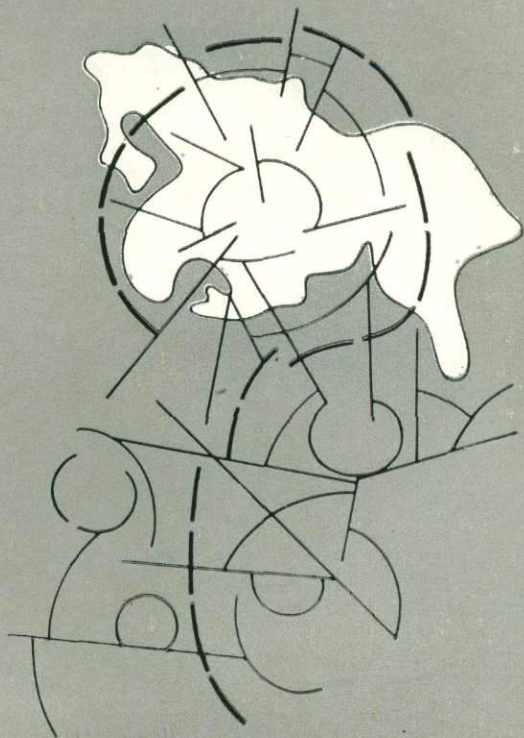
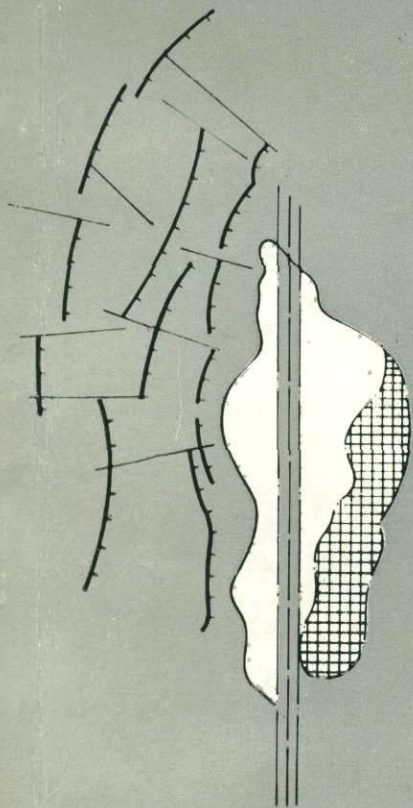


ВУЛКАНОГЕННОЕ РУДО· ОБРАЗОВАНИЕ

В.В. НАУМЕНКО,
А.Ф. ГОНЧАРУК, Ю.М. КОПТЮХ

НАУКОВА ДУМКА

В ПАННОНСКОМ СРЕДИННОМ МАССИВЕ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. В. НАУМЕНКО,
А. Ф. ГОНЧАРУК, Ю. М. КОПТЮХ

ВУЛКАНОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

В ПАННОНСКОМ
СРЕДИННОМ
МАССИВЕ

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1986



УДК 55+552.3+553.4(4-12)

Вулканогенное рудообразование в Паннонском срединном массиве /
В.В.Науменко, А.Ф.Гончарук, Ю.М.Коптих - Киев: Наук. думка, 1986. -
132 с.

В книге рассмотрены закономерности размещения вулканогенного оруденения неогеновой эпохи тектоно-магматической активизации в различных структурных зонах Паннонского срединного массива. Приведены сведения об особенностях локализации и физико-химических условиях формирования золото-полиметаллического, ртутного и молибден-медного оруденения региона. Показано, что рудоконтролирующий процесс является составной частью долгоразвивающихся вулканогенно-рудных систем, а интенсивность его проявления определяется составом вулканизма, полнотой его развития и длительностью поствулканических процессов.

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением гидротермальных вулканогенных месторождений, а также для студентов и аспирантов геологических вузов и факультетов.

Табл. 2, рис. 1. Библиогр.: 192 назв. (с. 123-132).

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р В.И.Скаржинский

Р е ц е н з е н т ы Ю.Е.Добрянский, Ф.И.Жуков

Редакция литературы о Земле

Валентин Владимирович Науменко
Анатолий Федорович Гончарук
Юрий Михайлович Коптих

ВУЛКАНОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПАННОНСКОМ СРЕДИННОМ МАССИВЕ

Утверждено к печати ученым советом
Отделения металлогении Института геохимии и физики минералов
АН УССР

Редактор Н.Я.Чехович
Оформление художника С.В.Назарова
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технические редакторы И.Ю.Алексашина, Л.Н.Муравцева
Корректоры Л.С.Трилевич, Н.Б.Кудрявцева

ИБ № 7421

Попп. в печ. 14.01.86. БФ 00107. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1.
Офс. печ. Усл. печ. л. 8,14. Усл. кр.-отт. 8,37. Уч.-изд.л. 9,42.
Тираж 500 экз. Заказ № 133. Цена 1 р. 50 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

Н 1904050000-104 295-86
M221(04)-86

© Издательство "Наукова думка", 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Карпато-Паннонский регион в геологическом отношении представляет собой сложное гетерогенное сооружение, в котором Карпатская эпигеосинклинальная складчатая зона дугообразно с северо-северо-востока и востока огибает Паннонский срединный массив, в настоящее время в значительной части погребенный под неоген-четвертичными отложениями Паннонской впадины и фрагментарно обнажающийся в отдельных горстовых поднятиях. С юго-западной стороны массив ограничен Динарской складчатой системой.

В Советском Союзе находится только небольшая часть региона, относящаяся к Предкарпатскому передовому и Закарпатскому внутреннему прогибам, Карпатской складчатой области и части Паннонской впадины.

В основу работы положены материалы изучения вулканогенного оруденения Закарпатского прогиба, выполненные авторами монографии. Используются также литературные сведения о вулканизме и оруденении зарубежной части Паннонского срединного массива.

Описание ртутного месторождения Боркут выполнено сотрудником ИМП МГ УССР В.В.Рогаченко, а висмут-молибденовых проявлений Вигорлат-Гутинской гряды — геологами Закарпатской ГРЭ И.Н.Галаховым и Е.Л. Спиридоновым.

Авторы выражают благодарность акад. АН УССР Я.Н.Белевцеву и проф. В.И.Скаржинскому за помощь в работе, а также коллегам В.А.Степанову, Т.И.Шемякиной, В.Д.Полянскому, Е.Н.Избышевой и П.Н.Мельниченко, участвовавшим в оформлении рукописи.

Глава 1. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ТИПА

В течение всей истории развития Земли процессы вулканической деятельности играли значительную роль в формировании облика различных регионов и в создании определенного спектра рудных концентраций в них. Многообразие проявления вулканических процессов в качественном и количественном отношении предопределяло характер рудоносности вулканических формаций и создание вулканогенных месторождений.

Известно, что среди вулканогенных месторождений выделяются две главные группы: гидротермальные или газогидротермальные (образованные в континентальных условиях) и вулканогенно-осадочные, формирование которых связано с подводным вулканизмом [109].

Согласно существующим подразделениям, среди вулканогенных континентальных месторождений выделяются собственно вулканические, субвулканические и глубинно-вулканические, последние часто переходят в месторождения, связанные с малыми интрузиями.

Общей чертой вулканогенных месторождений континентального типа являются их близповерхностное образование, телескопированность в рудостолбении, приуроченность к жерновинам вулканических аппаратов, экструзивным телам, трубкам взрыва. Среди вулканогенных месторождений по вещественному составу выделяются золото-полиметаллические, золото-серебряные с теллуридами и селенидами, полиметаллические, касситерит-вольфрамит-висмутин-аргентитовые, медно-молибденовые, урановые, халькопирит-энаргит-халькозиновые, ртутные, мышьяково-сурьмяно-ртутные, самородной меди, алунита, флюорита.

С вулканогенно-осадочным процессом связано формирование месторождений в условиях подводной вулканической деятельности, а также на некотором удалении от вулканических очагов. К ним относятся железорудные, марганцевые, колчеданные, полиметаллические, урановые и др.

В Карпатском регионе наиболее характерны и широко распространены вулканогенные золотые, золото-полиметаллические, медно-порфировые и ртутные месторождения и рудопоявления, локализованные в вулканических поясах различных геотектонических обстановок.

Определение понятия "вулканогенный пояс" дано в работах В.Е.Хайна, М.И.Ипшксона, Л.И.Красного, Ю.М.Пушаровского, Л.П.Зоненшайна, Г.М.Фремда и многих других. Авторам представляется, что следует отдать предпочтение принципам, заложенным в классификацию вулканогенных поясов В.Е.Хайном [124] и использованным Г.А.Твалчредидзе [116] при рассмотрении эндогенной металлогении последних.

Под вулканическим поясом понимают протяженные (сотни, иногда тысячи километров) и относительно узкие (десятки, первые сотни километров) зоны развития вулканогенных и субвулканических формаций совместно с осложняющими их депрессионными вулканотектоническими структурами, контролируемые линейными разломами глубинного заложения и развивающиеся в течение определенного геотектонического этапа (стадии) развития.

Вулканогенные пояса в зависимости от принадлежности к структурным единицам определенного типа развития Земли делятся на океанические, геосинклинальные, эпигеосинклинальные и пояса континентальных платформ [124].

Среди океанических вулканических поясов выделяются срединно-океанические (рифтовые зоны) и океанических платформ (вулканические архипелаги). Геосинклинальные пояса в зависимости от стадии развития геосинклинали подразделяются на раннегеосинклинальные, образовавшиеся в результате подводных извержений вдоль разломов, ограничивающих интенсивно опускающиеся части основания, и позднегеосинклинальные, сформировавшиеся при наземных извержениях андезитовых лав, причем накопление продуктов происходило в субмаринной обстановке эвгеосинклинальных зон или на границе между эвгеосинклиналями и срединными массивами.

Эпигеосинклинальные (орогенные) пояса, подразделяемые на осевые (вдоль осевых разломов сводов складчатых горных сооружений), поперечные (вдоль крупных поперечных разломов, пересекающих складчатые сооружения) и краевые (на границах геосинклинальных систем и срединных массивов), — результат наземных извержений с магмой от андезитового до липаритового состава, главным образом корового происхождения.

Г.А.Твалчредидзе [116] считает, что при строгом следовании принципу тектонической систематики вулканических поясов необходимо различать пояса геосинклинальные, платформенные, океанические и областей тектоно-магматической активизации (ТМА).

Отметим, что выделение поясов вулканизма платформ как самостоятельного явления применимо только, вероятно, к океаническим талассократонам. Континентальные платформы, претерпевшие тектонические и магматические преобразования, следует относить к активизированным и

этот процесс выделять в качестве ТМА. При этом вулканические пояса или их части (дуги) целесообразно подразделять по принадлежности их к ранней или поздней стадиям развития.

Хотя вулканогенные пояса могут рассматриваться в качестве инверсированных геосинклинальных трогов, производных орогенного этапа развития складчатых областей, структур активизации (автономной, резонансной, сопряженной и др.), наложенных структур разного типа и т.д., общность для них заключается в том, что они являются линейными образованиями, контролируемыми глубинными долгоживущими разломами; магматические (вулканические, плутонические) и металлогенические процессы в них проявляются неравномерно и тяготеют к четковидно расположенным долгоживущим центрам активности; осевые части поясов имеют повышенную проницаемость; центры активности в поясах приурочиваются к местам пересечения глубинных разломов поперечными нарушениями; тектоно-магматический и металлогенический процессы в центрах активности проявляются направленно и сопровождаются сменой магматических фаций и ассоциирующего с ними оруденения; наблюдается центральная симметрия тектоно-магматических структур всех циклов; разная интенсивность проявления отдельных этапов в различных вулканогенно-рудных центрах пояса; эволюционное развитие центров активности с отдельными случаями наложения более поздней минерализации. Корни вулканоструктур древнее, чем эффузивы, слагающие их верхние части, поэтому аналогами последних можно считать экструзии посткальдерного этапа. Облик и рудоносность вулканогенно-рудных формаций определяются возрастом и временем их образования в масштабах как отдельного центра, так и всего пояса в целом. С ними чаще всего связаны близповерхностные месторождения *Cu-Pb-Zn, Au-Ag, Hg-Sb* и др., контролирующиеся глубинными разломами (Центральная Камчатка) или кольцевыми структурами (Центральный Казахстан, Таловская купольно-кольцевая структура на Камчатке и др.) [16, 57]. Среди вулканогенных поясов выделяют внутриокеанские (подводные вулканогенные нагорья) и континентальные.

