Первая система имеет запад-северо-западное простирание. С этими трещинами связана золото-полиметаллическая минерализация. Вторая система направлена на север-северо-восток. Эти трещины пересекают полиметаллические жилы, и с ними связано образование каолиновых и алунитовых залежей.

Золото-полиметаллическая минерализация концентрируется в жилах, мощность которых редко превышает 1 м (рис. 10). Огромные тела вкрапленных руд содержат низкие содержания полезных компонентов. Золото присутствует в количествах, представляющих интерес лишь в «верхушках» жил.

Алунитовые и каолиновые руды образуют залежи среди вторичных кварцитов, покрывающих «плащом» все выходы туфов. Залежи, оконтуренные по промышленному содержанию полезных компонентов, имеют неправильные или линзовидные формы, вытянутые в горизонтальном направлении.

Золото-полиметаллические руды состоят в основном из сфалерита, галенита, пирита, небольшого количества халькопирита. В виде мельчайших выделений в сульфидах отмечается серебро и золото. Вместе с тем в кварц-адуляровых метасоматических штокверкоподобных жилах золото более крупное, иногда свободно растущие кристаллы его достигают 1 мм в поперечнике. Из жильных минералов постоянно

отмечаются кварц, халцедон, каолин, гидрослюда, реже карбонаты, монтмориллонит, барит.

Каолиновые и алунитовые месторождения, представляющие собой метасоматические залежи в липаритовых туфах, образовались в результате регионального инфильтрационного метасоматоза.

На формирование комплекса месторождений Береговского рудного района нет единой точки зрения. Основные споры

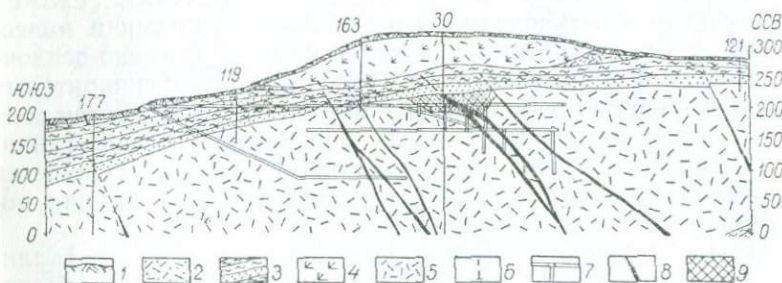


Рис. 10. Геологический разрез Береговского месторождения:

1 — делювиальные отложения: суглинки и глины с обломками вторичных кварцитов (N_1S_1); 2 — доробратовская свита, верхний горизонт: риолитовые туфы и вторичные кварциты (N_1S); 3 — доробратовская свита, нижний горизонт: переслаивание аргиллитов, алевролитов и туффов, (N_1S); 4 — алунитизация (N_1S_1); 5 — средний горизонт риолитовых туфов ($N_1t_2?$); 6 — буровая скважина; 7 — горные выработки; 8 — полиметаллические рудные жилы; 9 — вмещающие руды (По Г. Г. Сасину).

идут вокруг вопроса о генезисе алунитов и вторичных кварцитов этого района и генетической связи их с полиметаллической минерализацией.

Впервые с объяснением генезиса береговских алунитов выступили В. С. Соболев и М. Ю. Фишкин (1953), доказавшие существование метасоматической колонки со щелочным метасоматозом на глубине и сернокислым — вблизи поверхности, являющимся результатом окисления сероводорода в восходящих растворах поверхностным кислородом. В единой метасоматической колонке в зоне щелочного метасоматоза помещаются сульфидная полиметаллическая минерализация и сопровождающие ее окварцованные и калишпатизированные породы, а в зоне сернокислого метасоматоза — кварцево-алунитовые, кварцево-каолиновые и монокварцитовые минеральные фации вторичных кварцитов.

Позже (Е. К. Лазаренко и др., 1963) было высказано мнение, что здесь существует не единая, а две метасоматические колонки, образовавшиеся в различное время. Между временем формирования полиметаллических руд и образованием вторичных кварцитов существовал перерыв, во время которого произошла значительная эрозия и вспышка вулканизма

в виде экстрוזий липаритов, вслед за которыми в результате поствулканических газовой-гидротермальных процессов сформировались вторичные кварциты. Там, где полиметаллические руды в результате денудации были выведены на поверхность, они уничтожены процессами алунификации и каолинизации. Каждый из этих двух процессов, образование полиметаллов и алунитовых вторичных кварцитов, характеризуется своей метасоматической колонкой с зонами щелочного метасоматоза на глубине и сернокислого — вблизи поверхности. Таким образом, алунификация, согласно нашей точке зрения, является более поздней по отношению к полиметаллам.

В последнее время Г. Г. Сасин (1966) выдвинул новую классификацию алунитовых проявлений Береговского района, выделив среди них четыре генетических типа. Основная масса алунитов, представляющих промышленный интерес, рассматривается как результат аутометаморфизма в липаритовых туфах, и алуниды в данном случае являются более ранними по отношению к полиметаллам. В то же время предполагается существование алунидов, которые образовались позже полиметаллических руд и связаны с куполами позднемиоценовых липаритов. По мнению автора, существуют и экзогенные алуниды.

Критическое рассмотрение предложенных схем алунидообразования не является нашей задачей, и они приведены лишь для общей характеристики этого вопроса.

Беганьское рудное поле находится западнее г. Берегова, между селами Большой Беганью и Косином, в пределах Косино-Беганьского поднятия донеогенового фундамента, входящего в состав горстовой зоны обрамления Большой венгерской впадины.

Бурение глубокой скважины 405 на северном склоне г. Беганьской показывает, что донеогеновый фундамент находится здесь на глубине около 1000 м. Скважина встретила филлитизированные глинистые сланцы и метаморфизованные известняки, относящиеся, по-видимому, к верхнему палеозою. Верхний структурный этаж представлен миоценовыми липаритовыми туфами, переслаивающимися с горизонтами глин. Породы смяты в брахиантиклинальную складку субмеридионального простирания, разорванную двумя системами тектонических разрывов: северо-западной, к которой приурочены барито-полиметаллические руды, и северо-восточной.

Барито-полиметаллическое месторождение представлено в основном Майской зоной. Зона имеет значительную протяженность, мощность ее нередко превышает 10 м. В распределении рудного вещества отмечается вертикальная зональность (рис. 11). В верхней части зона сложена баритовой

рудой, которая с глубиной сменяется полиметаллическими рудами (Г. Г. Сасин, 1965). Руды сложены сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом. В отличие от Береговского месторождения здесь значительно меньше содержание золота и вместе с тем резко повышены концентрации серебра, входящего в состав прустита, аргентита и других сереброносных минералов. Жильные минералы — кварц, каолин, карбонаты.

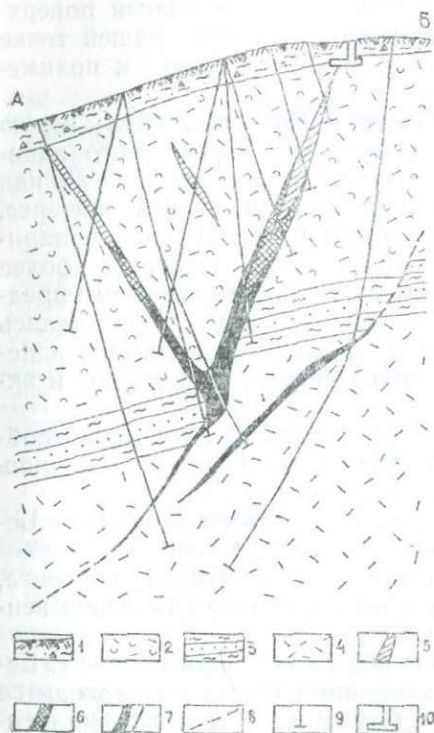


Рис. 11. Геологический разрез через Майскую зону Беганьского месторождения.

1 — делювиальные глины и суглинки со щебнем вторичных кварцитов; 2 — псаммитовые, гравийные и агломеративные липаритовые туфы, ксенотуфы; 3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, вул. каномиктовые алевролиты и песчаники; 4 — карбонатизированные липаритовые туфы; 5 — бортовые руды; 6 — барито-полиметаллические руды; 7 — полиметаллические руды; 8 — безрудные или слабоинтерметаллические разрывные тектонические нарушения; 9 — скважины; 10 — глубокие шурфы с квершлагами (по В. П. Теплову).

Вмещающие породы здесь менее окварцованы и калишпатизированы, чем на Береговском месторождении. Большое значение имеет монтмориллонит, гидрослюда, нередко окрашенная в зеленый цвет. Встречаются также кварцево-серпичитовые породы с карбонатом и хлоритом, близкие к березитам. В пределах Беганьского рудного поля обнаружены крупные залежи алунитовых руд, являющихся одной из минеральных фаций вторичных кварцитов (рис. 12).

Довольно отчетливо наблюдается наложение алунитовой минерализации на барито-полиметаллические жилы.

Велико-Доброньское свинцово-цинковое рудопроявление расположено в окрестностях одноименно-

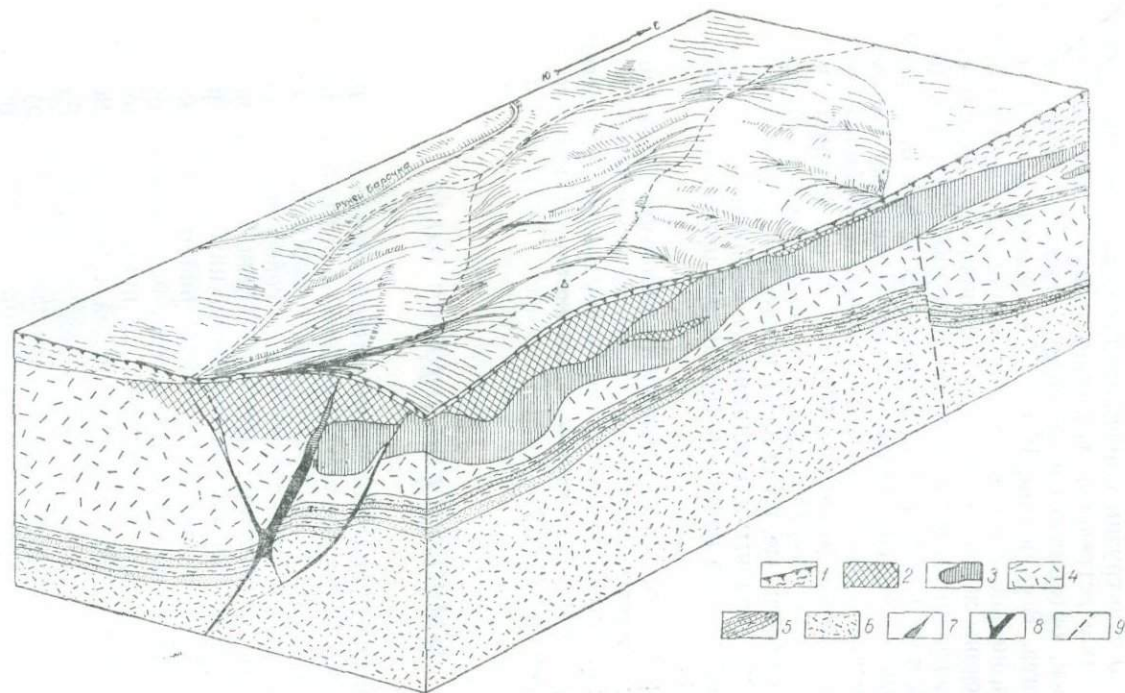


Рис. 12. Блок-диаграмма Беганьского участка.

1 — четвертичные отложения; 2 — кварциты; 3 — алуиновые рудные тела; 4 — липаритовые туфы верхнего горизонта; 5 — верхняя осадочная толща; 6 — липаритовые туфы и туффиты нижнего горизонта; 7 — баритовые жилы; 8 — полиметаллические жилы; 9 — тектонические разломы (По Г. Г. Сасину).

го села в юго-западной части Чоп-Мукачевской впадины. Свинцово-цинковая минерализация была вскрыта в результате бурения глубоких скважин Львовской ГПК 16 и 19. В скважине 19 в интрузии порфировидного диорита на глубине 1300 м и ниже встречены трещины, выполненные хлоритом, актинолитом, ортоклазом с мелкими гнездами и корочками халькопирита. В скважине 16 среди андезитов и дацитов, относящихся, по-видимому, к сармату, начиная с глубины 500 м были встречены жилки до 1—2 см мощностью, состоящие из сфалерита, галенита, пирита, кварца и кальцита. Толща изверженных пород андезитов, дацитов и их туфов подверглась интенсивным процессам метасоматоза. По своему характеру тип изменений близкий к березитизации. С глубиной интенсивность изменений резко возрастает. Если в верхней части сохраняются реликтовые структуры порфировых пород, то на глубине отдельные интервалы представлены совершенно перекристаллизованными породами, состоящими в основном из крупнозернистого кварца и серицита с примесью карбоната и пирита.

Породы пересекаются мелкими жилками, сложенными сфалеритом, галенитом, пиритом. Местами отмечаются вкрапленники сфалерита. По своему характеру это рудопроявление весьма близко к Беганьскому и Вышковским полиметаллическим рудопроявлениям.

Вышковское рудное поле

Вышковское рудное поле находится в пределах Солотвинской впадины. В тортонское время эта территория была южным бортом Закарпатского внутреннего прогиба, но в сармате Вышковский район оказался в зоне северного (внешнего) борта узкого сарматского прогиба. Южный (внутренний) борт этого узкого сарматского прогиба находился в районе Бая-Маре. В плиоцене Вышковский район причленился к основной части Солотвинской впадины, испытавшей восходящие движения с тортонского века, и приобрел положение внешней окраины Выгорлат-Гутинской гряды (см. рис. 1).

Район сложен туфогенно-осадочной толщей тортона, сармата и паннона, прорванной многочисленными интрузиями диорит-порфирита, гранодиорит-порфира и габбро-диабазы. Возраст интрузий определяется как сарматский для габбро-диабазов и нижнепаннонский для диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров (Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1958). Породы района собраны в пологие складки субмеридиональ-

ного простираения, осложненные многочисленными мелкими разрывами (рис. 13).

В Вышковском районе концентрируются основные ртутные месторождения Закарпатья: Боркут, Шаян, Грендеш, Ровное, Поворотный, Моронгош и др.

В пределах Вышковского рудного поля известно несколько свинцово-цинковых и одно золоторудное рудопроявления. В большинстве случаев на свинцово-цинковую минерализацию накладывается ртутная. Эти смешанные рудопроявления описаны при характеристике ртутных рудопроявлений. Здесь мы приведем краткую характеристику рудопроявления Баня, которое эксплуатировалось до второй мировой войны, и золоторудного проявления на западном склоне г. Киблер.

Рудопроявление Баня приурочено к взрывчатой вулканической брекчии, пересекающей Вышковскую интрузию гранодиоритпорфира. Оруденение локализуется главным образом в цементе брекчии, реже в обломках гранодиоритпорфира в виде гнезд, мелких прожилков и вкрапленности. Оруденение неравномерное, в основном с невысокой концентрацией металла. Встречаются разобщенные небольшие участки с высоким содержанием свинца. Протяженность зон оруденения не превышает первых десятков метров.