Под внутриокеанскими вулканогенными поясами автор понимает такие вулканотектонические структуры, вдоль которых на расстоянии до 1000 км (редко до 2000 км) прослеживается цепь вулканических конусов. Наиболее высокие из них достигали поверхности океана (в виде островов), другие создавали подводные вулканические гряды.

Внутриокеанские пояса приурочены к линейным разломам, проникающим в верхнюю мантию. Они делятся на два типа: а) узкие линейные цепи небольших островов; б) широкие валообразные поднятия, увенчанные щитовыми вулканами. Кроме внутриокеанских поясов в океанах распрост-

ранены нелинейные вулканогенные структуры в виде обширных нагорий с вулканическими конусами и отдельными вулканическими постройками.

Вся группа структур (океанские вулканогенные пояса, подводные вулканогорья и отдельные постройки) составляет океаническую базальтовую вулканическую провинцию.

Эпигеосинклинальные вулканические пояса принадлежат к самостоятельному орогенному режиму, не связанному с геосинклинальным, как и структуры послеплатформенной ТМА (орогенной активизации).

Орогенным вулканическим поясам континентов свойственно как своеобразное специфическое строение верхней мантии и земной коры, так и характер вулканизма. Исследователи отмечают различия в строении вулканических поясов. Например, Н.А.Шило подразделяет их на проорогенные (ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза), дейтероорогенные (активизационные) краевые наложенные пояса вдоль окраин материков.

И.Н.Томсон и др. [91] выделяют пять структурно-морфологических типов континентальных вулканических поясов и областей: линейные над сейсмофокальными зонами; широкие ступенчатые у флексур близ окраин континентов; рифтогенные сводовых структур; сводообразные вулканические щиты; вулканические поперечных валов.

Линейные пояса над сейсмофокальными зонами — это вулканические пояса островолужного типа на границе коры переходного и океанического типов в виде дугообразных поясов. Для них характерны: известково-щелочной состав вулканитов, совмещенность вулканитов с орогенными и флишиодной формациями, медно-порфировый и золото-серебряный типы оруденения.

Вулканические пояса в структуре островных дуг сложены субаэральными вулканитами в основном андезитового состава с зональностью от толеитовых пород фронтальной зоны через высокоглиноземистые базальты и известково-щелочные породы к щелочно-оливиновым базальтам тыловой зоны. Кроме того, они характеризуются положительными аномалиями силы тяжести, повышенными тепловыми потоками, выступами аномальной мантии, повышенной мощностью земной коры (20 км и более), наличием сейсмофокальных зон (Андийский пояс).

Вулканические пояса у окраин континентов весьма распространенные в Тихоокеанском регионе, находятся на границе между блоками континентальной и субокеанической коры, сопровождаясь гравитационной ступенью со стороны шельфа. Пояса широкие (100–150 км), сложены андезит-риолитовыми вулканитами известково-щелочной серии, прорванными гранитоидными интрузиями.

Рифтогенные пояса сводовых структур подчеркивают эволюцию раз-

вития последних и являются результатом режима растяжения, выраженного в формировании грабенов и сопровождаемого базальтовым вулканизмом (толеиты, щелочные базальты, даже кислые породы). С более древними, чем кайнозойские, рифтовыми структурами связан андезитовый, андезитобазальтовый вулканизм.

Вулканические щиты представляют собой формирования вулканитов на сводовых поднятиях. Вулканические продукты связаны с кальдерными и вулканическими грабенами, которые размещаются у подножий сводов и вдоль их осевых линий. Кальдеры находятся на крыльях сводов вдоль концентрических дислокаций. Вулканиты — последовательно дифференцированные комплексы андезитобазальтов, дациториолитов и контрастные базальт-диабазитовые толщи. Интрузивный (плутонический) магматизм подчинен. Для регионов подобного типа характерна модель "астеносферного диапира".

Вулканические ареалы поперечных валов тяготеют к линейным валообразным поднятиям, пересекающим различные структурные элементы (ороген, платформы, передовые прогибы). Валлообразным поднятиям соответствуют зоны аномальной мантии (Транскавказское поднятие).

Вулканические образования Карпато-Паннонского региона, составляющего значительную часть Карпато-Динарской неовулканической провинции, по мнению [91], принадлежат к сводово-рифтовым структурам (Западно-Карпатская и Трансильванская области) и валлообразным поднятиям (Словакия).

Вулканические пояса обладают разнообразной рудной специализацией. В.Н.Котляр [56] среди вулканогенных рудных комплексов выделяет: а) комплексы доорогенных ранних геосинклинальных прогибов и эвгеосинклиналей; б) поздне- и посторогенных структур подвижных зон; в) зон активизации. Кроме вулканогенных комплексов рудоносны также тесно связанные с вулканогенными формациями субвулканические комплексы (с ними ассоциируют колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, золото-серебряная, молибден-урановая и другие рудные формации). Широко распространены вулканогенно-интрузивные комплексы, с которыми связаны медно-порфировые, редкометалльно-полиметаллические молибденовые и другие месторождения.

Оруденение обычно приурочивается к древним вулканоструктурам — аппаратам, трубкам взрыва, другим структурам центрального и линейного типов, к эруптивным брекчиям. Месторождения формируются из гидротермальных растворов, возникших за счет эвентильных и инфильтрационных атмосферных вод. Источником рудного вещества многих месторождений являются глубинные и периферические магматические очаги.

Большинство вулканогенных месторождений делится на глубинные

вулканические, субвулканические, вулканогенно-осадочные субмаринные и собственно вулканические.

Металлогениз континентальных вулканогенных поясов характеризует группа вулканогенных рудных формаций, состоящая из двух подгрупп: а) месторождения, которые не зависят от гипабиссально-плутогенных металоогенических особенностей региона ($Cu-Mo$, $Au-Pb-Zn$, $Au-Ag$, Sb и $Sb-Hg$); б) месторождения, связанные с плутогенными образованиями глубинных очагов ($Sn-Ag$, $Cu-Pb-Zn$, Cu и др.). А.А.Сидоровым, В.И.Найбородиним, В.И.Гончаровым и другими устанавливаются следующие этапы рудообразования и соответственно свойственные им рудные формации: 1) из высококонцентрированных растворов - высокотемпературные рудные формации телескопированного типа ($Cu-Mo$ и др.); 2) разбавление растворов вадозными водами - зоны гидротермальных кварцитов и пропилитов - средне-низкотемпературные рудные формации ($Pb-Zn$, Sb , $Sb-Hg$); 3) гидротермальные эксплозии, повышение температуры и концентрации рудообразующих растворов - высоко-, средне- и низкотемпературные формации ($Au-Ag$, $Sb-Hg$, Hg); 4) минералообразование из послерудных высокотемпературных растворов и внедрение дайковых андезитобазальтов - иногда высоко- и среднетемпературные редкометалльные формации. Эволюция вулканогенных эманаций часто завершается высокотемпературным гидротермальным минералообразованием и внедрением базальтовых магм.

Геофизическими исследованиями при глубинном сейсмическом зондировании земной коры часто между "базальтовым" слоем и кровлей верхней мантии устанавливается слой со скоростями продольных волн 7,6-7,9 км/с, выделяемый в качестве "коро-мантийной смеси".

По мнению В.В.Белоусова [6], слой со скоростями сейсмических волн 7,4-7,7 км/с (слой Кука) состоит из смеси материала земной коры и мантии.

Основываясь на построениях Р.Майснера, В.В.Белоусова, А.В.Чекунова и др., можно, вероятно, считать "коро-мантийную смесь" результатом проникновения в зону контакта "кора-мантия" глубинного ювенильного материала и создания таким путем слоистого "пирога" коро-мантийного вещества. При этом, очевидно, участки "коро-мантийной смеси" в регионах должны формироваться в наиболее поздние этапы интенсивных пароксизмов тектонической и магматической деятельности, выраженных эпигеосинклинальными орогенными движениями и ТМА.

Рудные формации континентальных вулканических поясов. Оруденение континентальных вулканических поясов, связанное главным образом с процессами ТМА, характеризуется незначительными глубинами формирования при небольшом

(часто атмосферном) давлении; локализацией в тектонических зонах со снятым избыточным внешним динамическим напряжением; проявлением нескольких стадий минерализации, причем стадии образования вольфрам-оловянно-молибденового оруденения предшествуют формированию руд золота, полиметаллов и урана; завершением процесса рудоотложения; карбонатными стадиями отложения халцедоновидного кварца в сопровождении флюорита, сурьмы, барита, киновари, реже золота и марганца, полосчатными, брекчиевидными (кокардовыми), почковидными натечными, колломорфными типами текстур руд; четкой вертикальной зональностью, иногда обратной, выражающейся в увеличении с глубиной сульфидных минералов. Размах оруденения достигает 1000 м. В рудах урановых, свинцово-цинковых, золоторудных месторождений широко распространены сульфосоли, наблюдаются повышенные содержания теллура, постоянна урановая минерализация, которая проявляется во всех месторождениях флюорита, полиметаллов, золота и др. Широко распространен марганец во всех типах эпитермальных месторождений: оксиды марганца, манганокальцит, родохрозит, родонит — постоянные спутники флюоритового, баритового, свинцового, золотого и других оруденений. Специфической ассоциацией рудных элементов являются вольфрам, свинец, цинк, уран, золото, серебро, олово, висмут, медь, фтор, марганец, реже барий и стронций. Элементы-индикаторы — фтор и марганец. Последний в месторождениях ранней стадии содержится в разных минералах в качестве изоморфной примеси, а в эпитермальных месторождениях поздней стадии — в виде оксидов и гидрооксидов [132, 133, 134]. Характерна никелевая и кобальтовая минерализация (арсениды, сульфосоениды) в урановых и свинцово-цинковых месторождениях ранней, реже — поздней стадий.

В процессе ТМА формируются рудные месторождения пестрого состава и различных генетических типов в зависимости от эволюции структуры земной коры и связанных с ней проявлений эндогенной активности. Эндогенные месторождения, являющиеся результатом возбуждения подкоровых и коровых субстанций, характеризуются все более расширяющимся от докембрия к мезозой-кайнозой спектром рудных элементов.

Фанерозойская ТМА срединных массивов сопровождалась формированием обширной группы рудных месторождений, среди которых наиболее важное значение имеют золоторудные свинцово-цинковые, медно-порфировые, ртутные и мышьяково-сурьмяные. Активизированным в фанерозое складчатым системам свойственна гамма таких же месторождений при весьма широком развитии ртутных месторождений.

Перечисленные эндогенные месторождения генетически связаны с

магматическими очагами соответственно кислого и основного составов, в том числе и с полигенными (коро-мантийными) источниками.

Процессы вулканической деятельности в активизированных областях создают ряды вулканогенных рудных формаций с довольно четкими признаками их вулканогенного происхождения: смещением восходящих рудоносных растворов с вадозовыми водами; интенсивным отделением от рудоносного раствора газо-паровой фазы (вскипание растворов); активной ролью гелей кремнезема; достаточно высокими температурами, часто превышающими критические; изменчивым режимом физико-химических параметров.