Основными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, меньшее значение имеет халькопирит. Жильные минералы представлены карбонатами, кварцем, изредка встречаются барит и флюорит. Вмещающие гранодиоритпорфиры вдоль рудных зон в полосе шириной до 1,5 м подверглись изменениям, которые выражаются в замещении полевых шпатов серицитом, темноцветных — карбонатом и пиритом. Основная масса окварцована и пиритизирована.

Рудопроявление Киблер (Штольневое) находится в юго-западной части Вышковского рудного поля. Приурочено рудопроявление к мощной зоне дробления (до 350 м шириной) субмеридионального направления, пересекающей краевую часть интрузии кварцевого диоритпорфира и вмещающие ее породы нижнего сармата (добробратовской свиты). Амплитуда сброса свыше 300 м. Опущено западное крыло.

В зоне брекчий установлены золоторудные, ртутные и марганцевые рудопроявления.

Ртутная минерализация представлена киноварью, концентрирующейся в зоне брекчирования в виде вкрапленности, мелких гнезд, корок и прожилков. Минерализация концентрируется в туфах, измененных аргиллитах, кварцевых диоритпорфирах. Оруденение имеет локальное распространение, ограничивается участками в первые десятки сантиметров; лишь по отдельным трещинам минерализация прослеживается.

ся на протяжении 10—12 м. Содержание ртути низкое и весьма неравномерное. На глубину ртутная минерализация не прослеживается. В зоне брекчий отмечаются полосы карбонатизированных пород с небольшими гнездами, выполненными псиломелан-вадом. В породах брекчий и прилегающей к ней части интрузии кварцевого диорит-порфирита проходили интенсивные метасоматические процессы.

На поверхности наблюдаются зоны монокварцитов, ориентированные субмеридионально согласно направлению разлома. Монокварциты обладают различными текстурами: массивной, полосчатой, мелкопористой, губчатой, ноздреватой. В ряде мест в монокварците отмечаются выделения крупнотаблитчатого барита в виде вкрапленности, жил, гнезд. Нередко встречаются розетки таблитчатого барита. В телах монокварцитов встречаются крупные гнезда (свыше 10 м в поперечнике), сложенные гигантокристаллическим кальцитом. Вытянутые зоны монокварцитов с глубиной и в стороны сменяются породами, замещенными в основном гидрослюдой и кварцем. Гидрослюда большей частью светлая; меньшее значение имеет гидрослюда голубовато-зеленого цвета, переходящая в слюду той же окраски, близкую к флогопиту. Голубовато-зеленая гидрослюда замещает темноцветные минералы. На участках ее развития плагиоклаз замещен калишпатом. Среди пород, замещенных гидрослюдой, наблюдаются гнезда каолина или колломорфные выделения аллофана и халцедона. Встречаются желвакообразные агрегаты марказита с баритом. На отдельных участках обломки кварцевых диорит-порфиров замещены галлуазитом, и в них, как правило, отмечаются выделения цеолитов.

Закономерности расположения различных метасоматических пород в целом в зоне брекчий не устанавливаются. Монокварциты образуют полосы и выходы неправильной формы с размерами в плане по удлинению в несколько первых сотен метров и в поперечнике до десятков метров. Вытянуты они субпараллельно зоне разлома. Интенсивность окварцевания и замена гидрослюды серицитом и флогопитом увеличивается с глубиной.

Месторождение Боркут находится у подножья северо-восточного склона г. Варгедь, в восточной части Вышковского рудного поля на северо-восточном крыле синклинали. В районе месторождения обнажаются осадочные породы сармата, прорванные интрузией диорит-порфирита. Осадочные породы относятся к нижней и средней частям доробратовской свиты, сложенной в основном глинистыми породами с подчиненным значением пористых песчаников. В верхней части разреза наблюдаются два горизонта липаритовых туфов, мощность верхнего 30 м, нижнего — 60 м.

Таблица 3

Схема возрастных и генетических типов альпийских постмагматических проявлений Закарпатья.

Этапы геосинкл. развития	Металлогенетические зоны	Металлогенетические подзоны	Рудные формации	Генетические типы	Возраст оруденения	Характер связи с магматизмом	Морфология рудных тел	Главные минералы	Тип околорудных изменений	Главные минералы околорудных пород	Глубины формирования	Температура образования °С	Главные месторождения и рудопроявления
Ранний	Зона центральных массивов	Мармарошская	Полиметаллическая	Гидротермальный	Нижний мел	Парагенетическая связь с офиолитовой формацией	Рассланцованные жилы и залежи	Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, марказит, прустит, арсенопирит, кварц, карбонаты, барит					Обниж
				Гидротермальный	Сармат	Парагенетическая связь с миоценовыми вулканическими образованиями	Жилы, тела прожилково-вкрапленных руд	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, золото, кварц, гидрослюда, адуляр, карбонаты, монтмориллонит, каолин	Адуляр-кварцевый	Альбит, калишпат, кварц, каолин, монтмориллонит, пирит, карбонаты	300 м и ниже	120—280	Берегово
Поздний	Металлогенетическая зона горстового обрамления Большой венгерской впадины	Бержень-Береговская	Вторичные кварциты	Поствулканический газовой-гидротермальный	"	Генетическая связь с экструзиями липаритов	Залежи	Барит, каолин, гематит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, прустит, кварц, каолин	Адуляр-кварцевый, гидрослюдисто-кварцевый	Калишпат, гидрослюда, нонтронит, монтмориллонит, пирит, карбонаты	100 м и ниже	"	Бегань
				"	"	"	"	Алуниит, кварц, каолин, барит, гематит, галлуазит	"	"	Близповерхностная	Низкие	Берегово-Беганьский район
		Бая-Марская	Полиметаллическая	"	Верхний сармат — нижний плиоцен?	Парагенетическая связь с гипабиссальными интрузиями диорит-порфири и гранодиорит-порфира	Жилы	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, кварц, карбонаты	Березиты	Кварц, серицит, анкерит, кальцит, пирит	Субвулканическая	Средняя	Вышково
			Редкометаллическая	"	Нижний плиоцен?	"	Залежи прожилково-вкрапленных импрегнационных руд	Киноварь, марказит, метациннабарит, карбонаты	Кварц-каолиновый	Кварц, каолин, галлуазит, аллофан, марказит, гатчетит	Близповерхностная	80—160	Шаян, Грендеш, Боркут
Конечный	Металлогенетическая зона внешнего обрамления внутреннего прогиба	Прешов-Драговская	"	"	"	Парагенетическая связь с миоценовыми вулканическими образованиями	Залежи импрегнационных руд, корки на стенках трещин	Киноварь, марказит, метациннабарит, кварц, карбонаты	Кварц-каолиновый	Кварц, каолин, марказит, карпатит, кертесит	"	"	Дубриничи, Оленево, Драгово, Угольки
			Мышьяково-редкометаллическая	"	"	Не установлен	Жилы, примазки и корки на стенках трещин	Реальгар, аурипигмент, каолин	"	Каолин, кварц	"	60—80	Черноголово, Соймы, Драгово
	Выгорлат-Харгитская	Выгорлат-Гутинская	Редкометаллическая	Газово-гидротермальный	Верхний плиоцен	Генетическая связь с верхнеплиоценовым вулканизмом	Метасоматические залежи, примазки на стенках трещин	Верлит, висмут, арсенопирит, пирит	Вторичные кварциты	Турмалин, топаз, люмюртерит, кварц, каолин, монтмориллонит	"	От низких до высоких	Дальний, Ильковцы, Подулки, Сняк, Смереков Камень
			Железородная	Фумарольно-сульфатный	"	"	"	Киноварь, метациннабарит, верлит, марказит, кальцит	Вторичн. кварциты, моно-кварцевая и кварцево-каолиновая фации	Кварц, каолин, марказит	"	100 и ниже	Антоновка, Подулки, Сняк, Новоселица
					"	"	Метасоматические залежи	Нонтронит, лимонит, опал, халцедон, монтмориллонит			Низкая		Внутреннее обрамление Выгорлат-Гутинской вулканической гряды

Осадочные породы образуют моноклиналь с падением на юго-запад, осложненную мелкими складками второго порядка. Углы падения пород достигают 30° . Непосредственно у контакта с интрузией осадочные породы «задраны» интрузией, и углы падения здесь возрастают до $50-60^\circ$.

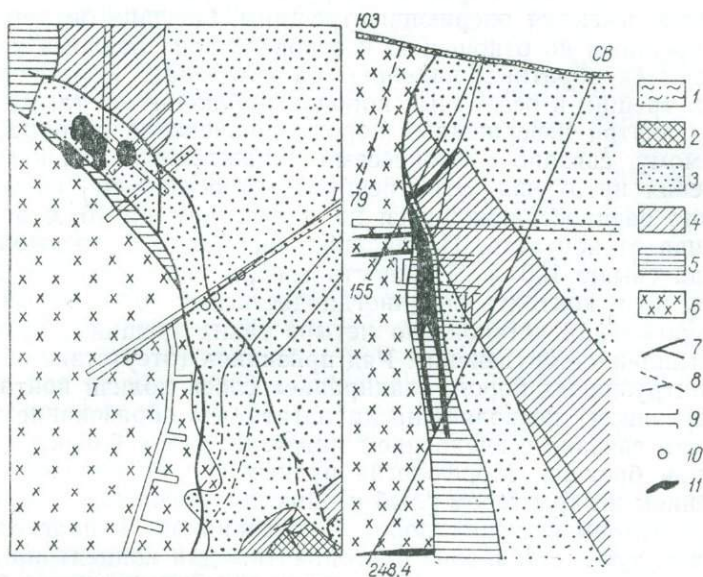


Рис. 14. Схема и разрез месторождения Боркут.

1 — делювий, суглинки, (Q); 2 — аргиллиты и песчаники (N_1dr_3); 3 — аргиллиты с прослоями песчаников (N_1dr_2); 4 — туфы липарита (τN_1dr_2); 5 — аргиллиты и песчаники (N_1dr_1); 6 — кварцевые диорит-порфиры (αN_2); 7 — разрывные нарушения прослеженные; 8 — разрывные нарушения предполагаемые; 9 — подземные горные выработки; 10 — скважины; 11 — рудные тела.

Контакт интрузии с осадочными породами в основном близок к вертикальному с некоторой тенденцией падения под интрузивный массив (рис. 14). Месторождение приурочено к сбросу северо-западного простирания на контакте интрузии с осадочными породами.

Зона разлома сложена брекчией и милонитами с крупными глыбами и обломками осадочных пород. Мощность зоны брекчий, вблизи поверхности не превышающая 3—4 м, с глубиной увеличивается до 8—12 м. В верхних горизонтах материал брекчий относительно мелкообломочный. С глубиной размер обломков увеличивается, здесь отмечаются крупные тектонические блоки и линзы. Зона брекчий представлена обломками всех разновидностей осадочных пород, вмещающих интрузию, — песчаниками, аргиллитами, вулканическими

туфами. Характерно полное отсутствие обломков интрузивных пород. В отдельных местах зона брекчий представлена исключительно глинистым материалом.

Зона брекчий является основной рудной зоной месторождения. В ее составе находятся оруденелые песчаники, а также брекчии, сцементированные рудой. Кроме основной зоны разлома, имеются опирающиеся трещины, несущие оруденение. Эти трещины по отношению к основной зоне разлома характеризуются обратным падением на юго-запад. Кроме опирающихся трещин в осадочных породах наблюдаются также трещины внутри изверженных пород, образование которых, по-видимому, связано с процессами охлаждения в период становления интрузива. Эти трещины относительно короткие, обычно распространяющиеся не далее чем на 10 м вглубь массива от контакта. По падению они более протяженные, иногда свыше 100 м. Мощность трещин не превышает 30—40 см, но у контакта они иногда достигают 0,8—1,0 м. На месторождении установлено четыре таких трещины, несущих промышленное оруденение. Ряд признаков (отсутствие обломков интрузивных пород, «задираание» слоев вблизи контактов с интрузивом) позволяет предполагать, что образование зоны брекчий связано с внедрением интрузии, и она близка к эруптивной брекчии. Морфология рудных тел определяется положением и характером глыб и линз литологически благоприятных рудовмещающих пород — песчаников и плагиолилитовых туфов. Наиболее благоприятны для концентрированного рудоотложения места сопряжения основной зоны брекчий с серией круто падающих контракционных трещин в лаколите или с пологим сбросом в осадочных породах. В зависимости от характера вмещающей среды здесь выделяется три типа рудных тел: 1) рудные тела в блоках песчаников основной рудоносной зоны брекчий; 2) рудные тела в вулканических туфах; 3) рудные тела в кварцевых диорит-порфирах.

Рудные тела в песчаниках имеют линзовидную форму, соответствующую форме линзовидных тел, сложенных мелко-обломочным и крупнообломочным материалом песчаников. На месторождении выделяется два рудных тела. Размеры одного — $270 \times 50 \times 30$ м, второго — $60 \times 8 \times 1,6$ м.

Рудные тела в вулканических туфах имеют гнездообразный характер и располагаются преимущественно в лежащем боку пластов туфов в местах их пересечений трещинами. Оруденение относительно бедное и носит вкрапленный характер. Всего на месторождении обнаружено 16 рудных тел.

Рудные тела в кварцевых диорит-порфирах, представленные жилами выполнения трещин контракции, имеют клинообразную форму с расширением в сторону контакта интрузива.

зии с осадочной породой. Жилы характеризуются высоким содержанием металла. На месторождении разведаны четыре рудных тела этого типа.

Руды состоят из киновари, марказита, небольшого количества пирита и незначительной примеси метациннабарита. Изредка встречается галенит в тесном парагенезисе с киноварью. Жильные минералы — кальцит, каолин.

Последовательность отложения минералов следующая: марказит и одновременно с ним каолин и метациннабарит, затем пирит, киноварь и карбонаты. Марказит нередко корродирован киноварью. Вмещающие породы изменены интенсивными метасоматическими процессами, особенно силикаты и вулканическое стекло. Около контакта с осадочными породами кварцевый диорит-порфирит настолько сильно переработан, что потерял свою первоначальную текстуру и структуру и превратился в глиноподобную массу. Примерно в 0,5—1 м от контакта порода нацело замещена, но сохранилась ее реликтовая порфириновая структура. Из вторичных минералов главное значение около контакта имеет каолин, дальше, где породы менее замещены, его место занимает галлуазит. Каолин и галлуазит сопровождаются марказитом. В 5—6 м от контакта породы замещены частично. Кроме галлуазита здесь отмечается кальцит.

В песчаниках каолином замещены обломки полевых шпатов и цемент. Марказита здесь значительно меньше, чем в измененных изверженных породах. Туфы также замещаются каолином, и в них также заметно меньше марказита, чем в измененной интрузивной породе. Это, по-видимому, связано с тем, что песчаники и туфы содержали меньше железа, которое при метасоматозе освобождается и связывается в марказите.

Обильный мелкокристаллический марказит встречается и в глинистых породах, причем внешний облик глины заметно не изменяется. Наблюдения показывают, что глинистая часть зоны брекчии, была так же проницаема для ртутных гидротерм, как и другие породы, но являлась литологически неблагоприятной для отложения киновари.

Для минерализации в песчаниках весьма характерен рудный метасоматоз. Нередко цемент и полевые шпаты в песчаниках полностью замещены киноварью, и создается впечатление массивной руды. В таких случаях содержание ртути в породе превышает 40%. Иногда наблюдаются тонкие метасоматические импрегнации. В отдельных прослойках песчаников отмечается избирательное отложение киновари, что создает впечатление полосчатой текстуры.

Для месторождения характерно выделение тонкоигольчатых агрегатов давсонита $[\text{NaAl}(\text{CO}_3)(\text{OH})_2]$ при завершении

гидротермального процесса. Давсонит развивается в песчаниках, туфах и кварцевых диорит-порфиритах. Очень часто он замещает кальцит, который находится в ассоциации с кинварью.

Таким образом, для всех трех типов рудных тел наблюдаются одинаковые парагенезисы и окологрудные изменения. Это необходимо подчеркнуть, так как существует представление об ином генезисе оруденения в песчаниках, чем в липаритовых туфах и кварцевых диорит-порфиритах. Согласно этой точке зрения оруденение в песчаниках имеет гидротермально-осадочное происхождение.

Месторождение Большой Шаян расположено в западной части Вышковского рудного поля на юго-западном склоне г. Большой Шаян, западнее с. Вышково. На месторождении развиты тортонские, сарматские и паннонские осадочные породы — глины, конгломератовидные песчаники. Среди тортонских отложений устанавливается мощный горизонт плагиодацитовых туфов (даниловский, или новоселицкий туф), в нижнепаннонских отложениях наблюдаются прослои и линзы бурого угля мощностью до 1 м. Осадочные породы смяты в небольшую антиклинальную складку третьего порядка. Все эти породы прорваны экстррузией гранодиорит-порфира.

Западнее экстррузии прослеживается сброс с амплитудой 300—400 м, вытянутый в северном направлении. Другое тектоническое нарушение, параллельное первому, с несколько меньшей амплитудой смещения наблюдается восточнее экстррузии. По этим разломам в сармате приподнялся блок, который в течение нижнего паннона интенсивно размывался. В этом блоке осадки верхнего паннона несогласно залегают на отложениях нижнего сармата. Из разреза выпадают нижний сармат (луковская свита), средний сармат (алмашская свита) и нижний паннон.

Купол гранодиорит-порфиров внедрился после паннонской складчатости. Он имеет грибообразную форму с растекшейся северной частью. От корневой части купола отходит ряд заливов, внедрившихся в осадочную толщу. Эти «языки» залегают в общем согласно с пластами осадочной толщи. Наиболее крупный залив достигает 200 м в длину (рис. 15).

Месторождение контролируется тектоническим разломом, проходящим с западной стороны купола. Простирается разлома с севера на юг с падением под углом 80° на восток. От него в сторону купола отходят в восточном направлении мелкие разрывы, с которыми непосредственно связано ртутное оруденение. По наиболее крупному из них западная часть залива гранодиорит-порфира приподнята, амплитуда перемещения около 60 м (рис. 16), падение восточное под углом

70—85°. От разломов отходит серия тонких трещин, образующих полосу дробления гранодиорит-порфиров шириной в 50—100 м. Максимальное дробление отмечается в приконтактной части шириной 10—15 м.

На месторождении установлено три разобщенных рудных тела прожилково-вкрапленных руд (см. рис. 16). Здесь так-

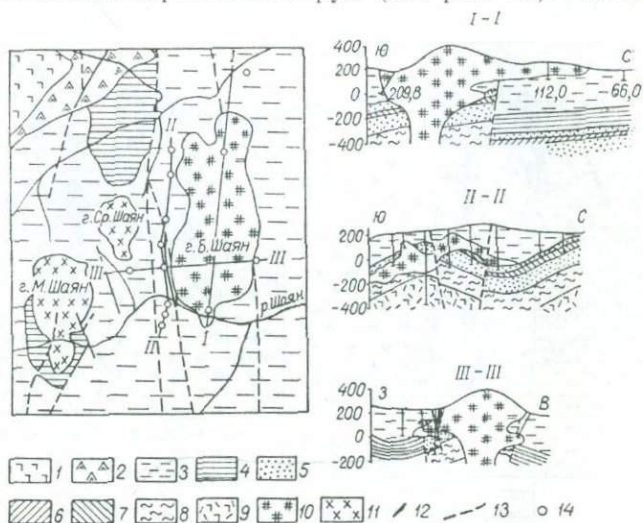


Рис. 15. Схема и разрезы месторождения Шаян.

1 — гналодациты ($\delta N_2 ft$); 2 — андезиты, андезит-базальты, лавобрекчи ($\alpha^1 N_2 ft$); 3 — глины с прослоями угля, песчаники, конгломераты, галениты, туфы, андезиты ($N_{1-2} ri$); 4 — глины, пески, лесчаники, маломощные прослои туфов ($N^1 S_{1-2}$); 5 — аргиллиты, песчаники ($N_1 dr_1$; $N_1 dr_2$; $N_1 dr_3$); 6 — липаритовый туф ($\tau N_1 dr_3$); 7 — липаритовый туф ($\tau N_1 dr_2$); 8 — аргиллиты, туфы ($N_1 ic-hs$); 9 — липарито-дацитовый туф ($\tau N_1 KV$); 10 — лейкократовые гранодиорит-порфиры (γN_2); 11 — кварцевые диорит-порфиры (αN_2); 12 — рудное тело; 13 — разрывные нарушения; 14 — скважины.

же устанавливается четыре системы трещин, из которых только трещины северо-восточного простирания, падающие на юго-восток, несут оруденение. В целом оруденение носит штокверковый характер.

Из трех рудных тел, разведанных на месторождении, только восточное имеет выход на дневную поверхность, остальные «слепые». Промышленное значение имеют два рудных тела, в третьем содержание полезного компонента низкое.

Рудные тела имеют форму линз, но в то же время для них характерно ветвление. Размер рудных тел до 100 м по удлинению и до 20 м по мощности.

В рудообразовании выделяются две стадии. Первая стадия представлена парагенезисом метациннабарит—марказит. Последующая стадия характеризуется отложением киновари

и кальцита. Метациннабарит настолько интенсивно замещается киноварью, что среди киновари встречаются лишь мелкие его реликты. Лишь в некоторых блоках, не переработанных в процессе второй стадии минерализации, метациннабарит сохранился без всяких признаков замещения его киноварью. В таких местах кальцит второй стадии минерализации отсутствует.

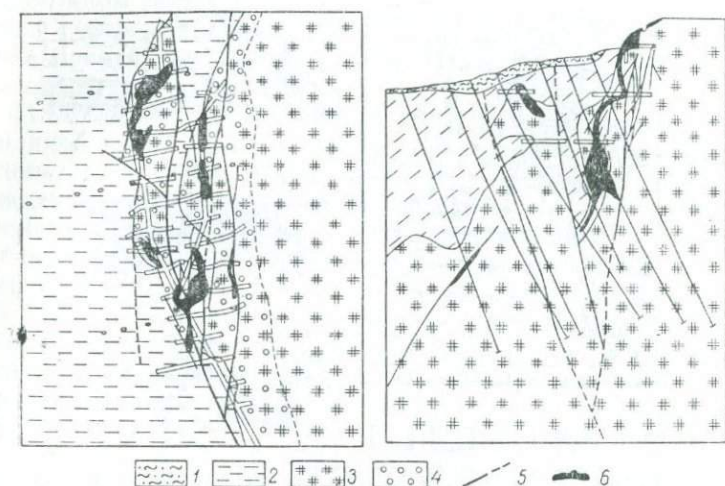


Рис. 16. Месторождение Шаян, план горизонта шт. 45 и геологический разрез.

1 — делювиальные отложения (Q); 2 — аргиллиты и песчаники (N_{1-2pl}); 3 — лейкократовые гранодиорит-порфиры (γN_2); 4 — каолинизированные породы; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные тела.

В качестве весьма незначительной примеси в месторождении встречаются барит, антимонит, клейофан и галенит. Околорудные изменения выражаются в каолинизации и окварцевании. Непосредственно у контакта с осадочной породой в зоне брекчирования гранодиорит-порфир в верхней части месторождения превращен в белую глиноподобную массу. Основное значение в этой измененной породе принадлежит аллофану. Однако в 1 м от контакта порода приобретает реликтовую порфировую структуру. Основная масса в ней окварцована, а вкрапленники замещены каолином, которому сопутствуют аллофан и галуазит. Непосредственно под месторождением, где уже нет ртутной минерализации, в туфах встречаются лучистые агрегаты тонкоиглочатого давсонита. Здесь, как и на месторождении Боркут, давсонит редко развивается за счет кальцита.

Месторождение Грендеш расположено в северо-восточной части Вышковского рудного поля на северном

склоне горы Грендеш. Месторождение находится в пределах северо-восточного крыла синклинали, сложенной аргиллитами и песчаниками верхнего тортон, среди которых залегают два стометровых пласта плагиодацитового туфа (так называемого ковачского) аргиллитами и песчаниками нижнего сармата (доробратовской свиты), разделенными горизонтом плагиолипаритового туфа мощностью 60 м.

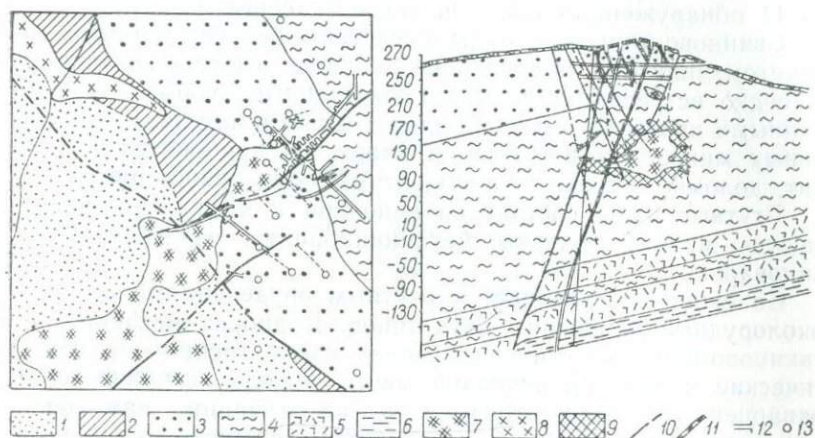


Рис. 17. Схема и разрез месторождения Грендеш.

1 — аргиллиты с прослоями песчаников (N_1dr_2); 2 — туфы липарита (τN_1dr_0); 3 — аргиллиты и песчаники (N_1dr_1); 4 — аргиллиты и песчаники (N_1tc-h_s); 5 — горизонт липаритовых туфов (τN_1KV); 6 — аргиллиты и песчаники (N_1sl); 7 — диорит-порфиры ($\delta^1 N_1$); 8 — кварцевые диорит-порфиры ($\delta^2 N_2$); 9 — ороговикование; 10 — разрывные нарушения; 11 — ртутное оруденение; 12 — горные вырабатки; 13 — скважины.

Осадочный комплекс пород прорван интрузией диорит-порфира. Интрузия имеет вид заливов в осадочную толщу. Породы в приконтактной части с диорит-порфиритом ороговикованы.

На юго-западе месторождения прослеживается разлом северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом $75-80^\circ$. Приподнят северо-восточный блок. Месторождение располагается в приподнятом блоке и связано с серией относительно параллельных трещин северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом $70-90^\circ$ (рис. 17). В тектонических трещинах локализовано свинцово-цинковое и ртутное оруденение. Отчетливо выражено наложение ртутной минерализации на свинцово-цинковую. Это проявляется не только в дроблении ранних продуктов свинцово-цинковой минерализации и цементации их более поздними продуктами ртутной минерализации, но и в метасоматическом замещении раннего пирита и сфалерита киноварью.

Свинцово-цинковая минерализация представлена жилами, выполняющими полости разломов. Ртутные руды образуют рудные тела, которые приурочены к зонам сближенных трещин. Киноварь образует корки, примазки и гнезда. Специальных работ по оценке свинцово-цинковой минерализации не проводилось, но из-за малых запасов она считается не промышленной. Что же касается ртутных рудных тел, то из 11 обнаруженных промышленное значение имеют 7.

Свинцово-цинковые руды представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, подчиненное значение имеет халькопирит. Нередко встречаются полости; выстланные хорошо образованными кристаллами сульфидов и горного хрусталя. Из жильных минералов встречается кварц, из карбонатов — кальцит, доломит, сидерит, часты битумы коричневого цвета.

Ртутные руды состоят из киновари и марказита. Встречаются мелкие реликты метациннабарита, замещающегося киноварью.

Со свинцово-цинковым и ртутным оруденениями связаны окolorудные изменения двух типов. В диорит-порфирите со свинцово-цинковой минерализацией вдоль трещин метасоматические изменения основной массы породы выражаются в окварцевании, серицитизации и пиритизации, замещении плагиоклазов серицитом, переходящим в мусковит, и замещении темноцветных анкеритом и кальцитом совместно с пиритом. При удалении от трещин — центров циркуляции растворов — место мусковита занимает голубовато-зеленая слюда, близкая по своим свойствам к пикрофенгиту.

Метасоматическим изменениям вдоль минерализованных трещин подверглись также аргиллиты и алевролиты. В результате возникли породы, напоминающие кварцево-серицитовые сланцы. Сланцеватость породе придает расположение чешуек серицита субпараллельно слоистости. Кроме кварца и серицита, породы содержат пирит и карбонаты.

Гидротермальное изменение боковых изверженных пород вдоль ртутных рудных тел выразилось в каолинизации и выделении марказита. В местах наложения ртутной минерализации на свинцово-цинковую карбонаты и серицит замещаются каолином, а пирит — марказитом.

Основная масса ртутной минерализации на месторождении приурочена к породам, литологически благоприятным для рудоотложения: метасоматическим кварцево-серицитовым сланцам или безсерицитизованным аргиллитам. Здесь кварцево-серицитовые сланцы оказались более благоприятной средой для рудоотложения, чем диорит-порфириды.

Месторождение Поворотное расположено в юго-западной части Вышковского рудного поля, в долине потока Большой Ракош.

Месторождение приурочено к некку эксплозивных вулканических брекчий, прорывающему аргиллитовую толщу паннона. Некк примыкает к периферической части купола лейкократового гранодиорит-порфира и сложен брекчией, состоящей из обломков лейкократового гранодиорит-порфира и

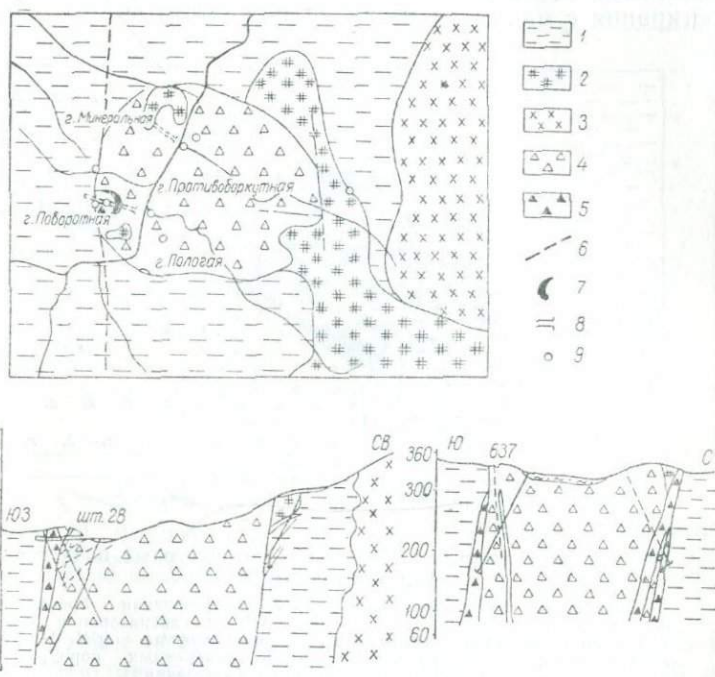


Рис. 18. Схема и разрезы месторождения Поворотное

1 — аргиллиты и песчаники ($N_{1-2}Pn$); 2 — лейкократовые гранодиорит-порфиры (N_0); 3 — кварцевые диорит-порфиры ($dr N_0$); 4 — крепкая крупнообломочная эксплозивная брекчия (ϵN_0^1); 5 — вязкая глинистая эксплозивная брекчия (ϵN_1^2); 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела; 8 — горные выработки; 9 — скважины.