Особенностью вулканогенного рудообразования являются сопряженность и переменчивость во времени вулканического и гидротермального процессов, причем оруденение часто наследует эксплозивные черты вулканизма.

В.Г.Чайкин [126], выделивший восемь рудных формаций областей активизации Восточно-Европейской платформы, основными признаками для выявления конкретных рудных формаций и установления их минеральных типов считает геолого-минералогические (морфология рудных тел, соотношение руд с вмещающими породами, околорудные изменения, полезные и сопутствующие компоненты, содержание их в руде) и геоструктурные (магматический, структурный контроль оруденения, связь с разрывными нарушениями, этапы и эпохи активизации, палеодинамика тектонических процессов). Рудные формации таковы: барит-сульфидно-флюоритовая (с флюоритовым, сфалерит-галенитовым, кварц-флюоритовым, барит-сфалерит-галенитовым минеральными типами), карбонатно-флюоритовая (карбонатно-флюоритовый и ратовкит-флюоритовый типы), сфалерит-галенитовая (полиметаллическая с кварц-карбонат-полиметаллическим и кварц-полиметаллическим типами), сурьмяно-ртутная (антимонит-киноварный и самородно-ртутный типы), самородной меди, флюорит-апатит-редкометалльная, апатит-нефелиновая. Большинство из них образовалось в результате процессов вулканизма.

С вулканической деятельностью неогеновой ТМА Паннонского срединного массива связано формирование ряда вулканогенно-гидротермальных рудных формаций: золото-полиметаллической, ртутной, ртутно-мышьяково-сурьмяной, ртутно-редкометалльной и медно-порфировой.

Глава 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Для раскрытия металлогенических особенностей вулканических поясов важное значение имеет выяснение структурных обстановок их формирования.

Кайнозойский вулканизм Центрального и Западного Средиземноморья (Эгейская, Карпато-Динарская, Тирренская и Альборано-Балеарская вулканические провинции) проявился в типичных для этой части альпийского пояса тектонических обстановках междугорий. Вулканические пояса междугорий располагаются в тылу обрамляющих их альпийских эпигеосинклинальных горно-складчатых сооружений. Большинство магматических образований поясов тылового типа приурочено к срединным массивам, выполняющим роль междугорий, и наложенным на них межгорным впадинам, в меньшей мере — к пограничным шовным разломам и разломам внутренних зон складчатых систем. Примером таких вулканических провинций является Карпато-Динарская. В Эгейской, Тирренской и Альборано-Балеарской провинциях междугорья сейчас заняты глубоководными впадинами. Складчатые сооружения, обрамляющие области междугорий, возникли на месте мел-(юра)-палеогеновых мио- и эвгеосинклинальных прогибов. Им свойственно складчато-надвиго-покровное строение с радиально расходящимися направлениями горизонтального смещения масс, амплитуда которого может достигать нескольких десятков километров.

Основные закономерности проявления вулканизма междугорий Средиземноморского складчатого пояса следующие [75].

Обстановке сильного одностороннего сжатия в течение ранней стадии орогенного развития геосинклинальных систем были синхронны растяжение и раздробление тыловых областей междугорий [75]. Тесная связь кайнозойского вулканизма с процессами сопряженных сжатия и растяжения проявляется в совпадении первых вспышек магматизма с началом раннеорогенных деформаций в непосредственно прилегающей геосинклинальной зоне. Неодновременность начала извержений даже в одном вулкани-

ческом поясе (провинции) отчетливо коррелируется с разным временем замыкания и сжатия соседних геосинклинальных систем (от среднего эоцена до миоцена). В раннеорогенную стадию междугорья распадаются на впадины, грабены и остаточные сводовые или горстовые выступы (Карпато-Динарская и Эгейская провинции). В позднеорогенную стадию области междугорий целиком или в значительной части вовлекаются в интенсивное погружение, которое или компенсируется аккумуляцией осадков (Паннонская впадина), или нет (Эгейское и Тирренское моря). Впадины междугорий захватывают обрамляющие их альпийские складчатые зоны.

Есть основания полагать, что структурно-тектонический план Центрального и Западного Средиземноморья заложен еще палеозойскими геологическими событиями. Судя по палеотектоническим реконструкциям [5], границы европейской части поясов альпийской и герцинской складчатости почти полностью совпадают. В частности, к концу герцинского цикла Карпато-Динарский, Балкано-Эгейский, Тирренский, видимо, Балеарский и Алжиро-Прованский регионы приобрели характер мегаконцентрических структур, весьма сходных с современными: изометрические докембрийские срединные массы микроконтинентов, окруженные островодужными вулканическими поясами и системами краевых морей, в целом вписывающихся в контуры альпийских эпигеосинклинальных сооружений. Таким образом, негеосинклинальный режим большей части территории междугорий унаследован, по крайней мере, начиная с герцинского цикла.

В мезозой-кайнозойской истории развития альпийских междугорий Центрального и Западного Средиземноморья (в частности, Тирренского и Альборано-Балеарского) намечаются два крупных этапа: доплиоценовый и плиоцен-четвертичный. Им отвечают установленные сейсмическими методами и бурением два структурных комплекса "осадочного слоя" земной коры глубоководных котловин, разделенных резким угловым несогласием [65].

Нижний структурный комплекс включает мелководные эвапориты верхнего миоцена (мессиния) мощностью до 2-2,5 км и доэвапоритовых образований мощностью 3-5 км. Последние по характеру залегания и мощностям аналогичны чехлам осадочных бассейнов древних и молодых платформ.

Ранний этап медленных и длительных опусканий и осадконакопления в междугорьях в течение мезозоя и палеогена унаследовал режим обширных эпиплатформенных морских бассейнов: он завершился в позднем миоцене накоплением эвапоритов в изолированных акваториях [65]. Синхронно в окружающем континентальные блоки пространстве формировались океанические или субокеанические геосинклинальные бассейны, претерпев-

шие несколько фаз сжатия, складчатости и полностью замкнувшиеся к концу этапа.

Верхний структурный комплекс сложен плиоцен-четвертичными преимущественно глинисто-карбонатными осадками открытого и относительно глубоководного моря. Мощность их обычно не превышает 1-1,5 км. Отсутствие несогласий внутри комплекса и прислонение слоев нижней части толщи к бортам бассейнов свидетельствуют об образовании глубоководных субокеанических котловин в результате резкого кратковременного обрушения блоков земной коры [65]. Этот процесс, продолжающийся поныне, сопровождается вулканизмом и океанизацией коры. Он синхронен образованию альпийских эпигеосинклинальных складчато-покровных структур и поднятию горных цепей, опоясывающих впадины.

Идентичные этапы развития отмечаются и в Карпато-Динарском междугорье. Его территория с конца палеозоя до эоцена-олигоцена развивается как континентальный блок, покрывавшийся в основном эпиплатформенным морем. С заложением в триас-раннемеловое время обрамлявших его геосинклинальных бассейнов блок превращается в срединный массив, испытавший раздробление, вулканизм и консолидацию в течение мезозоя и палеогена. Поздний неоген-раннечетвертичный этап развития мегаструктуры охватывает период формирования альпийских складчатых дуг Карпат и Динарид, образования в их тылу на месте Паннонского срединного массива глубоких межгорных и внутренних прогибов и грабенов, сводовых и горстовых поднятий, сопровождаемых деструкцией коры и интенсивными извержениями кислых, средних и основных магм.

Карпато-Динарское междугорье, как и внутренние глубоководные котловины Средиземного моря, характеризуется очень высоким тепловым потоком, региональным максимумом поля изостатических аномалий силы тяжести, резким сокращением мощности земной коры, куполовидным подъемом астеносферного слоя и кровли верхней мантии, имеющей низкие скорости прохождения сейсмических волн [38,45,75,82,104]. В совокупности с интенсивным вулканизмом эти характеристики дают основание отождествлять отмеченные провинции и относить их к особому типу мегаконцентрических структур ТМА. Я.П.Маловицкий [65] выделил глубоководные котловины Средиземного моря в самостоятельный класс пелагогенных структур-, антиподов областей дейтероорогенеза.

По времени заложения и степени переработки коры намечается следующий эволюционный ряд междугорий [114]: от начальной стадии утонения (Альборанская и Северо-Балеарская котловины) через стадии дифференцированной (Эгейская, заложена в плейстоцене) и общей (Тирренская, заложена в среднем плиоцене) деструкции коры к завершению преобразования континентальной (Ионическая, заложена в позднем

плиоцене) и стабилизации субокеанической коры (Алжиро-Прованская, заложена в раннем миоцене). Формирование котловины Карпато-Динарского междугорья, судя по степени утонения и дифференцированной деформации земной коры, достигло, вероятно, лишь начальной стадии.

Существует много теоретических моделей образования этих мегаструктур: от моделей, основывающихся на концепции плитовой тектоники и объясняющих даже утонение коры Паннонского массива "сдиранием" при горизонтальном перемещении масс [7], до моделей, увязывающих в единый механизм образование межгорных котловин и шарьяжей, вулканизм, деформацию коры и подъем мантийных диапиров [2,75,114].

По А. Керу [48], постепенно расширяющимся поднятием мантии под Тирренским морем можно объяснить "орогеническую волну", распространившуюся в миоцене и плиоцене на юг, соскальзывание осадочных покровов и тектоническую дивергенцию по радиальным от поднятия направлениям. Согласно модели В. Беммелена [37], поднятие верхней мантии и связанная с этим океанизация "орогенических центров" произошла потому, что часть сиалической коры была погружена в мантию, а верхняя ее часть удалена в результате действия эрозии и тектонического соскальзывания. Вслед за этим следовало обрушение территории. Он приходит к заключению, что непосредственную причину развития складчатости в дугообразных горных поясах и островных дугах следует искать в геодинамических процессах, происходящих в верхней мантии под этими подвижными поясами.

Существование глыб континентальной коры типа срединных массивов (Тирренид), впоследствии уничтоженных процессами денудации, глубинного преобразования и ареального спрединга, предполагается на месте Алжиро-Прованской и Эгейской акваторий [114]. Эволюция тыловых областей связывается также с движениями литосферных плит [45]. Импульс наибольшего сжатия вся система Западного Тетиса испытывала в олигоцене — раннем или среднем миоцене, в период максимального сближения континентов Европы и Африки. В тыловой части горно-складчатых дуг на территориях срединных массивов в связи с этим активизируются глубинные процессы, реализующиеся в виде подъема "диапиров" мантийных масс, вызвавших расширение срединных массивов, вулканизм и в конечном счете деформацию земной коры. В качестве возможной причины подъема астеносферного вещества привлекается локальный восходящий конвективный "вихрь" в связи с развитием зон Заварицкого — Бенюфа.

Карпато-Динарская провинция кайнозойского вулканизма

Карпато-Динарская вулканическая провинция сформировалась в связи с развитием одноименного мегасвода. Эволюция его структуры выра-

жалась в последовательном распространении и наложении от центра к периферии зон активизации на зоны эпигеосинклинальных сооружений и платформенную раму. История развития мегасвода прослеживается, начиная с палеогена, охватывает неоген и продолжается, вероятно, в настоящее время.

Карпато-Динарская мегаструктура представляет собой пример геосистемы с хорошо выраженной центральной симметрией: изометричная срединная глыба, окруженная дугами альпийских орогенов с характерной радиальной вергентностью складчатых и покровных дислокаций во внешнюю сторону. Основными элементами ее зонального строения являются периферическая (передовые прогибы и прилегающие части "форланда"), внешняя (эпигеосинклинальные покровно-складчатые горные сооружения Карпатской складчатой области и Динарид) и центральная (Карпато-Динарское междугорье) зоны, разделенные концентрическими глубинными разломами.