аргиллита, реже туфа и песчаника. Обломки угловатые, реже округлые, размеры их от 0,5 до 3,5 см, иногда встречаются глыбы до 50—70 см. В западной части некка прослеживаются огромные глыбы лейкократового гранодиорит-порфира размером до 10—30 м в поперечнике, которые, по-видимому, представляют собой остатки корневой части купола, прорванной эксплозивной брекчией.

Цемент брекчий туфогенно-глинистый, иногда со следами течения. Количество обломков различно: в одних случаях они преобладают, в других случаях наблюдаются лишь редкие обломки в массе вязкого туфогенно-глинистого материала.

Форма некка овальная с несколько извилистыми очертаниями (рис. 18). Размер его в плане 300×380 м. Контакты

крутые, наблюдается наклонное погружение на запад. Вокруг некка имеется ореол вязкой глинистой брекчии мощностью 10—15 м. Паннонские аргиллиты в приконтактной части перемяты. В западной части некка на контакте его с осадочными породами отмечается разлом меридионального простирания с падением на запад под углом 80° .

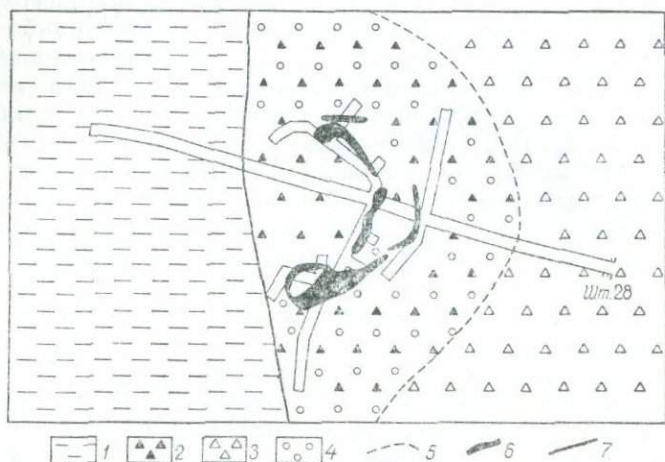


Рис. 19. Месторождение Поворотное. Структурный план горизонта штольни 28.

1 — аргиллиты, песчаники (N_{1-2}^{pn}); 2 — взрывчатая брекчия с преобладанием глинистого материала (N_2^1); 3 — взрывчатая брекчия с преобладанием обломков гранодиорит-порфира (N_2^1); 4 — каолинизация; 5 — контур гидротермально измененных пород; 6 — рудное тело; 7 — разрывные нарушения.

Ртутная минерализация располагается по трещинам, сопряженным с разломом, и на контакте брекчии, образуя в плане подковообразное тело (рис. 19). На глубине рудные тела быстро выклиниваются и переходят в убогую вкрапленность и корки киновари на стенках трещин.

Рудное тело представлено киноварью в виде гнезд, корок, прожилков вкрапленных или импрегнационных руд. Совместно с киноварью постоянно присутствует марказит. Оруденение сопровождается каолинизацией обломков изверженных пород.

В непосредственной близости от некка обнаружено свинцово-цинковое оруденение, где рудная минерализация наложена на свинцово-цинковую.

Месторождение Ровное расположено в центральной части Вышковского рудного поля, юго-западнее с. Вышкова, на северном склоне горы Ровной.

Месторождение находится на южном крыле антиклинали, сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами тортона

и сармата. В верхней части разреза залегает горизонт плагиолипаритового туфа мощностью 60 м. Осадочные породы прорваны интрузиями диорит-порфирита. Все эти породы рассечены серией параллельных тектонических трещин широтного простирания с падением на юг под углом 40—70°.

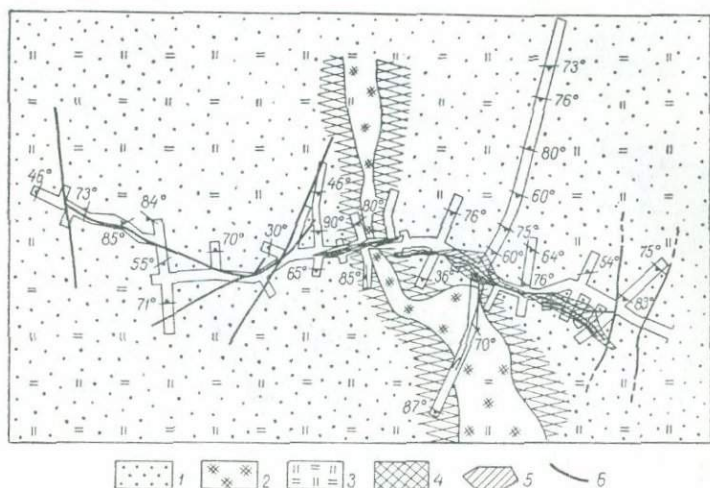


Рис. 20. Месторождение Ровное. План горизонта штольни 38:
1 — аргиллиты и песчаники (N_{dr}); 2 — диорит-порфиры ($a'N_i$); 3 — серицитизация и карбонатизация; 4 — ороговикование; 5 — рудное тело; 6 — тектонические трещины.

В совокупности трещины образуют зону дробления, по которой наблюдается общее вертикальное смещение до 20 м. На месторождении устанавливаются также трещины северо-восточного простирания, смещающие широтные трещины и ограничивающие блок наиболее дробленных и гидротермально измененных пород. Отмечаются многочисленные жилы вулканических эксплозивных брекчий.

Рудные тела жильного типа концентрируются в центральной части разлома по нескольким сближенным трещинам, расположенным в приконтактовой части диорит-порфирита в кварцево-серицитовых сланцах (измененные аргиллиты и алевролиты). Рудная зона разобщена на два рудных тела, кулисообразно смещенных друг против друга (рис. 20). Восточное рудное тело имеет выход на дневную поверхность, а западное является «слепым» (рис. 21).

На месторождении наблюдается свинцово-цинковая минерализация в виде жил и гнезд сфалерита и галенита по тектоническим трещинам. С этой минерализацией связаны окколорудные изменения, близкие к березитизации в диорит-порфиритах, и образования кварцево-серицитовых сланцев за

счет аргиллитов и алевролитов. Ртутная минерализация накладывается на свинцово-цинковую. Она представлена киноварью, среди которой встречаются мелкие реликты метацин-набарита. Киновари сопутствует марказит. Околорудные изменения выражаются каолинизацией пород вдоль трещин.

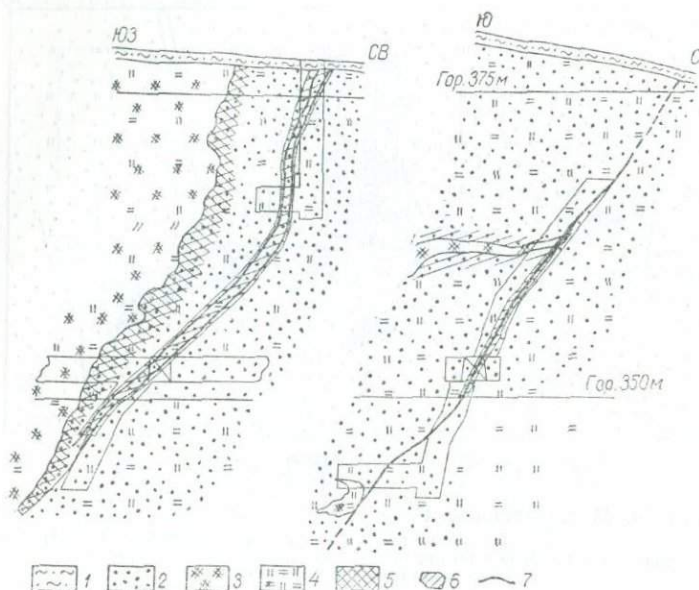


Рис. 21. Геологические разрезы через рудное тело месторождения Ровное:

1 — делювий; 2 — аргиллиты и песчаники ($N_1 dr_1$); 3 — диорит-порфиры ($b N_1$); 4 — серицитизация; 5 — ороговикование; 6 — рудное тело; 7 — тектонические трещины.

Месторождение Моронгош расположено в юго-восточной части Вышковского рудного поля, в среднем течении руч. Моронгош.

Месторождение находится в центральной части Моронгошской антиклинали, сложенной аргиллитами с тонкими прослоями верхнетортонского песчаника, среди которого залегает стометровый горизонт ковачского плагиодацитового туфа, и нижнесерматскими аргиллитами и песчаниками, разделенными пятидесятиметровым горизонтом липаритовых туфов. Эта толща прорвана интрузией габбро-порфиров. Форма интрузии дайкообразная. Длина ее 700 м, мощность 30—60 м, контакты с осадочными породами извилистые. На контакте отмечается ороговикование аргиллитов полосой в 2—10 м. На глубине дайка габбро-порфира срезается более молодой интрузией кварцевого диорит-порфира (рис. 22). В ядре

антиклинали, к которой приурочено месторождение, наблюдается целая серия разрывов северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом $60-80^\circ$ и на юго-восток под углом $63-85^\circ$. Амплитуда смещения $5-15$ м, реже $40-60$ м. Эти разрывы сопровождаются серией мелких оперяющих трещин.

Рудные тела жильного типа приурочены к относительно параллельным разрывам северо-восточного простирания сре-

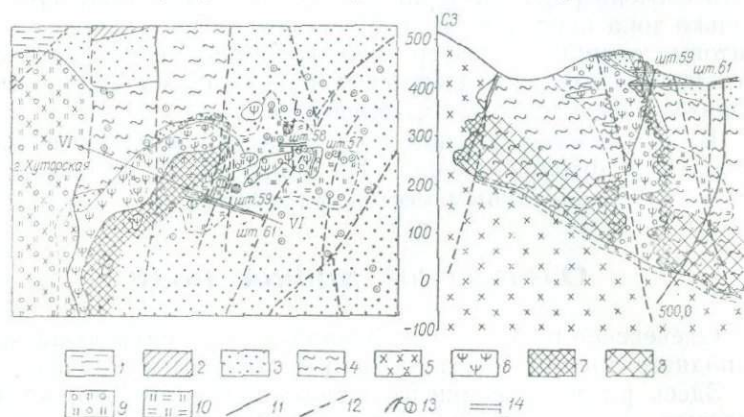


Рис. 22. Геологическая схема и разрезы месторождения Моронгош:

- 1 — аргиллиты и песчаники ($N_{1-2}pn$); 2 — липаритовые туфы (τN_{1dr2}); 3 — аргиллиты и песчаники (N_{1dr1}); 4 — аргиллиты и песчаники ($N_{1tc-h}S$); 5 — кварцевые джорит-порфиры (αN_2); 6 — габбро-порфиры и габбро-диабазы (γN_1); 7 — ороговикование сильное; 8 — ороговикование слабое; 9 — каолинизация и карбонатизация; 10 — серицитизация и карбонатизация; 11 — разрывные нарушения прослеженные; 12 — разрывные нарушения предполагаемые; 13 — рудные тела; 14 — скважины.

ди ороговикованных, окварцованных и серицитизированных аргиллитов и алевролитов, окаймляющих габбро-порфиры, а также проходящих в самих габбро-порфирах. Минерализованные трещины образуют широкую и довольно протяженную полосу. Руды прослеживаются на глубину около 200 м.

На месторождении ртутная минерализация наложена на свинцово-цинковую. Свинцово-цинковая минерализация представлена мелкими жилами доломита и кальцита, в которые вкраплены сфалерит, пирит и, в меньшем количестве, галенит. С этими жилами связаны процессы изменения боковых пород типа березитизации. Ртутные руды представлены киноварью, среди которой сохранились от замещения мелкие реликты метациннабарита, марказитом, небольшим количеством кварца. Околорудные изменения в габбро-порфирах выражаются в замещении в основном полевых шпатов галлуазитом, меньше — каолином. В кварцево-серицитовых сланцах серицит иногда замещается каолином.

Как и на других месторождениях, здесь отмечается концентрированное рудоотложение в литологически благоприятной среде, которой в данном случае являются кварцево-серицитовые метасоматические сланцы. В горных выработках можно видеть, как по одной и той же трещине изменяется характер минерализации при переходе трещины из одних пород в другие. Например, в шт. 63 по одной из зон в габбро-порфиритах наблюдается интенсивная минерализация марказита с очень редкими зернами и корочками киновари. Как только зона переходит из габбро-порфирита в кварцево-серицитовые сланцы, характер минерализации резко изменяется: отмечается обильное выделение киновари, марказит же находится в незначительном количестве.

В Вышковском рудном поле известно еще более десяти небольших рудопоявлений. Им присущи те же закономерности, что и описанным месторождениям.

Оленевское рудное поле

Оленевское рудное поле расположено в центральной части западного Закарпатья, в районе сел Оленева и Павлова.

Здесь развиты флишевые отложения палеогена, которые слагают антиклинальную складку. Ось складки, имеющая северо-западное направление, проходит в северо-восточной части рудного поля. Рудное поле размещается на юго-западном крыле этой складки. Крыло складки осложнено серией мелких крутых складок. Породы эоцена надвинуты на породы олигоцена в юго-западном направлении по надвигу, амплитуда которого оценивается в 1—1,5 км. Кроме того, в пределах рудного поля наблюдается целый ряд поперечных сбросов, образующих так называемую Оленевскую зону разломов. Амплитуда сбросов колеблется от десятков метров до 100—200 м.

Флишевые породы палеогена прорваны мелкими дайками и штоками андезито-базальтов (рис. 23). Предполагается, что эти тела магматических пород являются корневыми частями излившейся на поверхность лавы.

Ртутные месторождения и рудопоявления рудного поля приурочены к контактовым частям субвулканических тел.

Месторождение Каменный Карьер расположено юго-западнее с. Оленева Мукачевского района.

Участок месторождения сложен аргиллитами и песчаниками эоцена и олигоцена. Эоценовые породы надвинуты на олигоценовые с севера на юг. Осадочные отложения прорваны штоком андезито-базальта. На контакте штока андезито-базальта с осадочной толщей образовалась эруптивная брек-

чия, к которой в основном приурочена ртутная минерализация.

Шток андезито-базальта в плане имеет форму эллипса, вытянутого в меридиональном направлении. Длина его около 100 м, ширина 40 м. Контакты вертикальные с заливами в сторону штока и вмещающих пород. Шток, за исключением его южной части, окружен эруптивной брекчией. Мощность

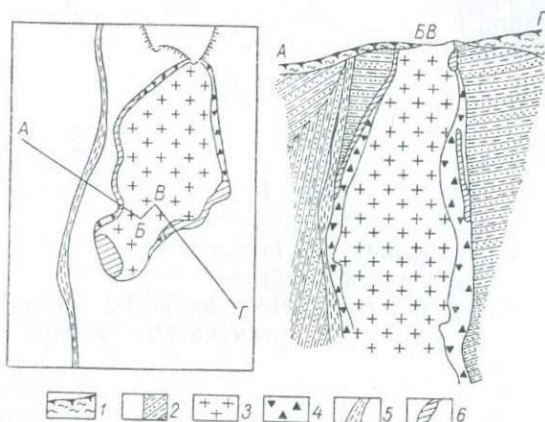


Рис 23. План и геологический разрез месторождения Каменный Карьер.

1 — делювий (Q); 2 — эоцен: аргиллиты, алевролиты, песчаники (Pg_2); 3 — плиоцен: андезито-базальты ($\alpha\beta N_2$); 4 — эруптивная брекчия; 5 — тектоническая зона; 6 — рудное тело.

брекчии колеблется от 1 до 10—12 м, в основном 2—2,5 м. Размер обломков 10—20 см. Около штока преобладают обломки андезито-базальта, дальше увеличивается количество обломков ороговикованного аргиллита.

По-видимому, эруптивная брекчия образовалась в результате повторного продвижения магмы к дневной поверхности, когда краевые части штока уже затвердели, а вмещающие аргиллиты были ороговикованы. Эруптивная брекчия явилась благоприятной средой для проникновения гидротермальных растворов и рудоотложения.

Восточнее месторождения проходит крупный тектонический разлом северо-восточного простирания. Зона разлома падает на северо-запад под углом 78—85°. Амплитуда смещения 250—300 м. Вблизи месторождения от зоны разлома отходит оперяющая зона, состоящая из мелких трещин, брекчированных и перемятых пород. Мощность зоны от 2,5 до 15 м, простирание меридиональное, падение вертикальное с некоторыми отклонениями, амплитуда смещения порядка 100—150 м.

По-видимому, к этой зоне приурочено внедрение штока андезито-базальта, и в более позднее время она способствовала проникновению ртутных гидротерм. Очевидно, зоны разломов являются долгоживущими, и подвижки по ним возобновлялись неоднократно, так как отмечаются признаки дорудных, вну-трирудных и послерудных движений.

Ртутное оруденение концентрируется в эруптивной брекчии в западной и юго-западной частях штока и контролируется зоной тектонического разлома.

Характер оруденения гнездовый, прожилковый, вкрапленный, импрегнационный.

Руды состоят в основном из киновари, подчиненное значение имеют метациннабарит и марказит. Жильные минералы — кальцит, каолин, кварц. Отмечается незначительное количество сфалерита, галенита, барита.

Киноварь распределяется неравномерно, наблюдаются переходы от богатых руд к бедным.

Особенностью месторождения является наличие относительно больших количеств органических минералов — кертеcita, карпатита.

В зоне ртутной минерализации, распространяясь на значительное удаление от рудных тел, в андезито-базальте отмечаются метасоматические изменения. Широко развито карбонат-каолиновое замещение. На участках наиболее интенсивного протекания процесса основная масса пород окварцована, а порфиновые вкрапленники замещены каолином. Встречаются также гнезда диккита, монтмориллонита и гидрослюда.

Месторождение Буковое расположено юго-западнее с. Оленева. В районе развиты аргиллиты и песчаники нижнего олигоцена, сложенные в складки северо-западного простирания и пересекающиеся зоной разлома субмеридионального направления. В зоне разлома находится трубка вулканического взрыва, представляющая собой штокообразное тело эллипсовидной формы в плане с размерами 70 м по длинной оси и 35 м по короткой. Удлинение имеет меридиональное направление и совпадает с простиранием разлома.

Трубка взрыва выполнена туфоловой, содержащей в основном обломки андезита, а также аргиллита и песчаника (10—15% от общей массы породы). Размер обломков — 5—10 см, реже встречаются глыбы до 1 м. У контакта количество обломков осадочных пород увеличивается. Трубка взрыва вмещает в основном обломочный материал, связывающий андезит находится в резко подчиненном количестве.

Месторождение представлено одним рудным телом, расположенным в южной части трубки взрыва. Простирание рудного тела северо-восточное. В плане оно имеет линзовидную

форму длиной до 25 м. На горизонте 50 м рудное тело выклинивается. Содержание металла наиболее богатое в верхней части тела, с глубиной оно уменьшается, и ниже 50 м минерализация исчезает. Среднее содержание ртути 0,36%. Руда представлена киноварью с подчиненным количеством метациннабарита. Тип оруденения — импрегнация. Кроме рудных минералов, присутствуют магнезиально-железистые карбонаты, барит, кварц, каолин, галлуазит, битумы. Вмещающие изверженные породы замещены каолином, галлуазитом и карбонатом.

Месторождение Малое расположено в западной части Оленевского рудного поля, юго-западнее с. Оленева. Район месторождения сложен отложениями верхней части менилитовой свиты олигоцена, прорванными дайками андезито-базальта. В пределах участка известно несколько даек, наиболее выдержанная из которых имеет субмеридиональное простирание с падением на восток под углом 80—85°. Мощность дайки колеблется от 0,5 до 2,5 м. Во всех случаях рудное оруденение приурочено к дайкам андезито-базальта. Минерализация представлена мелкой вкрапленностью, призмами и гнездами киновари.

Рудные тела невелики. Вытянуты они больше по падению, чем по простиранию. По простиранию протяженность рудных тел колеблется от 8 до 23 м, по падению — от 10 до 96 м. Мощность от 1,0 до 1,8 м. Рудовмещающие дайки андезито-базальта подверглись каолинизации.

В Оленевском рудном поле вскрыт также ряд рудных рудопроявлений. Большая часть из них приурочена к дайкам и штокам андезито-базальта, а меньшая представляет собой минерализованные участки эоценовых песчаников в зонах тектонических брекчий.

Дубриничское рудное поле

Дубриничское рудное поле расположено в крайней западной части Закарпатской области в долине среднего течения р. Ужа вблизи с. Дубриничей.

Рудное поле находится во внутренней части складчатой флишевой зоны Карпат (зона Магуры) вблизи их сочленения с Закарпатским внутренним прогибом. В строении района принимают участие флишевые отложения эоцена, прорванные вулканическими и гипабиссальными образованиями неогена. Породы эоцена смяты в изоклинальные складки северо-западного простирания, опрокинутые на северо-восток. В западной части района на размытой поверхности эоцена залегают андезитовые туфы гутинской свиты.

Осадочные породы прорваны межпластовыми интрузиями и штоками микрогранитов и микрогранодиоритов. Пластовая интрузия падает на юго-восток под углом в $20-30^\circ$. Длина ее по простиранию 3 км, по падению 1 км. Мощность колеблется от 10—15 м в периферических частях до 50—70 м в центральных. Интрузия интенсивно каолинизирована, особенно в приконтактных частях.

Штоки микрогранодиоритов известны в центральной части рудного поля, размеры их невелики — до 20 м в поперечнике. С глубиной размеры их уменьшаются. Рудное поле пересекает крупный сброс, падающий на северо-запад под углом $75-80^\circ$. Амплитуда перемещений достигает 80—100 м. Вдоль сброса наблюдается полоса дробленых и перемятых пород мощностью до 20 м. По сбросу подвижки возобновились в верхнем плиоцене, о чем свидетельствует смещение гутинских туфов вдоль сброса на 1—2 м.

В пределах рудного поля выявлено несколько ртутных рудопроявлений, концентрирующихся в микрогранодиоритах. Во всех случаях оруденение связано с трещинами, опирающимися сброс.

Месторождение Колхозное расположено вблизи с. Дубриничей Перечинского района.

Участок месторождения слагают сильно перемятые и брекчированные флишевые породы эоцена, прорванные небольшими (до 32 м в поперечнике) штоками микрогранодиоритов. Пластовая интрузия микрогранита здесь залегает на глубине 250 м. Непосредственной связи штоков с пластовой интрузией не наблюдается. Контакты интрузии довольно ровные, эруптивные брекчии встречаются редко.

Участок пересекает разлом северо-восточного простирания. В западной части участка отмечается разлом северо-западного направления. Оба разлома сопровождаются мощными зонами дробления пород. Рудоносный шток микрогранодиоритов расположен на пересечении северо-восточного и северо-западного разломов (рис. 24). Форма штока в плане близка к изометрической, размер $18 \times 15,5$ м. На глубине 67 м шток выклинивается. Нижняя его часть, оторванная при тектонических подвижках, представляет собой глыбу размером $5 \times 10 \times 40$ м, вытянутую по вертикали и залегающую несколько восточнее штока на глубине 75 м.

Шток разбит серией различно ориентированных трещин. Преобладают круто падающие трещины северо-западного направления, к серии которых приурочены рудные тела.

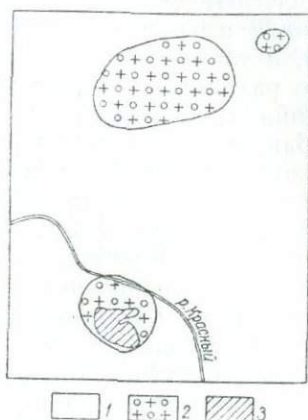
Месторождение представлено тремя круто падающими рудными телами. Средняя суммарная мощность рудных тел 7 м, длина по простиранию 15 м. Содержание ртути с удалением от поверхности резко уменьшается, а на глубине 55 м рудные

тела выклиниваются. В оторванной части штока также наблюдается ртутная минерализация, однако содержание ртути здесь низкое.

Минерализация представлена импрегнациями и прожилками. Минеральный состав руд прост: преобладает киноварь, в меньшем количестве присутствует марказит. Из жильных минералов отмечаются сидерит, каолин. В резко подчиненном

Рис. 24. План месторождения Колхозного.

1 — эоцен: тонкоритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (Pg_2^1); 2 — плиоцен: каолинизированный микрогранодиорит ($\gamma \alpha N_1^{2pp}$); 3 — рудное тело.



количестве обнаруживаются сидерит, кальцит, кварц, опал. Широко развит даунсонит в виде тонкоигльчатых агрегатов в трещинах песчаников, вмещающих шток; реже и в меньших количествах он отмечается в микрогранодиорит-порфирах.

Микрогранодиорит-порфиры подверглись интенсивной каолинизации.

Углянское рудное поле

Углянское рудное поле расположено в междуречье рек Теребля и Лужанки, в пределах северной Утесовой зоны. С севера Утесовая зона граничит с нижнемеловым черным флишем раховской свиты (неоком), на который она надвинута по пологому надвигу, с юга перекрывается песчано-глинистым флишем соймкульской свиты (альб-сеноман) и более молодыми осадочными образованиями.

Собственно Утесовая зона представляет собой брекчию, состоящую из разновозрастных обрывков пластов и массивов. Наряду с мелкими глыбами и перетертым материалом здесь наблюдаются гигантские глыбы пород, устойчивые к механическим воздействиям. Среди них первое место занимают

юрские известняки, за ними идут верхнеюрские и нижнемеловые диабазы, серпентиниты, кристаллические сланцы палеозоя.

Общепризнанного представления о природе северной Утесовой зоны до настоящего времени не сложилось. По крайней мере, можно говорить о нижнемеловом возрасте ее формирования, так как альб-сеноманские отложения соймульской свиты залегают на Утесовой зоне нормально. Утесовая зона участвовала в складчатых движениях посленижнемелового времени, а также более поздних, когда образовались тектонические разрывы, с частью которых связаны ртутные рудопроявления. К ним относятся Монастырское на левобережье р. Теребли, рудопроявления в долине р. Малой Угольки и Лужанское в левом борту долины р. Большой Угольки.

Рудопроявление Монастырское расположено севернее с. Драгова, в руч. Монастырском, являющемся левым притоком р. Теребли.

Участок рудопроявления сложен пестроцветными флишевыми отложениями эоцена и гравелитоподобными песчаниками мел-палеогенового возраста. Среди пород эоцена наблюдается прослой туфа спилита. Породы смяты в пологие складки северо-западного простирания и разорваны серией северо-западных разломов. Наблюдаются мелкие поперечные разрывы северо-восточного простирания, с которыми связана мышьяково-ртутная минерализация.

Наиболее высокие концентрации ртути отмечаются в небольших прослоях конгломератовидных песчаников, минерализованных киноварью и метациннабаритом в виде мелких гнезд и прожилков. Местами отмечаются корки мелкозернистого метациннабарита на стенках трещин, центральные части полостей трещин выполняются крупнокристаллическим реальгаром. Таким образом, устанавливается более позднее отложение реальгара по отношению к метациннабариту.

Тонкие пленки и редкая вкрапленность киновари отмечается также в туфах спилита в приконтактной его части.

В зонах минерализации полевые шпаты в песчаниках и частично слюды замещаются каолином.

Минерализованные участки в песчаниках по площади составляют не более первых десятков квадратных метров, а по мощности — первые десятки сантиметров. Распределение минерализации неравномерное, среднее содержание ртути — 0,15—0,20%.

Рудопроявление Лужанское расположено в левом борту среднего течения р. Большой Угольки.

Рудопроявление находится в северной части северной Утесовой зоны, представлено здесь глыбами юрских известняков, диабазов, габбро-диабазов, серпентинитов и пестроцветных

песчаников триаса, а также песчано-глинистых пород соймльской (?) свиты.

На участке прослежена зона дробления северо-восточного простирания на протяжении 550—600 м, шириной около 80 м. В этой зоне наблюдается несколько ртутных рудопроявлений.

Ртутная минерализация представлена редкой вкрапленностью, корочками и примазками киновари по трещинам в зоне дробления. Наиболее высококонцентрированные рудопроявления отмечаются в диабазах.

Минеральный состав рудопроявления: киноварь, метацин-набарит, марказит, горный хрусталь. В диабазах и габбро-порфиритах вдоль минерализованных трещин отмечается метасоматическое изменение пород типа листвинитизации. Показательно наличие на участке давсонита, образующего скопления тонкоигльчатых агрегатов в полостях трещин в песчаниках.

В целом вскрытые рудопроявления очень мелкие и характеризуются низкими средними содержаниями ртути.

Рудопроявление Драговское расположено восточнее с. Драгова, в левом борту долины р. Тербли. Приурочено к линии сочленения южной Утесовой зоны с Закарпатским внутренним прогибом.

Участок рудопроявления сложен интенсивно дислоцированными пуховскими мергелями (сенон), в которые заключены утесы юрского известняка размером до нескольких сотен метров. Среди пуховского мергеля залегает линза агломератового туфа калиевого диабазомощностью до 30 м, которая прослеживается по простиранию на 300 м. В северной части участка находятся флишевые отложения палеогена, надвинутые в южном направлении на пуховский мергель. В южной части участка проходит граница между Утесовой зоной и Закарпатским внутренним прогибом. В зоне сочленения наблюдается опрокинутая на юг складка, в строении которой участвуют пуховский мергель, новоселицкий горизонт дацитового туфа (нижний тортон) и гипсоносные глины хустецкой свиты (тортон). Складка осложнена взбросом с амплитудой около 200 м. Приподнятым блоком является Утесовая зона (рис. 25). На размытой поверхности запрокинутой складки и взброса залегает флишеподобная песчано-глинистая толща ньяговской свиты (верхний тортон). С восточной стороны участок перекрывается неогеновыми отложениями Солотвинской впадины.