Помимо концентрических зон в мегасводе просматриваются две крупные морфоструктуры центрального типа: Западно-Карпатская и Трансильванская [29, 91]. Обособление их, видимо, связано с резко усилившейся дифференцированностью движений в эоцене-олигоцене. Западно-Карпатская и Трансильванская структуры — это сложно построенные, длительно развивавшиеся своды второго порядка.

Предкарпатский передовой прогиб, сформировавшийся в основном в течение миоцена (в южной части прогибание продолжалось до конца плиоцена), выполнен вулканогенно-осадочной молассой, претерпевшей слабые складчатые деформации, но осложненной крупными надвигами со стороны складчатой области, особенно во внутренней части. Зона прогиба амагматична. В системе Динарид периферической зоне мегасвода, очевидно, отвечает часть впадин Адриатического моря.

Альпийские эпигеосинклинальные горные сооружения Карпатской складчатой области и Динарид возникли на месте глубоких мел (юра)-палеогеновых эв- и миогеосинклинальных прогибов. Замкание геосинклинальных бассейнов наступает в конце эоцена (Динариды) или олигоцена (Карпаты), после чего они претерпевают сильное горизонтальное сжатие, складко- и надвигообразование. На позднем этапе развития (в Карпатах в плиоцене-плейстоцене, а в Динаридах, начиная с олигоцена — миоцена) во внешней зоне мегасвода преобладают глыбовые вертикальные движения, выразившиеся в образовании сводовых и сводово-блоковых поднятий, реже межгорных прогибов, зачастую распространявшихся на смежные зоны мегасвода. В целом проявления неогенового вулканизма в этой зоне незначительны.

Карпато-Динарское междугорье — это гетерогенное образование,

включающее блоки различных стадий и эпох эпигеосинклинальной консолидации и этапов активизации, среди которых могут быть выделены байкальский и каледоно-герцинский циклы развития, спаявшие область в единый Паннонский срединный массив, претерпевший в мезозое (?) и кайнозое несколько этапов ТМА, выразившейся, в частности, и в рифтогенезе, сопровождаемом мезозойским офиолитовым вулканизмом.

Представление о Карпато-Динарском междугорье как срединном массиве развивают Х.Бек, Л.Кобер, М.Петкович, Е.Краус [14]. Они отмечают германотипный, кратогенный характер тектоники массива в течение послегерцинской истории, негеосинклинальный тип осадконакопления. В последнее время обосновываются взгляды о проявлении неогеновой ТМА Паннонского срединного массива [80,82].

Особенности глубинной структуры, вытекающие из геофизических характеристик коры и верхней мантии, свидетельствуют о правомочности выделения структурных зон мегасвода.

Глубинное строение Динарид [117] характерно для молодых горных систем рассматриваемого региона. Максимальные глубины до раздела Мохо установлены под Внешними Динаридами (45-50 км), откуда кровля мантии круто поднимается (до 30-35 км) в направлении Адриатического моря и Внутренних Динарид. Под прилегающей частью Паннонского массива мантия находится на глубине 20-25 км. Мощность "гранитного" слоя изменяется незначительно (8-10 км), увеличиваясь в области "корня" гор и максимального подъема границы Мохо. Резко сокращен, возможно, до полного выклинивания, "гранитный" слой под Адриатикой. Поверхность Конрада ступенчато погружается (от 15 до 25 км) в сторону моря от Паннонского массива и Внутренних Динарид.

Западные Карпаты характеризуются утолщением земной коры до 40-45 км с образованием "корня" гор. Под Восточными Карпатами фиксируется два раздела Мохо - на глубине 45 (альпийский) и 60-65 км (раннепротерозойский). Под Южными Карпатами мощность земной коры составляет 40-42,5 км. "Корни" гор под ними не установлены [113].

Строение земной коры вдоль профиля Паннонский срединный массив - Карпатская складчатая область - Предкарпатский прогиб рассмотрено в работах С.И.Субботина, В.Б.Соллогуба, А.В.Чекунова, Е.Митух и К.Пожгай и др. Мощность ее значительно изменяется, составляя под Паннонской впадиной 23-27 км, под Закарпатским прогибом 25-30, Карпатской складчатой областью и Предкарпатским прогибом 55-65 км. Характерно, что при этом мощность "гранитного" слоя почти постоянна, в то время как мощность "базальтового" изменяется от 30 под Карпатской складчатой областью до 4-6 км в Паннонском массиве.

Земная кора, раздел Мохо и верхняя часть мантии развиты много-

численными разломами, обусловившими вертикальные перемещения отдельных блоков вдоль них с амплитудой от сотен до нескольких тысяч метров. Выделяется серия глубинных разломов общекарпатского простирания. Наиболее значительны из них Припаннонский с амплитудой около 6 км, отделяющий Закарпатский прогиб от Паннонской впадины, и Закарпатский, разграничивающий Закарпатский прогиб и Карпатскую складчатую область, амплитуда смещения сейсмических границ по которому достигает 20 км.

Сложное глубинное строение Закарпатского прогиба устанавливается продольным профилем ГСЗ [112]. Интенсивная раздробленность пород коры фиксируется смещением сейсмических горизонтов. Мощность земной коры прогиба достигает 28–30 км (максимальная под Вигорлат-Гутинской грядой). Глубины залегания "базальтового" слоя изменяются от 12–14 до 16–18 км. Суммарная мощность "гранитного" слоя и толщи неогеновой молассы 12–18 при общей толщине земной коры 25–30 км. Горизонты с пониженной пластовой скоростью выделяются в "гранитном" и основании "базальтового" слоя. Крупная зона разуплотненных пород установлена в верхней мантии под Паннонским срединным массивом. Глубина до ее кровли составляет 55, вертикальная мощность – 40 км. Под Карпатской складчатой областью она погружена на 90–100 км.

Предполагается, что эти горизонты представляют собой эшелонированно располагающиеся неогеновые остаточные промежуточные очаги магм среднего-основного состава [89], где вещество, видимо, еще находится в пластичном состоянии. Такое предположение подтверждается величинами теплового потока в различных участках региона, отражающего, без сомнения, энергетический режим глубинных слоев. Величина глубинного теплового потока закономерно изменяется: в Предкарпатском прогибе она составляет 40–45 мВт/м², в Карпатской складчатой области – 70–75, в Закарпатском прогибе – 90–95, а в прилегающей части Паннонской впадины – 100–105 мВт/м². Геофизическими исследованиями установлено, что аномалии высокого теплового потока связаны с источниками тепла на глубинах 50–60 в Карпатской складчатой области и 25–30 км в Закарпатском прогибе. Предполагается, что в регионе в течение 50 млн. лет функционирует источник тепла мощностью 70[±]20 км.

Поле силы тяжести Паннонского массива определяется в целом слабыми положительными и столь же слабыми отрицательными (под горными массивами) аномалиями Буге, в то время как Внешние Карпаты и Восточные Альпы имеют высокий уровень отрицательных аномалий. Характерно, что сочленение Восточных Альп и Карпато-Паннонского блока выражено резкой сменой гравитационного поля вдоль зоны субмеридионального направления. Данные гравиметрии указывают на дефицит массы,

т.е. разуплотнение мантии под массивом, и ее избыток под горными системами Карпат и Динарид [104]. Причина этого, вероятно, кроется в неглубоком (60–70 км) залегании зоны повышенных сопротивлений, отождествляемой с астеносферным слоем [104], и аномально высоким тепловым потоке в срединном массиве.

Таким образом, геофизические характеристики земной коры и верхней мантии, отражающие, скорее всего, геологические события кайнозоя, свидетельствуют о том, что в Паннонском массиве, в отличие от обрамляющих его геосинклинальных систем, преобладали процессы деструкции земной коры, и, несомненно, с ними связанный магматизм, реликты которого фиксируются в виде остаточных очагов, тепловых аномалий и т.д.

Начальные стадии формирования Внутрикарпатского вулканического пояса связаны с переходом Паннонского срединного массива на новый кайнозойский этап сводового воздымания в эоцене–олигоцене после ларамийского тектогенеза. Первые вспышки андезитового вулканизма этого времени в Средневенгерских горах фиксируют начало сжатия в Динаридах и растяжения свода. Однако наиболее мощно этап ТМА региона проявился в неогене.

В течение ранней стадии (аквитан – конец сармата) происходят основные складчатые и надвиговые движения и образование передовых прогибов во внешней и периферической зонах мегасвода. Начинается формирование элементов современной структуры Паннонского массива: заложение Большой и Малой Венгерских впадин, обособление Трансильванской впадины и обрамляющего ее кольцевого сводового поднятия (Апусени, Мармарош, Южные Карпаты), образование грабен-синклинальных структур по периферии локальных сводов и тектоно-вулканогенных структур различных типов и рангов. Мощный кислый игнимбрито-пепловый и андезитобазальт-андезитовый вулканизм (контрастная серия). Общие поднятия мегаструктуры были в конце тортона и сармата (штирийская и аттическая фазы). В позднюю стадию (паннон-плейстоцен) происходят интенсивное прогибание Венгерских впадин и поднятие окружающих их сводов на фоне общего воздымания. В центральной зоне мегасвода образуется замкнутый озерный бассейн. Эпигеосинклинальные складчатые зоны превращаются в воздымающееся дуговое поднятие, осложненное локальными сводами. Формируется Вигорлат-Харгитская вулканогенная дуга (непрерывная базальт-андезит-риолитовая серия). В локальных сводовых структурах центральной зоны мегасвода в незначительных объемах извергались щелочно-оливин-базальтовые туфы и лавы.

Внутрикарпатский вулканический пояс занимает периферию Паннонского срединного массива и, по образному выражению Э.Вадаса [14], составляет "вулканический венец" Большой Венгерской межгорной впадины.

ны. По существующим классификациям, он относится к континентальным сводово-рифтовым вулканическим поясам [91]. Формирование его теснейшим образом связано с эволюцией мегасвода [79, 82]. Пояс локализуется главным образом в срединном массиве, современная структура которого состоит из сложной межгорной депрессии (Большая и Малая Венгерская, Венская, Трансильванская впадины) и останцов Западно-Карпатского и Трансильванского сводов. Межгорная депрессия выполнена преимущественно неогеновой осадочно-вулканогенной молассой. Составляющие ее впадины разделены сводово-горстовыми и валообразными поднятиями и выступами донеогеновых образований (наиболее крупные из них: Внутренние Западные Карпаты, Мармарош, Апусени, Южные Карпаты, Венгерское Среднегорье, горы Мечек, "островные" горы между речья Савы и Дравы) и в свою очередь состоят из отдельных мульд. Поднятия и выступы фундамента массива представляют собой реликты переработанных глыбовыми дислокациями Западно-Карпатского и Трансильванского сводов, а впадины и прогибы имеют характер наложенных на них внутрисводовых и межсводовых погружений. В связи с опусканиями в зоне продольных по отношению к оси Западно-Карпатского свода разломов образовались грабены Малой Венгерской впадины, дуговых концентрических - Венской. В районах сопряжения радиальных, концентрических и поперечных "сквозных" разломов на юго-восточном крыле этого же свода возникли Южно-Словацкая и Кошицкая впадины. Закарпатский прогиб сформировался как грабен-синклиналь, ограниченная Закарпатским и Припаннонским продольными глубинными разломами, фрагментами концентрической системы нарушений мегасвода. Трансильванская впадина, ограниченная концентрическими разломами, образовалась вследствие обрушения центральной части одноименного свода.