На участке устанавливаются мелкие тектонические разрывы северо-восточного простирания с крутым падением на северо-запад. С этими трещинами связана ртутная минерализация. Здесь также отчетливо наблюдается избирательное

рудотложение в литологически благоприятных породах, которыми являются туфы калиевых диабазов. Трещина, по которой циркулировали растворы, несет убогую ртутную минерализацию в пуховском мергеле, мощность этой зоны не превышает 2—3 см. Но как только она входит в туф калиевого

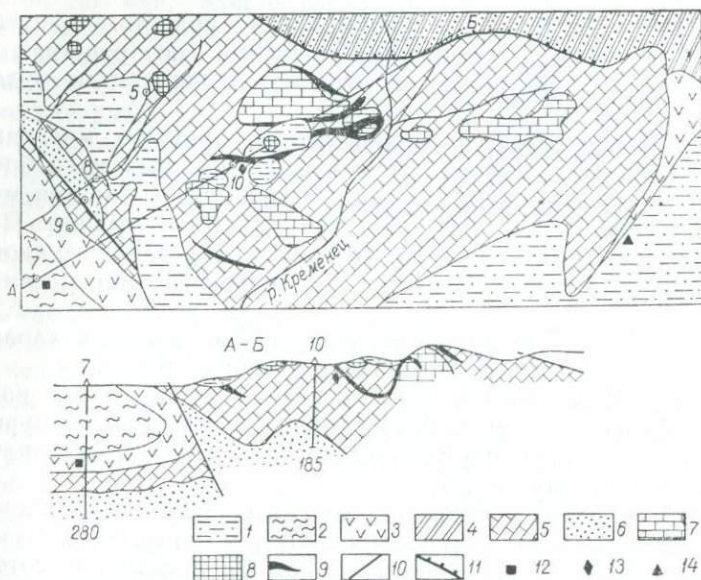


Рис. 25. Схема и разрез через южную Утесовую зону по правобережью р. Тереблн.

1 — флишеподобные отложения няговской свиты (N_1t); 2 — темные глины, переслаивающиеся с прослоями туффита и гипса (N_1t); 3 — новоселицкий горизонт липарито-дацитового туфа (N_1t); 4 — песчано-глинистый флиш эоцена (Pg_2); 5 — пуховский мергель (Cr_2sn); 6 — пуховский песчаник (Cr_2sn); 7 — юрский известняк; 8 — радиоляриевые яшмы (J); 9 — калиевые диабазы и их туфы; 10 — линии разломов; 11 — рудопоявление свинца; 12 — линия надвига; 13 — рудопоявление ртути; 14 — минерализация мышьяка.

диабазы, образуется раздув зоны минерализации до 1,5—2 м. В пуховском мергеле киноварь в виде тонких корок располагается на стенках трещин, более обилен здесь марказит.

Киноварь в виде мелких гнезд наблюдается также в новоселицком туфе вблизи зоны взброса. Здесь же отмечаются мелкие жилки кальцита с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

В восточной части участка проходит мелкий разлом, с которым связано выделение прожилков крупнокристаллического реальгара в трещинах песчаников няговской свиты.

Кроме киновари и марказита, отмечается небольшое количество метациннабарита.

Несколько южнее Драговского рудопроявления в долине р. Теремли в керне скважины, пробуравившей неогеновые песчаники и вошедшей в толщу пуховского мергеля, наблюдались довольно обильные выделения тонкоигольчатых агрегатов давсонита.

Рудопоявление Черноголово находится в среднем течении р. Люты, в районе одноименного села, в пределах складчатой флишевой области. На участке обнажается песчано-глинистый флиш верхнего мела и палеоцена. Породы собраны в брахиантиклинальную складку северо-западного простираия. Наблюдается зона дробления мощностью до 70 м. В зоне дробления было встречено мышьяковое оруденение, представленное реальгаром. Реальгар образует гнезда размером 0,5—1 см до 5 см, тонкие прожилки и редкую вкрапленность. По простираию одна рудоносная зона прослеживается на 450 м, вторая — на 130 м. Кроме реальгара встречаются выделения антимонита в виде скоплений игольчатых кристаллов, достигающих 5 см в длину.

В протолочных пробах устанавливается большое количество метациннабарита, единичные зерна киновари, галенита, сфалерита, золота. Среднее количество мышьяка 2—4%. Ртуть содержится до 0,02%.

В связи с гидротермальными процессами вмещающие породы обогащены пиритом, кальцитом. Обломки плагиоклазов в песчаниках замещаются каолином.

Рудопоявление Соймы расположено в одноименном селе, севернее с. Межгорья, в центральной части складчатой флишевой области. Сложено оно песчано-глинистым флишем палеогена, породы которого смяты в крутые продольные складки северо-западного простираия.

На участке в трещиноватых песчаниках наблюдаются жилы антимонита мощностью до 5 см. Антимонит крупнокристаллический, отдельные кристаллы достигают 10 см по удлинению и 1—2 см в поперечнике. Нередко на стенках трещин наблюдаются радиальноволоконистые агрегаты. Кроме антимонита отмечаются мелкие жилки и корки реальгара и аурипигмента. Протолочные пробы указывают на присутствие небольшого количества киновари, галенита и сфалерита.

Таким образом, гидротермальные ртутные месторождения и рудопоявления Закарпатья связаны преимущественно с тектоническими разрывами, поперечными к общезакарпатскому простираию. Для локализации оруденения в первую очередь необходимо наличие литологически благоприятной вмещающей среды. В подавляющем большинстве случаев такой средой являются изверженные породы, реже определенные разновидности песчаников или кварцево-серицитовые метасоматические сланцы. По всей вероятности, концентрированному

рудоотложению способствовали химические реакции, протекавшие между восходящими гидротермальными растворами и вмещающими породами.

Наиболее интенсивно это химическое взаимодействие между растворами и вмещающими породами происходило в близповерхностных условиях. По-видимому, возрастание активности растворов по мере продвижения их к поверхности связано с окислением части сероводорода, привносимого раствором, поверхностным кислородом. В пользу этого свидетельствует обильное выделение марказита и каолина в верхних частях месторождений, для образования которых необходима кислая среда.

Киноварь и метациннабарит постоянно находятся в тесном парагенезисе с марказитом и каолином. Вместе с тем наличие давсонита, развивающегося в основном ниже месторождений и в стороне от них, указывает на циркуляцию сульфидно-натриевых растворов, что хорошо согласуется с представлением о форме переноса ртути в гидротермальных растворах (А. А. Сауков, 1946).

В целом же вопросы, касающиеся литологически благоприятных для ртутного отложения сред в условиях Закарпатья, заслуживают детальных исследований.

Закарпатские гидротермальные месторождения, независимо от той геологической обстановки, в которой они находятся, имеют общие характерные черты, что позволяет говорить о едином возрасте и едином этапе рудообразования для всех рудопроявлений.

Ртутная, мышьяковая и сурьмяная минерализации распространены на значительно более широких площадях и на значительно большем удалении от магматических центров, чем полиметаллическая. Кроме описанных выше рудопроявлений, реальгар встречается в восточной части Раховского района, а также южнее Выгорлат-Гутинской гряды в районе Ужгорода в кристаллических сланцах, вскрытых глубокой скважиной.

Рудопроявления, связанные с плиоценовой газово-гидротермальной поствулканической деятельностью

Среди вторичных кварцитов Выгорлат-Гутинской вулканической гряды установлены теллуру-висмутовые, ртутные, свинцово-цинковые и мышьяковые рудопроявления. Наиболее детально эти рудопроявления изучены в урочище Подулки, в окрестностях хутора Ильковцы и санатория Синяк. Урочи-

ще Подулки находится севернее г. Мукачева в пределах центральной части Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Район сложен андезитовыми и дацитовыми лавами гутинской свиты, подчиненное значение имеют туфы. По периклинальному падению лав в сторону от урочища Подулки намечается центр извержений, на месте которого осталось чаще-видное углубление, напоминающее обрушенную кальдеру. В пределах этой «чаши» наблюдается несколько куполов андезито-дацитов, дацитов и липарито-дацитов.

Породы на большой площади подверглись метасоматическим изменениям. Общая площадь таких пород около 9 км². Метасоматические породы представлены целым рядом минеральных фаций, отражающих развитие метасоматического процесса во времени и пространстве. Наиболее четко выделяются следующие минеральные фации: кварцево-турмалиновая; каолин-диомортеритовая; кварцево-топазовая; кварцево-флюоритовая; монокварцитовая; кварцево-каолиновая; кварцево-серицитовая, переходящая в кварцево-гидрослюдистую; опалолитовая; алунитовая; каолин-ангидритовая; монтмориллонитовая; кальцит-цеолитовая.

Минеральные фации распространены неодинаково, причем особенно широко развиты кварцево-турмалиновые и кварцево-каолиновые породы.

Каждая из минеральных фаций характеризуется горизонтальной и вертикальной метасоматической зональностью. Наиболее четко это проявляется для метасоматических пород, сопровождающихся окварцеванием. Так, например, кварцево-турмалиновые породы с глубиной и в стороны от центров циркуляции растворов сменяются зоной каолинизации, затем зоной развития гидрослюды, переходящей в зону серицитизации. Зона серицитизации сменяется породами, содержащими хондрит, хлорит, изредка эпидот, карбонаты. В этой зоне появляются псевдоморфозы калишпата по плагиоклазам (рис. 26). Изменения по периферии зон окварцевания и на глубине могут рассматриваться как пропилитизация трансильванского типа. Отмечается зональность и в распределении сульфидов железа. В зоне пропилитизации наряду с пиритом присутствует пирротин, в зоне серицитизации — пирит, каолинизации — марказит, а в зоне окварцевания вблизи поверхности — марказит и окислы железа.

Пропилитизация наиболее интенсивно развита в связи с кварцево-топазовой минеральной фацией. Зональность в общих чертах повторяется для всех минеральных фаций, сопровождающихся окварцеванием. Она характеризует собой развитие щелочного метасоматоза на глубине и сернокислого (как результат окисления сероводорода поверхностным кислородом) — вблизи поверхности. Горизонтальная зо-

нальность возникает в результате «отработки» растворов и потери ими способности к сернокислому выщелачиванию.

Теллуру-висмутовая минерализация представлена верлитом и самородным висмутом. Верлит отмечается во всех минеральных фациях за исключением кальцит-цеолитовой.

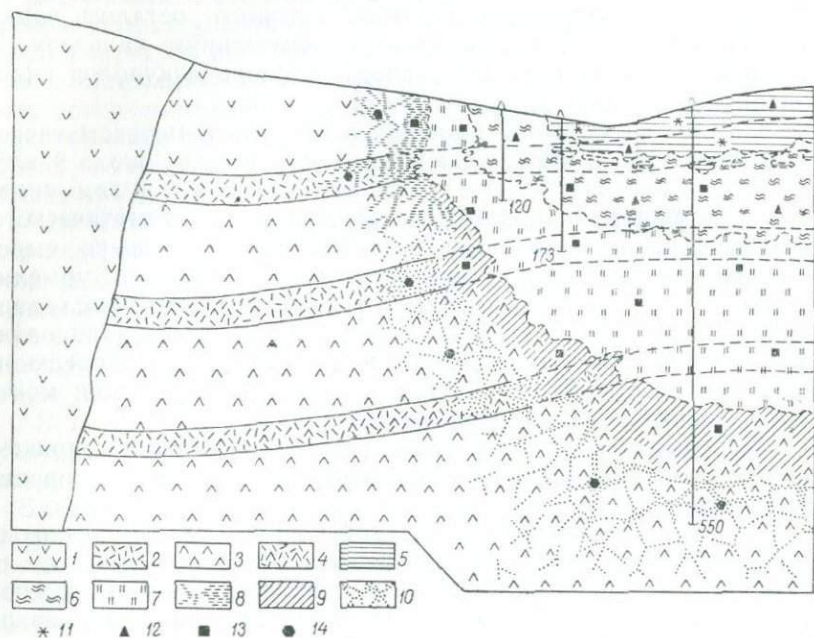


Рис. 26. Геологический разрез по скважинам 12, 8, 20 участка Ильковцы.
 1 — двупироксеновый андезит; 2 — липарито-дацитовый туф; 3 — гиалоандезит; 4 — туф гиалоандезита; 5 — монокварциты с турмалином; 6 — кварцево-каолиновые породы с турмалином; 7 — кварцево-кальцит-гидрослюдистые породы с турмалином; 8 — монтмориллонит-нонtronитовые породы; 9 — кварцево-серицитовые породы; 10 — калишпат-хлоритовое замещение; 11 — гидроокислы железа; 12 — марказит; 13 — пирит; 14 — пирротин.

Чаще всего он встречается в кварцево-турмалиновых и кварцево-топазовых породах, где местами образует заметные скопления. Наиболее широко распространен верлит в виде единичных пластинок или скоплений их на стенках трещин-центров циркуляции растворов (рис. 27). В таких случаях не образуется заметных скоплений верлита. Высоких концентраций верлит достигает в кремнисто-турмалиновых и кремнисто-топазовых образованиях, которые залегают в апикальных частях штокообразных тел кварцево-топазовых и кварцево-турмалиновых пород. Такие «слепые» штокообразные тела встречаются в зоне экзоконтактов крупных полей кварцево-турмалиновой и кварцево-топазовой минеральных фаций.

Кремнисто-турмалиновые и кремнисто-топазовые образования представляют собой продукты расскристаллизации гелей, возникших во фронтальной зоне метасоматического замещения, когда поступления новых порций восходящих растворов прекратились и развитие метасоматического процесса приостановилось. Кремнистые выделения образуют метасоматические жилки вдоль трещин в породах, подвергшихся за-

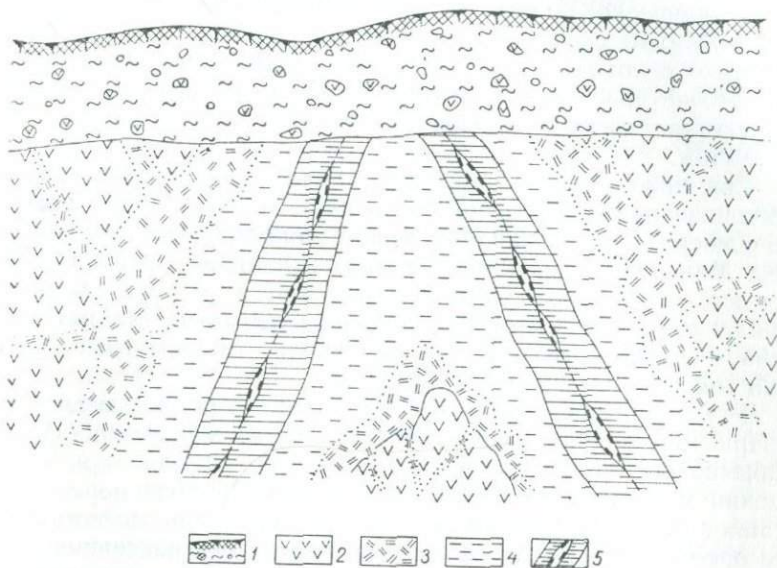


Рис. 27. Схематическая зарисовка околотрещинных метасоматических кварцево-турмалиновых оторочек с «полузалеженными» первичными трещинами с пластинками верлита.

1 — делювий; 2 — неизмененный андезит; 3 — андезит, частично замещенный нонтронитом; 4 — каолинизированный андезит; 5 — «незалеженные» полости первичной трещины с верлитом на стенках.

мещению гидрослюдой. Мощность жил 1—3 см. В местах пересечения трещин возникают раздувы размером 3—15 см и гнезда с поперечником нередко более 1 м. Метасоматические кремнистые жилы образуют как бы ореол над кварцево-турмалиновыми штокообразными телами. Кремнистые метасоматические жилы распространяются обычно не дальше, чем на 5 м от штокообразного тела. Таким образом, рудопроявления имеют вид «шапки» над штокообразными телами мощностью по вертикали до 5 м.

Верлит образует вкрапленности в кремнистой массе и свободно растущие кристаллы в полостях дегидратации. Вскрытые штокообразные тела невелики, и поэтому количество теллура и висмута в рудопроявлениях незначительно. Наи-

более крупное рудопоявление было вскрыто в северо-западной части урочища Подулки.

В ассоциации с верлитом встречаются пирит, самородный висмут, арсенопирит. Скважиной на глубинах свыше 300 м были встречены пирротин-арсенопиритовые жилки с вкрапленниками и гнездами кристаллов верлита.

Кремнистые метасоматические жилки состоят из криптокристаллического агрегата кварца, в котором рассеяны тонкоигольчатые сферолитовые сростки турмалина или топаза. Нередко основная масса настолько слабо раскристаллизована, что не действует на поляризованный свет. Иногда полости дегидратации в кремнистых выделениях выполнены галлаузитом.

Свинцово-цинковая минерализация отмечается в кварцево-топазовых породах, но более характерна она для кварцево-флюоритовых метасоматических околотрещинных оторочек. Минерализация представлена галенитом и сфалеритом совместно с пиритом, которые отлагаются в виде отдельных кристаллов или небольших корочек и гнезд на стенках трещин, — центров циркуляции растворов. Масштабы проявления минерализации незначительны.

Ртутная минерализация постоянно сопровождается монокварцитовую и кварцево-каолиновую минеральные фации. Обычно она носит рассеянный характер. Однако при разрушении монокварцитов или кварцево-каолиновых пород денудационными процессами образуются значительные по площади ореолы, правда, небогатые, механического рассеяния киновари. Попытки обнаружить коренные выходы киновари по ореолам рассеяния, как правило, безуспешны. Протолочные пробы из монокварцитов и кварцево-каолиновых пород во многих случаях дают небольшое количество киновари.

Коренные ртутные рудопоявления вскрыты юго-западнее санатория Синяк в виде примазок по стенкам трещин, мелких гнезд и вкрапленности в интенсивно каолинизированных андезитах. Более высококонцентрированное рудопоявление было обнаружено в южной части урочища Подулки. Здесь среди замещенного кварцево-каолиновым агрегатом дацитового туфа встречаются отдельные метасоматические линзы монокварцита, выделившиеся в форме геля, а затем раскристаллизованные, о чем свидетельствуют реликты опала и многочисленные полости, трещины и псевдобрекчин дегидратации. Наиболее крупная линза имела размеры $6 \times 3 \times 1$ м. В этой линзе в полостях дегидратации наблюдаются метациннабарит, отчасти замещенный киноварью, марказит, калцит. В незначительном количестве присутствуют тонкие пластинки и розетки верлита. Вскрытые более мелкие линзы монокварцита содержат незначительное количество ртутных ми-

нералов, обычно единичные зерна киновари или метациннабарита.

Кроме линз монакварцитов, устанавливаются маломощные зонки брекчирования, в которых наблюдаются единичные вкрапленники киновари и метациннабарита.

Рудопроявления железа

В полосе внутренней части Выгорлат-Гутинской вулканической гряды наблюдается целый ряд железорудных проявлений. В начале текущего века большое количество этих проявлений эксплуатировалось кустарным способом. Наибольшее число старых отработок известно в Иршавском районе, имеются они также в районе сел Среднего, Визницы и других местах. Рудопроявления концентрируются в андезитовых туфах, образование их связано с поствулканическими процессами.

Рудные залежи образуют маломощные горизонты в 10—30 см, обогащенные предельно железистым нонтронитом и гидроокислами железа среди измененных туфов. Залегание железистых горизонтов в основном близкое к горизонтальному. В Иршавском районе встречается оруденение, связанное с разноориентированными трещинами. Иногда наблюдается ритмичное чередование нескольких железистых горизонтов с безрудными интервалами в 1—1,5 м. Протяженность железистых горизонтов различна — от нескольких десятков до многих сотен метров. Железистые горизонты залегают в верхних частях залежей некоторых разновидностей андезитовых туфов. Размеры их определяются площадью, занимаемой этими туфами.

Из-за малой мощности железистых горизонтов и в общем небольших масштабов рудопроявления железа признаны непромышленными.

На рудопроявлениях наблюдается вертикальная метасоматическая зональность, с которой и связано появление железистых горизонтов. В нижней части туф освещен и нередко состоит из почти мономинерального монтмориллонита. Выше в метасоматической колонке появляется нонтронит, желвакообразные выделения унгварита (тонкая коллоидная смесь опала с нонтронитом, опала с гидроокислами железа или халцедона с нонтронитом или лимонитом). Вверх железистость нонтронита возрастает, и, наконец, появляются горизонты, сложенные нонтронитом и гидроокислами железа. Выше идет зона, обедненная железом, и при отсутствии ритмичного чередования предельно железистых горизонтов наблюдается переход в самую верхнюю зону, где среди глинис-

той массы тонко распылены мельчайшие выделения гидроокислов железа. Породы верхних частей разреза считаются высококачественными минеральными красками. Нередко минеральные краски образуются без появления железистых горизонтов. В таких случаях под минеральными красками наблюдаются зоны туфа, обедненного железом.

Заслуживают внимания залежи монтмориллонитов, находящиеся ниже железистых горизонтов. По своим высоким качествам и достаточно большим масштабам они могут иметь промышленное значение.

З а к л ю ч е н и е

Данная работа носит региональный характер. Основной ее задачей было определение общих закономерностей пространственного распределения рудных полей и месторождений, выявление региональных структурных факторов, контролирующих оруденение, выделение металлогенических зон и подзон, изучение закономерностей размещения в их пределах рудных полей.

Промышленно ценные эндогенные рудные месторождения Закарпатья связаны с поздним тектоно-магматическим этапом развития альпийской геосинклинали, по времени охватывающим миоцен. Этот этап характеризуется формированием Закарпатского внутреннего прогиба и мощным наземным и гипабиссальным магматизмом вдоль его окраин. Рудные поля, отдельные месторождения и рудопоявления располагаются в пределах металлогенических зон внутреннего прогиба и внешнего обрамления Закарпатского внутреннего прогиба. Во внутренней зоне или в металлогенической зоне горстового обрамления Большой венгерской впадины рудные поля заключены в блоки с приподнятым донеогеновым фундаментом. В пределах Закарпатья насчитывается три таких блока: Чопский, Беганьский, Береговский. В двух последних расположены рудные поля; перспективность Чопского блока неясна, относить его к перспективным мешает в первую очередь толща (свыше 400 м) плиоценовых осадков.

Перспективным следует считать Велико-Доброньский блок с мощными толщами вулканических образований и интрузией диорита. В пользу этого говорят встреченная в его пределах минерализация и интенсивные гидротермальные изменения. Гравитационные максимумы и магнитные аномалии в пределах блока распадаются на две части, разделенные полосой северо-восточного направления. Возможно, эта полоса пониженных гравитационных и магнитных значений обусловлена зоной разломов, сопровождающейся интенсивными гидротермальными изменениями изверженных пород, которые

могут вмещать оруденение. Решение этого вопроса связано с детальными геофизическими и буровыми работами.

В пределах Беганьского и Береговского блоков оруденение, кроме известных месторождений, может концентрироваться в обрамляющих блоки разломах. В пользу этого свидетельствует оруденение, вскрытое на западной и восточной периферии Береговского горста.

Площади между горстовыми поднятиями в пределах Эссинской и Вилкок-Виноградовской депрессии могут рассматриваться как неперспективные из-за большой мощности плиоценовых отложений, перекрывающих продуктивные горизонты.

В пределах металлогенической зоны внешнего обрамления Закарпатского внутреннего прогиба ртутные рудопроявления находятся в различной геологоструктурной обстановке. Не касаясь вопросов доразведки Оленевского, Дубриничского, Вышковского рудных полей, что не входит в нашу задачу, следует в первую очередь обратить внимание на рудопроявления Драговского района. В Драговском районе представляет интерес зона сочленения флишевой области с Солотвинской впадиной. Наличие минерализации в этой зоне указывает на циркуляцию гидротермальных растворов по проходящим здесь тектоническим разломам. Возможно, крупные рудопроявления в этом районе не были обнаружены из-за мощных аллювиальных наносов р. Теремби.

При изучении полосы, примыкающей к Выгорлат-Гутинской гряде со стороны Солотвинской впадины, следует обратить внимание на наличие в ней интрузивных образований и минерализации. Скважина в с. Золотарево уже на значительном удалении от рудопроявлений зоны сочленения внутреннего прогиба с флишевой областью вскрыла скопления давсонита, свидетельствующие о циркуляции здесь ртутных гидротермальных растворов. В первую очередь можно рекомендовать постановку геофизических работ, направленных на выявление гипабиссальных интрузий.

В северной зоне Утесов заслуживает внимания региональный надвиг, имеющий благоприятную рудовмещающую структуру. Для проверки необходимо бурение на известных рудопроявлениях в зону пересечения плоскости надвига с рудносными зонами.

Особый интерес представляет наблюдающееся в Закарпатье одновременное развитие симатического и сиалического магматизма в миоцене и соответствующих, близких по времени, постмагматических образований.

После того как данная работа была уже набрана, были получены прямые доказательства одновременных вулканических извержений андезитовой и липаритовой магм. Северо-за-

паднее Береговского холмогорья обнаружены нижнесарматские, залегающие ниже угленосной алмашской свиты, смешанные туфы и лавы андезита и липарита. В пласте липаритового туфа мощностью 60 м наблюдается три горизонта андезитового туфа. Переходы одних туфов в другие постепенные. Ниже пласта туфов залегает 80-метровая толща смешанных лав. В верхней части толщи в липарите содержатся амёбообразные включения комков андезитовой магмы, в средней наблюдается своеобразная «стратификация», выражающаяся в тонкослоистом чередовании андезита и липарита вдоль плоскостей истечения, в нижней включения андезита как бы распадаются на мелкие части, скопления которых вытянуты параллельно флюидалности. Создается впечатление, что в момент течения как липаритовая, так и андезитовая составные части находились в жидком состоянии, что обусловило зафиксированные своеобразные завихрения. Плоскости истечения показывают самую различную ориентировку, от вертикальной до горизонтальной.

Силикатные анализы смешанных лав показывают промежуточные составы между липаритом (SiO_2 —73%) и андезитом (SiO_2 —58%) в зависимости от содержания темного (андезитового) и светлого (липаритового) материала.

На глубине андезит не содержит примеси липаритового материала. В верхней части комки лавы андезита «закалены» и очертания их резкие. С глубиной нарастает дезинтеграция и своеобразное «расползание» андезитовых включений, что приводит к образованию ореола микролейст, количество которых убывает и исчезает с удалением от включений андезита.

По всей вероятности, смешанные лавы образовались в результате внедрения липаритовой магмы в еще не остывший поток андезита. Это могло произойти вследствие того, что излияние андезитов происходило вдоль продольных северо-западных разломов. Внедрение же липаритовой магмы совершалось по поперечным северо-восточным разломам. Интересно, что потоки восходящих постмагматических растворов проникали по трещинам тех же направлений, что и магматические массы, с которыми они парагенетически связаны.

В 2 км юго-восточнее отмечается смешение лав иного рода. Здесь в потоке андезита наблюдаются жилы андезита, весьма обогащенного карбонатом. В жилах содержатся включения темного стекловатого липарита. Форма включений и частичное их растворение в андезите позволяет предполагать, что липарит был захвачен андезитовой магмой если не в жидком состоянии, то еще в достаточно пластичном.

В соответствии с изложенным можно предположить, что формирование андезитовой формации, относящейся к поздне-

му этапу развития альпийской геосинклинали, происходило в результате подъема магмы по глубинным бортовым разломам, обрамляющим внутренние прогибы, которые проникают в верхнюю мантию земли (В. Б. Соллогуб и др., 1967). Липаритовая формация, по всей вероятности, обязана своим происхождением очагу сиалической магмы, который, по-видимому, находился в северной части Паннонского массива, если судить по району размещения центров извержения, расположенных в ядре игнимбритового поля (G. Ranto, 1965).

В целом же в миоцене во внутрикarpатской области проявился магматизм двоякого рода — заключительный этап сиалического субсеквентного вулканизма, который берет начало в верхнем мелу (Г. Штилле, 1964), и симатический, связанный с поздней стадией развития альпийской геосинклинали или началом финального вулканизма. Первый сопровождается образованием месторождений барита, алунита, каолина, а второй — полиметаллов и ртути.

Л и т е р а т у р а

- Абони А., Гануш В., Трдличка З. 1963. Метасоматическое месторождение магнезита Дубрава близ г. Ельшова. Некоторые рудные месторождения Западных Карпат. Прага.
- Барт Т. 1956. Теоретическая петрография. ИЛ.
- Бернад Я. Г., Гануш В., 1963. Очерк металлогении Спишско-Гемерского Рудогорья. Некоторые рудные месторождения Западных Карпат. Прага.
- Билибин Ю. А., 1959. Избранные труды, т. II и III. Изд. АН СССР.
- Богданов А. А., 1949. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Советская геология», № 40.
- Бойко А. К. 1966. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива, Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10.
- Будай Т., Магель М., Кодыма А., Машка М., Свобода И., Зоубек В., 1963. Тектоническое развитие Чехословакии.
- Буров В. С., 1958. Условия образования осадков сармата и паннона в Закарпатском неогеновом прогибе. Автореферат кандидатской дисс. Львов.
- Вадас Э., 1964. Геология Венгрии. Изд. «Мир».
- Высоцкий И. В., 1959. О Буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпат. Изд. ВУЗов, «Геология и разведка», № 3.
- Вялов О. С., 1953. Общее структурное подразделение западных областей УССР. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Вялов О. С., 1954. В кн.: Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей Украины, т. I и II. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., 1960. Краткий очерк тектоники Советских Восточных Карпат. Материалы КБА, № 3. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., 1965. Глубинные разломы и тектоника Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9. «Недра».
- Вялов О. С., Пастернак С. И., 1956. Новые находки иноцерамов в Закарпатском флише. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Темнюк Ф. П., Шакин В. А., 1962. К стратиграфии карпатского флиша. Материалы V съезда КБГА. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Глушок В. В., Гришкевич Г. Н., Петрашкевич М. И., Пишванова Л. С., 1962. Стратиграфия неогена Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Материалы V съезда КБГА. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н., 1963. О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба. ДАН СССР, т. 150, № 4.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н., 1965. Некоторые черты строения Закарпатского прогиба. Материалы VI съезда КБГА. «Наукова думка».