Большая Венгерская впадина, примерно в осевой части (среднее течение р. Тисы), приобретает характер грабена северо-восточного простираения (общее направление Загреб-Берегово), следующего согласно с трансрегиональными разломными зонами палеозойских, мезозойских и палеогеновых структур (линии Балатон-Токай, Загреб-Кульч). Продолжению Среднетиссенского грабена во флишевой области Советских Карпат отвечает поперечная зона отчетливого сокращения ширины горно-складчатой системы и характерного изгиба простираения складок и надвигов, ступенчатости системы разломов северо-восточного направления и в целом пониженного горного рельефа. По всей вероятности, вся эта система межсводовых структур принадлежит к крупной трансрегиональной зоне, унаследовавшей тектонический план Паннонско-Волынского авлакогена [27]. На юго-западе грабен переходит в Задунайские прогибы, а на северо-востоке - расширяется, сливаясь с Чоп-Мукачевской и Восточно-Словацкой впадинами Закарпатского прогиба.

Формирование Внутрикarpатского вулканического пояса как совокупности кайнозойских тектонических и тектоно-магматических структур различных рангов и типов тесно связано с эволюцией внутреннего строения мегасвода. Разные в генетическом и возрастном отношениях вулканогенные формации подчинены различным структурным элементам мегасвода. Пояс состоит из более или менее равномерно распределенных в основном в центральной зоне мегаструктуры вулканических массивов и цепей, образующих в совокупности кольцеобразный замкнутый непрерывно-прерывистый ореол, окружающий южную амагматическую часть срединного массива (Вилланы-Бихорский блок). В области сочленения Карпатской и Динарской складчатых систем западная Альпийско-Динарская и восточная Карпатская ветви пояса сливаются.

Будучи в целом конкордантным мезозональной структуре Карпато-Динарского региона, вулканический пояс в то же время является отчетливо секущим образованием по отношению к донегеновому структурному плану Паннонского срединного массива и обрамляющих альпийских складчатых дуг. Внутренняя структура пояса — это совокупность наложенных поднятий и впадин, с формированием которых тесно связан вулканизм. Вулканический пояс образовался в результате сложного взаимодействия тектонических и магматических процессов.

Территориальная и структурная обособленность, некоторое своеобразие эволюции и вещественного состава продуктов вулканизма различных частей пояса дали основание для выделения вулканических районов и областей [75]. Однако это районирование весьма условно, так как в настоящее время для него еще нет достаточно надежной тектонической основы. Вместе с тем очевидна важность выделения структурно-генетических совокупностей вулканогенных пород в связи с изучением их рудоносности.

В западной ветви находятся Западно-Карпатский (Прешов-Токайский, Матра-Бюккский, Словацко-Берженский, Балатонский и Штирийский вулканические районы) и Динарский (Словенский и Сербско-Македонский районы) вулканогены или области. Восточная ветвь пояса включает Центрально-Закарпатский и Трансильванский вулканогены (Бая-Марский, Родненский, Апусенский районы). Вулканоген — часть вулканического пояса, отличающаяся спецификой эндогенного режима, реализующейся в особенностях размещения вулканических полей морфогенетических типах вулканических и вулкано-тектонических структур, хронологических, фациальных, качественных и количественных характеристиках вещественного состава продуктов вулканизма. Сходное определение вулканогена привел Ж.В.Семинский [103].

Для тыловых частей пояса характерно дискретное, рассредоточен-

ное размещение вулканических массивов, образующих "внутренний ареал", а для фронтальных зон - непрерывные или прерывистые цепи, составляющие в совокупности "внешние вулканические дуги".

Во внутреннем ареале сосредоточен вулканизм главным образом ранней стадии активизации, в ничтожных объемах отмечаются плиоценовые и нижнечетвертичные вулканы. В качестве основных магмо- и рудоконтролирующих структур выступают локальные своды и внутрисводовые прогибы центральной зоны мегасвода. В разломных зонах растяжений концентрической, продольной осевой и радиальной систем в центральной и периферических частях сводов локализуются вулканические массивы (Среднесловацкий, Дуназут-Бержень, Матра-Бьюкский, Токайский, Прешовский, Береговский, Бая-Марский, Апусенский), соответствующие сложным очаговым структурам, состоящим из кольцевых и купольно-кольцевых структур более высоких порядков. Крупную вулкано-тектоническую структуру представляет собой и Среднетисенский межсводовый грабен, в полненный миоценовыми кислыми вулканиками. Геофизическими наблюдениями здесь под чехлом плиоцен-четвертичных отложений установлены крупные кольцевые структуры, вложенные в контур грабена.

Вулканические районы и отвечающие им сложные кольцевые очаговые структуры поздней стадии активизации образуют внешнюю вулканическую дугу, включающую Вигорлат-Гутинскую и Кэлиман-Харгитскую вулканические цепи, отчетливо трассирующие дуговые глубинные разломы, разграничивающие центральную и внешнюю зоны мегасвода. Внешняя дуга занимает секучее положение по отношению к структурному плану ранней стадии активизации. Менее отчетливо внешняя дуга вулканизма выражена в Динаридах.

Продукты вулканизма ранней стадии представлены контрастной андезит-риолито-игнимбритовой серией, которая включает две синхронно образовавшиеся вулканогенные ассоциации, принадлежащие андезитовому и риолитовому формационным типам. Андезитовый тип представлен непрерывным андезитобазальт-риолитовым, а риолито-игнимбритовый - однородным дацит-риолитовым рядом с исключительно большой ролью в составе как "обычных" пирокластических пород, так и пород из группы лавовых и пирокластических игнимбритов, объем которых превышает 20 тыс. км³ (около 70 % всех неогеновых вулкаников региона). Вспышки кислого вулканизма установлены в бурдигале - гельвете, тортоне, раннем сармате [54]. Основные районы игнимбрито-пеплового вулканизма тяготеют к межсводовому грабену, частично - к бортовым разломам внутрисводовых прогибов и грабен-синклиналей на крыльях локальных сводов. В последних образуются сложные вулканические массивы, представленные контрастными по составу толщами андезитовых и риолитовых

формаций. Большинство исследователей единодушно в мнении о палингеном коровом происхождении вулканитов этой формации [63, 74, 75, 88].

Локализация центров миоценового андезитового вулканизма подчинена системе дуговых, осевых и радиальных разломов, оконтуривающих наложенные на эти своды прогибы. Вулканические районы тяготеют к узлам наложения на своды чаще всего меридиональных, реже широтных зон разломов, принадлежащих системам скрытых трансрегиональных нарушений (Словацко-Берженский, Прешов-Токайский, Бая-Марский, Апусенский и другие районы). Преобладает центральный тип аппаратов (стратовулканы, щитовые вулканы) в сочетании с экструзивными и субвулканическими телами. В течение миоцена произошло не менее четырех всплесков андезитового вулканизма [14, 177]: в раннем гельвете, в позднем гельвете — раннем тортоне, в позднем тортоне — раннем сармате и в сармате — панноне. Самые ранние извержения андезитов в эоцене установлены в Средневенгерском своде.

В андезитовых комплексах, по данным [14, 55, 87], отмечается непрерывный андезитобазальт-риолитовый ряд пород, связанный постепенным изменением химического и минерального состава.

В целом вулканизм ранней стадии активизации тесно связан с формированием сводовых поднятий и наложенных прогибов и характеризуется чередованием, а часто и синхронным извержением производных кислых и средних магм. В то же время главные области развития этих формаций расположены достаточно автономно; толщи андезитовых вулканитов приурочены к сводам, а риолито-игнимбритовые поля — к прогибам.

С вулканизмом поздней стадии активизации связано образование непрерывной базальт-андезит-риолитовой серии и недифференцированной щелочно-оливин-базальтовой. Первая слагает Вигорлат-Гутинский и Кэлиман-Харгитский хребты внешней вулканической дуги. Проявления вулканизма здесь связаны с крупными полигенными центрами, включающими эффузивно-эксплозивные и щитовые вулканы, экструзивные и экструзивно-интрузивные аппараты, которые группируются в кольцевых очаговых структурах, осложненных различного рода кальдерами, депрессиями, куполами, грабенами. Насчитывается не менее трех-пяти фаз вулканической активности, начиная с позднего паннона и кончая плейстоценом.

Все охарактеризованные формационные серии вулканитов — типичные представители высокоглиноземистых известково-щелочных ассоциаций. Петрологические и петрохимические свойства плиоценовой андезитобазальтовой формации Вигорлат-Гутинской гряды позволяют отнести ее к производным подкоровых базальтовых магм [29]. Особенности состава, по нашему мнению, свидетельствуют о гибридном и ассимиляционно-контaminaционном происхождении некоторой части миоценовых андези-

товых серий, родоначальные магмы которых, видимо, также подкорového происхождения.

Ареал миоценового андезитового вулканизма отмечен отчетливой металлогенической специализацией — практически только в его пределах располагаются все известные неогеновые месторождения и проявления золото-серебряных и свинцово-цинковых руд Венгрии, Словакии, Румынии и Советского Закарпатья.

Таким образом, своеобразие состава и рудоносности миоценовой андезитовой ассоциации, скорее всего, связано с характером обстановки, в которой она проявлялась, а именно с ее пространственной и временной сопряженностью с грандиозными извержениями кислых магм, которые сопровождалась общим интенсивным прогревом очаговых зон земной коры и повышенной физической и химической активностью недр.

Внешняя вулканическая дуга в южном Динарском секторе мегаструктуры также приурочена к разломным шовным зонам, протягивающимся вдоль внутреннего края Динарид, в области их сочленения с Сербско-Македонским и Паннонским срединными массивами, и секущим как альпийские эпигеосинклинальные складчато-покровные образования самых внутренних структурно-формационных зон Внутренних Динарид (Вардарская и Копанникская зоны), так и прилегающие участки массивов (междуречье Савы и Дравы, Восточная Македония). Во Внутренних Динаридах главные складчато-надвиговые деформации закончились к позднему эоцену, а во Внешних — в раннем олигоцене. Соответственно, начиная с позднего эоцена или олигоцене и в течение неогена, в Динаридах господствовали вертикальные движения, сопровождающиеся образованием сводов, небольших внутренних молассовых впадин и вулканизмом. Одновременно испытывают ТМА Сербско-Македонский массив и южная периферия Паннонского массива, превратившаяся, как и Закарпатский прогиб, в окраину Паннонской межгорной впадины [75].

Прерывистая зона вулканизма прослеживается на всем протяжении Динарид от области их сочленения с Юлийскими Альпами до Южной Македонии (сочленение Динарид и Эллинид). Магматизм концентрируется главным образом в двух районах — Словенском и Сербско-Македонском. Последние исследования [93] показывают, что в Сербии и Македонии этап активизации отчетливо распадается на две стадии сводообразования: раннюю олигоценовую, лишенную магматизма и оруденения, и позднюю миоцен-плиоценовую, в течение которой дальнейшая эволюция сводов сопровождалась интенсивным вулканизмом и рудообразованием. По-видимому, вулканогенные образования Внутренних Динарид являются образованиями поздней стадии ТМА, проявившейся вслед за сжатием в эпигеосинклинальной области.

В Словенском вулканическом районе вулканизм центрального типа проявился в олигоцене-миоцене. Продукты извержений имеют риолит-дацитовый, андезитовый, реже трахитовый состав. Излияния лав чередовались с эксплозиями. Местами вулканы ассоциируют с гранитными и тоналитовыми интрузивами. В плиоцене вулканическая активность не проявилась.

В Сербско-Македонском районе проявления магматизма, в основном относящиеся к миоцену [75], представлены интрузивными и экструзивными и связанными с ними вулканическими фациями. Наиболее крупный Копаоникский интрузивный массив сложен гранодиоритами, а в наименее эродированной части - кварцевыми монцонитами, отвечающими различным фазам становления плутона. Массив сопровождается контактовым метаморфизмом.

В ответвлении этой зоны в окрестностях г. Белграда есть множество субвулканических штоков, силлов, даек андезитов, дацитов, кварц-латитов. Эти породы, как правило, пропилитизированы, а вблизи зон разломов и рудных тел - интенсивно гидротермально изменены (окварцевание, серицитизация, аргиллизация, местами турмалинизация).

С субвулканическими телами постепенными переходами связаны покровы и потоки андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых лав и туфов мощностью несколько сотен метров. По простиранию вулканические толщи сменяются молассами, накапливавшимися у подножия сводов. Миоценовая фаза вулканизма завершается извержением кварц-латитов, комагматичных интрузиям кварцевых монцонитов [75]. Вулканизм в плиоцене (?) завершился незначительными извержениями основных лав, нередко повышенной щелочности (базальты, андезитобазальты, трахибазальты, лейцитовые трахиты, лейцититы).

В каждом из вулканогенов вулканизм, как правило, проявился в раннюю и позднюю стадии активизации. По объему изверженного материала ранний вулканизм был несравненно грандиознее. В большинстве вулканических районов внутреннего ареала четко обозначены ранние рудопродуктивные и поздние пострудные стадии вулканизма, отвечающие общей последовательности событий ТМА в регионе. В рудных районах (Среднесловацком, Матра-Берженском, Прешов-Токайском, Береговском, Апусенском) раннеактивизационный многофазовый вулканизм завершается образованием в основном полиметаллических, золото-полиметаллических, золото-серебряных и золото-теллуридных месторождений. Пострудный вулканизм в них проявился в извержениях ничтожных объемов толеитовых и щелочно-оливин-базальтовых магм. В связи с позднеактивизационным вулканизмом внешней дуги в Карпатском секторе пояса известны лишь ртутные месторождения и ртутно-редкометалльные (молибден, висмут, олово)

проявления. В Динарском вулканогене оруденение, связанное с миоцен-плиоценовым сводообразованием и вулканизмом, представлено молибден-вольфрамовыми, медно-полиметаллическими, золото-полиметаллическими и сурьмяными проявлениями Сербско-Македонской зоны [93]. В Словенском вулканическом районе развиты месторождения ртутных, сурьмяных и полиметаллических руд, являющиеся, по мнению А.Циссарца [125], регенерированными в кайнозой более древними рудами.

Центрально-Закарпатский вулканоген состоит из Закарпатского внутреннего прогиба, включающего Восточно-Словацкую, Чоп-Мукачевскую, Солотвинскую и Марамурешскую вулканогенно-тектонические впадины, и обрамляющих их вулканических зон (см. рисунок). С юго-запада Восточно-Словацкая и Чоп-Мукачевская впадины окружены миоцен-паннонскими вулканитами Земплин-Береговской зоны, а с северо-востока и востока — плиоценовыми вулканическими массивами Вигорлат-Гутинской гряды. Меридиональный отрезок гряды — вулканические массивы Великий Шоллес и Оаш — являются границей между Чоп-Мукачевской и Солотвинской впадинами. Последняя, а также примыкающая к ней Марамурешская впадины обрамляются вулканическими хребтами Гутэй и Вэратек.

Формирование вулканогена связано с тектоническим развитием в неогене Среднетиссенского грабена, на который наложился поперечный миоценовый Закарпатский грабенообразный прогиб в области сочленения срединного массива с эпигеосинклинальной областью Карпат. В вулканогене проявился мощный риолит-дацитовый итнимбритовый и андезитобазальтовый вулканизм.

Фундаментом Закарпатского прогиба в северо-западной части служат, вероятнее всего, донеогеновые комплексы Татро-Вепорид, а в юго-восточной — марамурешские структурно-формационные элементы. В целом Закарпатский прогиб следует рассматривать как осложнение краевой части Паннонского срединного массива в связи с процессами неогеновой ТМА [80]. Прогиб выполнен мощными толщами моласс и вулканогенными образованиями неогена. Для него характерна линейная тектоническая зональность, параллельная складчатой области, гетерогенность и различное гипсометрическое положение фундамента (от 600–750 в Береговском и Ужгородском поднятиях до 2,5–3 тыс. м от современной поверхности в наиболее опущенных блоках). В составе вскрываемых скважинами донеогеновых отложений обнаружены метаморфические породы палеозоя, диабазы, карбонатные и терригенные образования мезозоя и палеогена.

От Паннонской межгорной впадины и Карпатской складчатой области прогиб отделен зонами Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов соответственно.

В сложной структуре прогиба выделяют [23] Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины. Впадины, представляющие собой тектонические блоки, существенно отличаются историей развития, характером проявления тектоники и глубинным строением.

Солотвинский блок в позднюю стадию активизации, причленившись к блоку складчатых Карпат, испытывал восходящие движения, в то время как Чоп-Мукачевский погружался синхронно с Паннонской межгорной впадиной. В нем наиболее интенсивно проявились вулканизм и тектонические блоковые движения. Продольные, поперечные и диагональные региональные разломы фиксируются вплоть до "базальтового" слоя, а бортовые глубинные — Закарпатский, Припаннонский и Оаш-Шоллесский — достигают мантии [112, 127].

Закарпатский прогиб и прилегающая часть внутренних зон складчатой области Карпат фактически являются частью Внутрикарпатского неогенового вулканического пояса.

Ореол влияния процессов, связанных с подтоком глубинных флюидов и непосредственно с вулканизмом, не ограничивается прогибом и распространяется в складчатую область и Солотвинскую впадину, где основным выражением процессов активизации явились амагматические сводовые и купольные поднятия, названные тектоногенными [119]. В Закарпатье неогеновый этап ТМА [82] принято делить на две стадии: раннюю (от рубежа олигоцена — миоцена до среднего сармата) и позднюю (паннон — эоплейстоцен). С ранней стадией связывается образование риолитовой и андезитовой формаций, с поздней — андезитобазальтовой и щелочной оливин-базальтовой.

Как и в вулканическом поясе в целом, в Закарпатье выделяются внутренний и внешний вулканические ареалы, характеризующиеся спецификой магматизма и металлогении.

Внутренний вулканический ареал занимает центральную и прибортовую юго-западную части прогиба и является частью расположенных за прогибом обширных полей миоценовых вулканитов, погребенных под плиоцен-четвертичными осадками Большой Венгерской впадины. Для него типично рассредоточенное расположение вулканических центров, группирующихся в крупных кольцевых и купольно-кольцевых очаговых структурах. Вулканизм в них проявился главным образом в течение ранней стадии активизации, в гельвете, тортоне и сармате. В вулканических толщах, сложенных породами риолитовой и андезитовой формаций, резко преобладает изверженный материал риолит-риодацитового состава.

Внешняя вулканическая дуга представлена полосой слившихся в сплошную цепь вулкано-тектонических структур Вигорлат-Гутинской гряды, отчетливо трассирующих отдельные звенья Закарпатского, Оаш-Шол-

лесского и Припаннонского бортовых глубинных разломов. Дуга образовалась в плиоцене в позднюю стадию активизации. Слагающие ее вулканогенные породы принадлежат к андезитобазальтовой формации.

К внешней дуге примыкает полоса наложенных тектоногенных сводовых и купольных структур, располагающихся в эпигеосинклинальной зоне Карпат.

Одновременно с изменением характера проявления ТМА от внутренней к внешней частям вулканического пояса увеличивается общая мощность земной коры, меняется ее внутренняя структура [82]. Внешняя вулканическая дуга находится на границе центральной и внешней зон мегасвода с различными мощностью коры и отношением "гранит-базальт". Структурная и магматическая неоднородности определяют металлогеническую зональность района: с внутренним ареалом вулканизма тесно ассоциирует полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение, а с внешней дугой — ртутное и висмут-молибденовое. В зоне амагматических поднятий распространены сурьмяно-мышьяковые и ртутные проявления.

Характерной особенностью ТМА Паннонского массива и Карпат является широкое развитие кольцевых структур. Как правило, они не вписываются в границы отдельных структурно-формационных или фациальных зон и наложены на них.

Исследования последних лет [29, 31] и данные, полученные авторами в процессе палеовулканологических реконструкций и интерпретации мелкомасштабных геофизических карт, свидетельствуют о том, что вся структура Центрально-Закарпатского вулканогена — это сложное сочетание линейно-грабеновых структур Закарпатского прогиба и Среднетиссенского грабена с наложенными структурами центрального типа: сводовыми, гетерогенными и кольцевыми вулканотектоническими (см. рисунок).

В деталях еще не совсем ясен характер взаимоотношения и последовательность развития линейных и кольцевых структурных элементов различного происхождения. Кольцевой мотив структуры отчетливо просматривается в западной части территории (Восточно-Словацкая, Чоп-Мукачевская и прилегающая часть Большой Венгерской впадины). Ее внешнее кольцевое ограничение в северо-восточной части представлено дуговым отрезком Вигорлат-Гутинской гряды, продолжающимся в южном секторе дуговой цепочкой погребенных под чехлом мощных паннон-четвертичных отложений мелких кольцевых структур района Сату-Маре (Румыния), а далее на запад — концентрическими дуговыми зонами поднятий допаннонского основания впадины (Венгрия), ограничивающими с юга неогеновую сложную вулканотектоническую депрессию с максимальными глубинами

ми, превышающими 3 км [73]. Крайним северо-западным звеном кольцевого абриса этой структуры является вулканический массив Токайских гор. На отрезке Земплин - Ужгород кольцевой контур не прослеживается. Судя по мощностям и фациям развитых в ней вулканических толщ, кольцевая структура развивалась на протяжении миоцена. Ее диаметр достигает 150 км, а центр занимает сложная кольцевая очаговая Береговская структура с размерами в поперечнике 50-60 км. В целом это относительно дифференцированное поднятие донеогенового фундамента. Более мелкие кольцевые структуры диаметром 15-30 км располагаются конформно или орбитально относительно ее центра (Чопская, Великодобронская, Добросельская, Вилоская, Геленешская и др.). Южный сегмент структуры наложен на зону Припаннонского глубинного разлома и представляет собой два разобщенных поднятия мезозойского фундамента, увенчанных миоценовыми вулканическими аппаратами различных размеров и типов: эксплозивно-игнибритовыми жерловинами, андезитовыми стратовулканами, шлаковыми конусами, риолитовыми экструзивными туфо-лаволавовыми куполами, субвулканическими штоками, дайками, телами туффзитов. Здесь находится Береговский рудный район с известными проявлениями полиметаллических, баритовых и алунитовых руд. Южнее глубинного разлома располагается глубокая миоцен-плиоценовая депрессия.

Другие крупные кольцевые структуры Закарпатья - Ужгородская и Мармарошская - наложены на различные структурно-формационные зоны: эпигеосинклинальные сооружения флишевых Карпат, блоки-впадины Закарпатского прогиба и выступы кристаллического фундамента Трансильванского свода. Диаметры их достигают 120 км.

Ужгородская структура имеет сложное внутреннее строение и состоит из кольцевых очаговых, амагматических сводовых структур и депрессий. Почти строго вдоль ее осевой линии проходит Закарпатский глубинный разлом, к которому приурочена северо-западная цепь кольцевых очаговых структур Вигорлат-Гутинской гряды, на значительном протяжении располагающаяся в грабене.