- Геологическая карта Венгрии. 1956. Будапешт.
- Гид экскурсий Бая-Маре V конгресс КБГА, 1961. Бухарест.
- Глушко В. В., 1965. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Автореферат докторск. дисс. Львов.
- Гофштейн И. Д., 1964. Геотектоника Карпат. Изд. АН УССР.
- Гофштейн И. Д., Краевская А. Л., 1966. О структуре Утесовой зоны Карпат. В сб.: «Тектоника Карпат». Изд. АН УССР.
- Данилович Л. Г. 1966. Миоценовые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат. В сб.: «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та.
- Дранко И. И., Лазаренко Э. А. 1964. Эксплозивные брекчин Береговского холмогорья. В сб.: «Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений». «Недра».
- Жуков Ф. И. 1967. Общие черты геологического развития Западных и Восточных Карпат в домезозойский период. Мат. VIII конгресса КБГА. Белград.
- Заварицкий В. А., 1946. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, в. 71, сер. петрограф., № 24.
- Заварицкий В. А. 1955. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР.
- Золотухин В. В., 1960. Геолого-петрографічні дослідження Чорного-ри та прилеглих районів Закарпаття. Вид. АН УРСР.
- Илавский Я., Чилик И., 1960. Металлогеническое развитие Западных Карпат. Материалы КБА, № 2. Изд. АН УССР.
- Казakov Л. Р. 1963. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. Геол. журн. т. 23, № 4.
- Кодера М., 1963. Полиметаллические месторождения субвулканического происхождения Банска-Штиавница и Годруша. Сб. «Некоторые рудные месторождения Западных Карпат». Прага.
- Коптюх Ю. М., 1966. Про деякі особливості структурного положення Бергівського поліметалічного родовища в Закарпатті. Геол. журн., т. 24, № 5.
- Коржинский А. Ф., 1965. Гидротермально-измененные породы некоторых редкометальных и полиметаллических месторождений и их значение для понимания процессов рудообразования. Автореферат дисс. Изд. АН УССР.
- Королев Г. Г. 1967. О южной границе Охото-Чукотского вулканического пояса. «Геотектоника», № 4.
- Костюк В. П., 1960. Нові дані в петрографії та геології вулканічних порід Закарпаття. В кн. Матеріали з геології західних областей Української РСР, т. 2. Вид. АН УССР.
- Круглов С. С., 1965. О природе Мармарошских утесов Советских Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, «Недра».
- Круглякова Г. И., 1962. Магнитные аномалии Закарпатья. В кн.: «Геомагнетизм и аэрономия», т. II, № 5. Изд. АН СССР.
- Кудряшова В. И., 1958. К вопросу об образовании шаровых лав среднего течения р. Нижней Тунгуски. Изд. АН СССР, сер. геол. № 12.
- Кульчицкий Я. О., 1965. Некоторые проблемные вопросы геологического строения Восточных Карпат. Материалы VI съезда КБГА. «Наукова думка».
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. «Недра».
- Ладыженский Н. Р., 1965. Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат. Материалы VI съезда КБГА. «Наукова думка».
- Лазаренко Е. К., 1953. Новое в минералогии соленосных отложений окрестностей Трускавца. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7.
- Лазаренко Е. К., 1962. Особенности эндогенной металлогении Карпато-

- Балканской горной системы. Материалы V съезда КБГА. Изд. АН УССР.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А., 1963. Минералогия Закарпатья. Изд. Львов. ун-та.
- Лазаренко Е. О., 1960. Метасоматичні утворення в вулканічних породах Закарпаття. Вид. Львів. ун-ту.
- Лазаренко Э. А., 1960. 2 К геологии карпатских утесовых зон. Материалы IV съезда КБА, № 1, Изд. АН УССР.
- Лазаренко Э. А., 1965. Возрастные и генетические взаимоотношения закарпатских метасоматических пород и руд. Материалы VII конгресса КБГА, ч. III, София.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П., 1962. О тектонической природе зоны карпатских утесов. Вісн. Львів. ун-ту, сер. геол., № 1.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П., 1965. Глубинные разломы, тектоническое районирование и изучение глубинных процессов земной коры. Докл. КБА, ч. 1, София.
- Левинский О. Д., Смирнов В. И., 1959. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. «Советская геология», № 2.
- Лизанец В. Г., 1962. Опыт применения геофизических методов для геологического картирования в Закарпатье. Научн. записки Львов. политехн. ин-та, вып. 80, № 2.
- Малеев Е. Ф., 1960. Основные черты геологического строения Выгорлат-Гутинской гряды. Материалы КБА, № 1. Изд. АН УССР.
- Матковский О. И., 1961. О так называемых мрамарошских диамантах. Материалы комиссии минералогии и геохимии КБА, № 1, Изд. Львов. ун-та.
- Машка М., Зоубек В., 1963. Общее тектоническое подразделение Западных Карпат и их донеогенового основания. в кн.: «Тектоническое развитие Чехословакии». ИЛ.
- Международная тектоническая карта Европы, 1962. Изд. АН СССР.
- Мерлич Б. В., 1957. Минеральные ассоциации неогеновых рудных проявлений Закарпатья. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 11.
- Мерлич Б. В., 1958. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье. «Советская геология», № 2.
- Мерлич Б. В., 1965. Связь верхнеогенового магматизма и рудогенеза Закарпатья с глубинными разломами. Докл. VII конгресса КБГА, ч. 1, София.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1965. О возрасте свинцово-цинкового оруденения Закарпатья. Вест. Львов. ун-та, сер. геол., вып. 3.
- Муратов М. В., 1947. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 22 (2).
- Муратов М. В., 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн.: Тектоника СССР, т. 11. Изд. АН СССР.
- Набоко С. И., 1959. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Изд. АН СССР.
- Набоко С. И., 1962. Автореферат докторск. дисс.
- Набоко С. И., 1963. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении 1963. Изд. АН СССР.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей 1957. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 22.
- Орайдо У., Тернер Ф., Ферхуген Дж., 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ.
- Орлова А. В., Шаталов Е. Г., 1963. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. Изд. АН СССР.

- Онческу Н., 1960. Геология Румынской Народной Республики. Ил. Рудаков С. Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. В кн.: «Очерки по геологии Советских Карпат». Изд-во Львовск. ун-та.
- Сасин Г. Г., 1960. Материалы КБА, № 2. Изд. АН УССР.
- Сасин Г. Г., 1965. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруднения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, «Недра».
- Сасин Г. Г., 1966. Генетические типы алунитовой минерализации Берегово-Беганьского района Закарпатья. В сб. Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд. Львов. ун-та.
- Сауков А. А., 1946. Геохимия ртути. Изд. АН СССР.
- Славин В. И., 1947. Тектоническое расчленение Карпатского орогена. Материалы по геологии и гидрогеологии Укр. геол. управ. за 1946, сб. 4.
- Славин В. И., Хаин В. Е., 1965. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Матер. VI съезда КБГА. «Наукова думка».
- Смирнов В. И., 1962. Металлогения геосинклиналей. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V.
- Смирнов В. И. 1963. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, М.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра».
- Семененко М. П., 1966. Регіональні проблеми розвитку сировинної бази кольорових та рідкісних металів на Україні. Геол. журн. т. 24, № 5, Київ.
- Соболев В. С., Белякова С. М., 1947. Об ультраосновной породе в Закарпатской области. Тр. Львов. геол. о-ва, сер. петрограф, в. 1.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю., 1955. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю., 1953. Метасоматическая зональность и процессы образования алунитов. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, № 7.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П. 1967. Результаты глубинных сейсмических зондирований в Советских Карпатах и прилегающей части Русской платформы. Мат. VIII конгресса КБГА, т. III, Белград.
- Субботин С. И., 1955. Глубинное строение Советских Карпат по данным геофизических исследований. Изд. АН УССР.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Славин В. И., Чекунов А. В. 1965. Об изучении строения глубинных зон земной коры в Карпато-Балканском регионе. Мат. VI съезда КБГА. «Наукова думка».
- Теплов В. П. 1966. Основные черты структуры Беганьского полиметаллического месторождения. В сб.: «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. 1957. Раховский кристаллический массив. Изд. АН УССР.
- Фишкин М. Ю., 1966. Особенности формирования близповерхностных месторождений Советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом. В кн.: «Современный вулканизм», т. 1. «Наука».
- Хаин В. Е., Афанасьев С. А., Маслакова Н. И., Бэер М. А., 1965. Тектоническая зональность юго-западной части флишевой области Советских Карпат. Материалы VI съезда КБГА, «Наукова думка».
- Храмов А. А., Герасимчук Н. С., Дашевская А. Х., Куделя А. Д., Лавренко З. И., Махрачев А. Я., Потапенко С. В., Ревуцкий С. Ф., Силченков А. П., Толстов В. Н., 1966. Перспективы развития минерально-сырьевой базы промышленности УССР. «Наукова думка».

- Циссарц А., 1958. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ.
- Шеремета В. Г., 1957. К вопросу о стратиграфическом положении угленосной толщи с Березинка Закарпатской области УССР. Доп. та повідомлення Львів. ун-ту, в. 7, ч. 3.
- Шеремета В. Г., 1958. Стратиграфія пліоценових відкладів Закарпаття по фауні остракод. Зб. «Питання геології», в. 9, вид. Львів. ун-ту.
- Штилле Г. 1964. К вопросу о происхождении магм. Избран. труды. «Мир».
- Штилле Г. 1964. Субсеквентный магматизм. Избран. труды. «Мир».
- Яншин А. Л., 1965. Проблемы срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XI, № 5.
- Böhm M. (1959). Geologickoho-loziskové powery kremnického rudného pola. Acta geol. et geogr. Univ. Comewianae Geol. No 2.
- Campbel B. (1956). Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch. Geol. prace Geol. ústavu D. S., zpravy 9, Bratislava.
- Grigore I. (1964). Contributii la paralelizarea eruptiilor tertiare din RPR Si obiectivele mai importante pentru cercetari geologice. «Revista minelor», vol. XV, N 12.
- Fiala F., Pácal Z. (1959). Několik geochewických poznánek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. Geol. prace Geol. ústavu D. S. Zoš. 54, Bratislava.
- Földvári A. (1952). A szabadbattyáni ólówérc és kövületes karbon-előfordulás. MTA. Műsz. tud. osztály. közl., V. kötet, 3. száu, Budapest.
- Jantsky B. (1952). A velencei-hegység hidrotermális ércesedése. MTA. Műsz. tud. osztály. közl., V. kötet, 3. száu. 1952, Budapest.
- Iľavský I. (1957). Geológia rudných ložísk Spišskogemerského Rudohoria. Geol. práce, 46, Bratislava.
- Iľavský I. (1959). Cilik I. Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geol. práce Geol. ústavu D. S. zoš. 55, Bratislava.
- Kaszanitzky F. (1961). Origin and minerals at gyöngyösorosi. Acta geol. Acad. Scient. Hung., 7, No 1—2.
- Kiss I. (1958). Ercföldiani vizgálatok a siroki Darnóhegyen. Földt. Közl., 88, Budapest.
- Kodéra M. (1959). Paragenetický a geochemický výskun Rozálie žily v Hodruši. Geol. prace Geol. ústavu D. S., Zoš. 54, Bratislava.
- Kováčik I. (1954). Rudne výskyty vo východnej casti Vysokých Tátier. Geol. sb. Sl. A. V., No 5, č. 1—4, Bratislava.
- Kudělásek V., Zýka V. (1958). Rumunsko ocima geologu. Věd a Život. «Natura» (1965), Ser. Geogr.—Geol., XVII, No 2, Bucuresti.
- «Natura» (1965), Ser. Geogr.—Geol., XVII, No 3, Bucuresti.
- Ostrowicky B. (1958). Nowe minerały Kruszcowe w okolicy Naligrádu. Inst. geol. Kwartalnik geol. 2, No 4, Warszawa.
- Pantó G. (1949). A nagybörzsönyi ércelőfordulás. Földt. Közl., 77, Budapest.
- Pantó G. (1952). A gyöngyösorosi magmadifferenciáció és ércékpzódés. MTA. Műsz. tud. osztály. Közl., V. Kötet, 3. száu, Budapest.
- Pantó G. (1965). Miozäne tuffhorizonte Ungarns. Acta geologica Hungarica, Stille H. 1953. Die geotectonische Werdegang der Karpathen. Beihefte z. geolog. Jahrbuch. Heft 8, Hannover.
- Seneš I., Švagrovsky I. (1957) Neogen Vychodneho Slovenska. Geol. Prace, 46.
- Staháľnik (1958). Zpráva e geologickém napování a průzkumu rtutových ložísek u Malachova a Tajova východně od Banské Bystrice. Geol. prace Geol. ústavu D. S., zpravy 12, Bratislava.
- Stancin C. (1961). Contributii la cimoasterea transformarilor hidrotermale a le rocilor andezitice. Studii si cercetari geol. Acad. RPR, 6, No 4.

- Széky-Fux V. (1964). Propylitization and potassium metasomatism
Acta geol. Budapest.
- Szöke A., Steclaci Z. (1962). Regiunea Toroiaga-Baiaborsa. Studii
geol., petrogr., mineral. si geochimik. RPR.
- Tołwinski K. (1937). Objaśnienie Arkusza Skole (pas 52, słup 37).
Państw. Inst. Geol., Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000,
zesz. 2, Warszawa.
- Vargáné M. (1961). Kalimetaszomatózis és kálifeldusulás a Sátoraj-
jauhely és Vágáshuta közti területen. Földt. közlöny, 91, № 4.
- Vidacs A (1964). A Mátra-hegység részletes ércföldtani vizsgálata. Ma-
gyar Állami Földt. Int. évi jelentése 1961 évről, 1, Budapest.
- Zorkovský B. (1957). Stručný přehled geologických poměrů a výskytu
rudých ložisk v Rumunské lidové republice. Rudy, No 5, Praha.
-

С о д е р ж а н и е

Введение	3
Геологический очерк	7
Положение Советского Закарпатья в общей структуре Карпат	7
Геологическое строение Закарпатья	8
Магматизм	24
Глубинное строение Закарпатья по геофизическим данным	47
Металлогеническое районирование Карпат	64
Каледонская эпоха геосинклинального развития	64
Герцинская эпоха геосинклинального развития	65
Альпийская эпоха геосинклинального развития	67
Доальпийская эпоха рудогенеза	86
Альпийская эпоха рудогенеза	86
Возрастные и генетические типы месторождений	89
Генетические типы месторождений	90
Возраст месторождений	93
Закономерности пространственного размещения эндогенных рудных месторождений и рудопроявлений	98
Доальпийские рудопроявления	98
Альпийские эндогенные рудные месторождения	98
Металлогения миоцена	99
Металлогения плиоцена	112
Некоторые общие закономерности пространственного размещения верхнетретичных эндогенных месторождений и рудопроявлений	115
Краткая характеристика основных месторождений и рудопроявлений	119
Раховское рудное поле	119
Позднегерцинские медные рудопроявления	122
Раннеальпийское свинцово-цинковое рудопроявление Обниж	122
Береговский рудный район	123
Вышковское рудное поле	130
Оленевское рудное поле	146
Дубриничское рудное поле	149
Углянское рудное поле	151
Рудопроявления, связанные с плиоценовой газовой-гидротермальной поствулканической деятельностью	156
Рудопроявления железа	161
Заключение	163
Литература	167

Эрик Александрович Лазаренко
Мирослав Казимирович Гнилко
Вера Николаевна Зайцева
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

Редактор *И. С. Квитко*
Художник *Ю. В. Кучабский*
Технический редактор *А. В. Маляко*
Корректор *М. Мыкус*

БГ 08116. Сдано в набор 30. IX 1967 г. Подписано к печати 15. VII 1968 г. Формат 60х90^{1/16}. Бум. типогр. № 2. Бум. л. 5,5. Печ. л. 11+5 шт. вкл. Уч.-изд. л. 10,46+вкл. 2,4 л. Тираж 1000. Цена 95 коп. Зак. 3188.

Издательство Львовского университета Львов,
Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского
областного управления по печати. Львов,
Стефанька, 11.

95 коп.

3648



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЬВОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1968