Мармарошская гетерогенная кольцевая структура имеет четкое ограничение лишь на западе и юге, где дуговые разломы контролируют простираение плиоценовой вулканической цепи Великий Шоллес - Оаш - Гутэй, положение вулкано-тектонических структур известных рудных площадей - ртутоносной Вышковской и золоторудной Бая-Марской. В ядерной части Мармарошской структуры находится Раховский овально-кольцевой свод с блоком рифейско-палеозойских пород фундамента срединного массива. Орбитально располагаются Солотвинский свод и Гутэйская сложная очаговая структура. Их оси имеют длину 60-70 км. Солотвинский свод как единое поднятие формируется главным образом в течение плиоцена.

В центре его отмечается Углинское амагматическое блоково-сводовое поднятие, насыщенное ртутными и сурьмяными рудопроявлениями в зоне Закарпатского глубинного разлома, пересекающего свод вдоль осевой линии.

Важная роль зон региональных разломов проявляется в распределении осадков, вулканизма и полезных ископаемых [68]. На геологических картах по сгущению кулисообразно располагающихся разрывов отчетливо выделяются пять меридионального и три северо-восточного простирания зон разломов шириной 10–20 км. Обе системы играли важную роль в локализации эндогенных процессов.

Начало ТМА в вулканогене происходит на рубеже олигоцена и раннего миоцена после проявления общекарпатской (савской) фазы складчатости [33]. Начиная с этого момента, согласно данным [33], внутренняя флишевая зона Карпат испытывает только глыбовое поднятие. Большая часть Чоп-Мукачевской и смежной с ней Восточно-Словацкой впадин в раннем миоцене была вовлечена в сводовое воздымание Ужгородской структуры. Восточнее и южнее этого поднятия накапливаются толщи риодацитовых туфов и гипсоносных песчано-глинистых осадков туфогенно-галогенной и риолитовой формаций.

Последующая история развития Закарпатского прогиба в позднем тортоне-сармате проходит на фоне тесного переплетания морского осадконакопления, мощного риолитового и синхронного ему андезитового вулканизма, завершившихся рудообразованием (Береговский район, Великодобронская структура). Образуются морская молассовая сероцветная, риолитовая и андезитовая формации и ассоциирующие с ними полезные ископаемые (полиметаллическая и алунитовая рудные формации, месторождения цеолитов и минерализованных вод).

В позднем тортоне продолжает существовать поднятие в западной части Чоп-Мукачевской впадины, увенчанное андезитовыми вулканами.

Сарматский век знаменует начало крупной перестройки бассейна седиментации в Закарпатском прогибе, сопровождавшейся наиболее интенсивным вулканизмом ранней стадии ТМА. Солотвинский блок вовлекается в сводовое поднятие, а Чоп-Мукачевский сохраняет тенденцию общего дифференцированного погружения. В Береговской и Геленешской вулканотектонических структурах в условиях переменного режима суша-море формируются острова-вулканы, извергавшие главным образом андезитовый и андезитобазальтовый материал. В обширных кальдерах накапливаются огромные массы игнимбрито-туфовых отложений риодацитового состава.

Риолитовая формация, состоящая из пород ряда дацит-риолит, включает вулканические образования почти всех стратиграфических

подразделений молассовой толщи миоцена. Это в основном многочислен-
ные разрозненные горизонты туфов среди осадочных отложений, переходя-
щие в массивы сплошных игнимбрито-пемзовых образований вблизи вул-
канических центров. Традиционно верхним стратиграфическим пределом
формации считается кровля алмашской свиты (средний сармат), иногда
паннонских отложений [35]. Формация известна также как риолитодаци-
товая игнимбрито-пепловая и риолито-игнимбритовая [35, 63, 82]. Фазы
кислого вулканизма проявились в гельвете, позднем тортоне, раннем-
среднем сармате и, вероятно, в панноне и раннем левантине [35, 74].

Риолитовые, риодацитовые, реже дацитовые вулканокластические
отложения формируют игнимбритовые покровы (максимальной мощностью
450-1500 м), сложенные горизонтами потоковых туфов различных степе-
ней спекания и структурно-текстурных особенностей: пепловых, пепло-
во-пемзовых, слабо и сильно спекшихся, сваренных и интенсивно-сва-
ренных со структурами фьямме [35]. Часто встречаются граноигнимбри-
ты, содержащие более 60-80 % обломков кристаллов, реже туфолавы.
Витрокластический материал в туфах представлен пемзовым пеплом и бо-
лее крупными фрагментами волокнистой пемзы, кристаллокластический —
плагноклазом, кварцем, биотитом, реже роговой обманкой, клинопирок-
сенном, гиперстеном, магнетитом, цирконом, апатитом, изредка сани-
дином. Очень характерна цеолитизация пород. Крупные центры игнимбри-
то-туфовых эксплозий располагались в Береговской (Великодобронский,
Беганский и Береговский вулканы) и Геленешской структурах и, возмож-
но, в осевой части Закарпатской миоценовой грабен-синклинали (участ-
ки Задужье, Данилово-Сокирница) [24, 35, 71].

Вблизи центров извержений вулканические толщи насыщены субвулка-
ническими интрузиями риолитов, диоритов, гранодиоритов, телами эксп-
лозивных брекчий, прорваны экструзиями плагноклазовых риолитов и рио-
дацитов послераннесарматского возраста (купола гор Косинская, Застав-
ненская, Ардов, Золотистая, Хаеш, Пеликан, Варна и др.). Возраст эк-
струзивных пород 10,7-15,7 млн. лет [74, 76, 102].

Бескварцевые плагноклазовые риолиты и риодациты экструзивных
куполов петрографически чрезвычайно однородны: вкрапленники пред-
ставлены главным образом плагноклазом, подчиненное значение имеют
железистый гиперстен, маложелезистый бурый биотит, единичные опла-
вленные зерна кварца, акцессорный циркон.

От риолитов Р.О.Дели и среднего состава риолита СССР они отли-
чаются несколько повышенными содержаниями трехвалентного Fe и Ca,
пониженными — Mg, K, Ti. По химическим свойствам они представляют
собой известково-щелочной сильный тихоокеанский тип [25]. На диа-
грамме А.И.Заварицкого изометричный ряд фигуративных точек этих по-

род близок к линии Пеле, несколько смещаясь к линии Лассен-Пик. Породы сильно переиспещены глиноземом, что отражено в нормативном корунде. По сравнению с кларком А.П.Виноградова риолиты и перлиты обеднены элементами железо-магнезиальной группы — Ti, Cr, Ni, Co, Mn, V . Концентрации редких элементов (Sr, V, Be) в целом соответствуют кларковым. Обращают на себя внимание низкие содержания K, Rb, Li, U, Th по сравнению с риолитами андезитобазальтовой формации.

Состав изотопов Sr в породах формации в целом, по мнению [36], свидетельствует о подкоровом источнике кислых магм, в отдельных случаях контаминированных радиогенным изотопом Sr . Широкий разброс значений отношения $Rb \frac{208}{204}$ в риолитах наряду с геологическими данными, по мнению [82], может указывать на палингенное происхождение пород риолитовой формации в результате плавления "гранитного" слоя земной коры. Средний состав риолита этой формации по основным петрохимическим показателям соответствует плагиориодациту — низкощелочному риодациту калиево-натриевой разновидности [49].

Образование миоценовой андезитовой формации связано с эволюцией Береговской, Геленешской и Вилковской очаговых структур. Для них характерно многостадийное образование вулканотектонических депрессий-кальдер и неоднократное чередование извержений кислых туфов, игнимбритов и средне-основных магм в миоцене. Каждая вспышка вулканизма сопровождалась очередным импульсом погружений депрессий, сменявшихся затем общим поднятием территории. Фазы вулканической активности, отвечающие периодам вулканотектонической перестройки Береговской структуры, проявились в позднем тортоне, раннем-среднем сармате (доробратовское, луковское и алмашское время), панноне и среднем плиоцене (ранне-среднеильницкое время).

В течение первых двух фаз чередовались извержения андезит-андезитобазальтового лавово-пирокластического и риодацитового игнимбритового материала. Заключительные фазы проявились в позднюю стадию ТМА в виде слабых эффузивных и экструзивных извержений андезитобазальтов — андезитодацитов, выбросов шлаков и излиний лав, внедрения даек субщелочных базальтов (щелочно-оливин-базальтовая формация). В местах совмещения центров извержения андезитобазальтовый вулканизм, как правило, предваряет кислый.

Начало поздней стадии активизации условно приурочено к событиям конца среднего сармата (ранний паннон), когда на территории Закарпатского прогиба наиболее отчетливо проявляется контрастность вертикальных движений Чоп-Мукачевского и Солотвинского блоков. В этот период продолжается прогрессивное опреснение закарпатского морского бассейна, начавшееся в раннем сармате, когда миоценовое море утратило связь

с мировым океаном. Закарпатье превращается в окраинную часть паннонского озера [33]. Интенсивно погружается территория срединного массива, располагающаяся к югу от Припаннонского глубинного разлома. Границами блоков, испытывающих контрастные движения, являлись глубинные разломы общезакарпатского и меридионального простираний. Солотвинская впадина и прилегающие к ней территории вовлекаются в сводовые поднятия (Солотвинский и Раховский своды) и служат областью размыва. На западном и южном склонах Солотвинского свода в условиях озерных бассейнов действовали андезитобазальт-андезитовые стратовулканы (Иршавско-Виноградский район) или экструзивно-интрузивные центры (Вышковский район), приуроченные к дуговым разломам в западном и южном сегментах свода. В западном направлении паннонское озеро достигало меридиана г. Мукачево и отдельными заливами покрывало Великодобронскую кольцевую структуру, на внешнем кольцевом разломе которой в позднем панноне располагалась крупная кольцевая структура - Кучавский полигенный вулкан.

В ильнищкое и чопское время (средний-поздний плиоцен, возможно эоплейстоцен) в центральной части Чоп-Мукачевской впадины существовали острова суши миоценовых вулкано-купольных поднятий (Чопский, Великодобронский, Береговский, Шаланский и др.).

Большей амплитуды погружения достигают во внешней части впадины, где вдоль зоны Закарпатского глубинного разлома закладывается грабен, трассирующий образующиеся вулканические цепи Вигорлат-Гутинской гряды. Процесс развивался асинхронно: в ранне-позднеильнищкое время формируются северо-западное (цепь Попричный-Синяк), а в позднеильнищкое - чопское - юго-восточное (цепь Дехманов-Бужора) звенья грабена. Последние вспышки вулканизма в Вигорлат-Гутинской гряде происходили в позднем плиоцене (бужорское время). Примерно синхронно с ними произошли слабые финальные извержения субщелочных лав в Береговской структуре.

Андезитобазальтовая формация, выделенная и изученная в Советском Закарпатье, включает вулканогенные образования левантина, слагающие главным образом Вигорлат-Гутинскую гряду (гутинская и бужорская свиты) и незначительно развитые среди массивов андезитовой формации (Береговский район). К ней также отнесены вулканические толщи верхнего и отчасти нижнего паннона (кучавский комплекс), залегающие в фундаменте построек левантийских вулканов центрального и юго-восточного звеньев Вигорлат-Гутинской структурной зоны. Суммарная мощность толщ формации составляет 500-2800 м, первичный объем продуктов извержения 1500 км^3 (с учетом эрозии и рассеивания эксплозивного материала), из которого на паннонские вулканы приходится не

более 300 км³ (главным образом андезитовые и андезитодацитовые разности). В левантинской части формации преобладает андезитобазальтовый материал, составляющий 70 %. Базальтовые разности вулканитов составляют 20, андезитодацит-риолитовые — 6,5 %.

Формация относится к типу непрерывных (последовательно дифференцированных), так как представлена полной гаммой переходных разностей конечных членов ряда базальт — риолит. Интрузивные и экструзивные породы формации часто образуют единые структурно-генетические комплексы, включающие эффузивно-субинтрузивно-гипабиссальные фациальные ряды андезитодацитов — риолитов и габбро-порфиритов — гранодиорит-порфиров, развитых на глубине 0–3 км от дневной поверхности.

Андезитобазальтовой формации синхронны отложения молассовых пестроцветной и угленосной формаций. Возраст вулканитов, определенный калий-аргоновым изотопным методом, составляет 15–9,5 млн. лет [76]. Прослеживаются вулканогенные комплексы, отвечающие шести последовательным плиоценовым фазам вулканизма: позднепаннонской, предраннегутинской, ранне-, средне- и позднегутинской, бужорской.

Существуют некоторые хронологические и петрологические различия между северо-западной Ужгородской (Попричный-Синяк) и юго-восточной Боржавской (Дехманов) вулканическими цепями Вигорлат-Гутинской гряды [29]. Для первой характерны более кислый средневаловый состав, почти полное отсутствие оливиновых разностей и более раннее завершение активности. Так, в средневаловом составе вулканитов из Ужгородской цепи значительно больше кислого (5,1 % общего объема) и андезитового (20 %) материала при отсутствии базальтов. Наоборот, в вулканах Боржавской цепи много базальтов (в среднем 50 % общего объема) и значительно меньше андезитов (10 %) и дацитов — риолитов (1,7 %).

С этими цепями совпадают вулканические зоны, в которых извержения происходили в одном ритме. В первой проявился начальный ритм (предранне — среднегутинская фазы), во второй — завершающий (среднегутинская и бужорская фазы).

Вулкано-тектонические структуры Вигорлат-Гутинской гряды подразделяются на сложные очаговые первого порядка (Вигорлатская, Турьинская, Боржавская и Гутейская), имеющие средний поперечник 40–50 км, и очаговые купольно-кольцевые полигенные второго порядка (Попричинская, Анталовская, Синякская, Бориловдильская, Великодильская, Шолесская, Оашская и др.) диаметрами от 14–16 до 22–30 км. Купольно-кольцевые структуры охватывают постройки нескольких полигенных вулканов, узлы или зоны экструзивных и интрузивных проявлений. Все они имеют однотипное строение и относятся к инверсионным или обращенным,

отражающим определенную направленность эволюции центров длительной вулканической активности. В начальные фазы преобладали эксплозивные извержения (образование стратовулканов), сопровождавшиеся и завершавшиеся общим вулканотектоническим проседанием центральной части структуры, возможно, с образованием обширных неглубоких кальдер, в средние фазы — преимущественно экструзивные и в конечные — эффузивные извержения, сопровождавшие этап инверсии кольцевых структур вследствие образования вложенных в их контуры вулкано- и экструзивно-купольных поднятий. В центральных частях последних, как правило, фиксируются геофизические аномалии, отражающие скрытые гипабиссальные интрузивы. К ним обычно приурочены обширные поля близповерхностных метасоматитов (кварциты-березиты-пропилиты) и ассоциирующая с ними ртутно-висмут-молибденовая минерализация.

Автономный тип интрузивно-горстовых и интрузивно-диапировых структур расположен орбитально на внешних концентриках полигенных очаговых структур (Оленевское, Быстрокичерское и Луковское поднятия). Здесь развиты группы и рои мелких интрузивных тел стекловатых, реже полнокристаллических вулканитов — штоки, дайки и силлы микрогранитов, диорит-порфиритов, базальтов, андезитодацитов и эксплозивных брекчий в зонах кольцевых и радиальных разломов. С ними часто связано эпitherмальное ртутное оруденение (рудные поля Дубриничи, Оленево). Подобное пространственное положение в системе очаговой структуры занимает и Вышковский район развития рудоносных экструзивно-интрузивных образований.

Наиболее общая и типичная направленность эволюции состава вулканических продуктов в купольно-кольцевых структурах отражена в последовательном изменении усредненной кислотности и степени дифференцированности комплексов (от ранних к поздним): однородные и слабо дифференцированные эффузивно-эксплозивные и эффузивные — слабо и высоко дифференцированные эффузивные и экструзивно-интрузивные, непрерывные и контрастные — однородные и слабо дифференцированные эффузивные — высоко дифференцированные интрузивные.

По минеральному составу в ряду базальты — андезиты преобладают плагиоклаз-пироксеновые разности, в вулканах Боржавской цепи широко развиты оливин-пироксеновые породы. Фенокристаллы роговой обманки встречаются в породах интрузивной и экструзивной фаций. Ряд андезитодациты-риолиты представлен гиперстеновыми, роговообманко-гиперстеновыми, роговообманко-биотитовыми (часто с гиперстеном) разностями. Почти постоянно в них наблюдается клинопироксен, нередко оливин, характерны гранатовые разности. Акцессорная минерализация в лавах представлена цирконом, апатитом, корундом, пиритом, киноварью, ильменитом, магнетитом, рутилом, анатазом, гранатом и муассанитом.

Химический состав пород отличается высоким содержанием глинозема, извести, низким Mg, Ti, Fe (особенно Fe^{2+}) в основных разновидностях, что типично для андезитовых формаций молодых орогенов и островных дуг [59, 138].

Основные петрохимические величины, средние содержания, характер распределения и отношений концентраций некогерентных элементов (U, Th, Sr, K, Rb, Li), а также изотопный состав Pb и Sr [29, 36, 82] показывают, что в образовании пород ряда базальт — андезит ведущая роль принадлежала кристаллизационной дифференциации подкорковых магм. Роль контаминации и ассимиляции могла быть существенной при генерации кислых магм, что подтверждается резким возрастанием абсолютных и относительных долей K, Rb, Th, U , широким разбросом величин отношений изотопов Pb в породах дацит-риолитового ряда.

Вариации химического состава пород относительно индекса кристаллизации X . Куно отражают самостоятельность направлений дифференциации исходных магматических расплавов различной кислотности: базальтового, андезитобазальтового, дацитового и риодацитового составов [29].

По характеру изменений концентраций железа в ходе дифференциации расплавов основного состава выделяются два типа эволюции: с отчетливым накоплением железа на средних стадиях и с плавным уменьшением его содержания к конечным стадиям. К эволюции первого типа относятся главным образом ассоциации оливиновых базальтов и андезитобазальтов, к эволюции второго типа — исключительно андезитобазальтовые пироксеновые (безоливиновые) ассоциации пород. В комплексах кислых экструзивных пород резко сокращается содержание железа к конечным стадиям эволюции.

Отчетливая петрогеохимическая специализация пород формации выражается в повышенной кремнекислотности, глиноземистости, известковистости при обеднении Mg, Fe и связанными с ними элементами-примесями (Cr, Ni, Co, V), обогащении цветными металлогенными и редкими элементами ($Cu, Pb, Sn, Mo, U, Li, Rb, Cs$, в кислых дериватах, кроме того, — Zn, Zr) относительно кларков, по А.П.Виноградову и С.Р.Тейлору [25]. Характерно, что андезитобазальты и андезиты ранней и поздней стадий активизации по петрохимическим показателям не различаются.

Представители щелочной оливин-базальтовой ассоциации, шире развитой в Словацком, Средневенгерском и Апусенском сводовых поднятиях [55, 75], в Закарпатском прогибе установлены лишь в Береговском районе (Косинская структура). Здесь известны дайки трахибазальтов и микродолеритов, шлаковые конусы, сложенные плотными и пузырьстыми

оливин-авгитовыми базальтами, их туфами и шлаками, которые прорывают и перекрывают вулканические и гидротермально преобразованные образования раннего-среднего сармата и паннона (?) [74]. Для них определена обратная полярность естественной остаточной намагниченности и абсолютный возраст $8,0 \pm 0,6$ млн. лет [4], что позволяет выделить их в самый молодой для Закарпатья палеомагнитный горизонт вулканических пород [76].

По основным петрохимическим показателям — общей щелочности, натрий-калиевому отношению, коэффициенту апаитности — эти породы существенно отличаются от базальтов андезитобазальтовой формации. Они занимают промежуточное положение между субщелочными лейкобазальтами и калиево-натриевыми трахибазальтами [49]. Признаки оруденения и наложенных гидротермальных изменений в формации не установлены.

Интрузивные ассоциации, связанные с вулканогенными образованиями ранней и поздней стадий активизации, представлены многочисленными телами, среди которых есть представители всех фаций глубинности, различающиеся текстурно-структурными особенностями: от стекловатых, типично эффузивного облика до полнокристаллических порфировых и равнозернистых. Характерны экструзивно-интрузивные аппараты, в которых наблюдаются фациальные взаимопереходы пород. Наиболее широко они развиты в Вышковском рудном поле. В течение позднего паннона вулканизм здесь проявился исключительно в экструзивно-интрузивной форме. Комплекс слагают слабоэродированные интрузивы порфиритов и порфиров, часто переходящие в краевых и апикальных частях в андезиты, андезитодациты и дациты, дайки и штоки андезитобазальтов. С завершающими стадиями интрузивной фазы связывается формирование полиметаллического оруденения, на которое позже наложилось ртутное.

В Великодобронской кольцевой структуре на глубине 720–3800 м вскрыты интрузивные образования в корневой части сарматского стратовулкана, представленные пироксеновыми габбро-порфиритами, роговообманковыми и кварцевыми диорит-порфиритами, диоритами и гранодиорит-порфирами, лейкократовыми кварц-плагиоклазовыми дацитами [74]. В гидротермально измененных диорит-порфиритах и порфировидных диоритах отмечается проявление полиметаллического оруденения [63].

В Береговском рудном районе интрузивные риолиты, порфириты и порфиры располагаются в ядерных частях вулканотектонических структур. В пространстве и времени они, как правило, тесно ассоциируют с экструзивными массивами и обычно несут оруденение.

Интрузивные тела порфиритов, порфиров и микрогранитов широко развиты в Вигорлат-Гутинской гряде. Три мелких штока габбро-диабазов и габбро-порфиритов залегают в основании нижнегутинской вулка-

нической толщи вулкана Попричный, которая прорвана роом даек андезитов — дацитов. В периферической части этой очаговой структуры (Дубриничское рудное поле) выявлены дайки, штоки и силлы турмалин- и гранатсодержащих микрогранитов, прорывающих флишевый комплекс. На многих участках в связи с ними наблюдается эпitherмальное ртутное оруденение. Аналогичные по составу интрузивы вскрыты скважинами в зоне периферических кольцевых разломов Борилдовильской структуры.

Штоки диорит-порфиритов, обнажающиеся на поверхности, обнаружены в Луковском интрузивно-тектоническом поднятии (внешняя зона Шолеской структуры).

Бурением и геофизическими работами установлен ряд интрузивных тел порфиритов и порфиров, залегающих в центральных частях как наиболее ранних (Попричный, Среднянский), так и самых молодых (Синяк, Дехманов, Явор, Толстый) вулканов Вигорлат-Дутинской гряды. Площади массивов составляют обычно 1,5-4, достигая иногда 30 км². Апофизы их апикальных частей обнажаются на поверхности, а кровля основного тела залегает на глубинах 1,5-3 км. Обычно они сопровождаются метасоматитами и минерализацией ртути, теллура, висмута, свинца, цинка, молибдена. Почти всегда интрузивные тела порфиритов и порфиров тесно ассоциируют с рядами, линейными и дугвыми цепочками или скоплениями субвулканических даек, штоков, послонных залежей, реже брекчиевых даек и трубок, сложенных породами эффузивного облика, состав которых варьирует от базальтов до риолитов. Вероятно, в каждом конкретном случае все эти образования представляют собой взаимосвязанную совокупность дискордантных тел различных фаций глубинности — от гипабиссальных до субвулканических или экструзивных, принадлежащих к единой интрузивной системе, развивавшейся многостадийно.

Вся совокупность данных свидетельствует о том, что порфириты и порфиры комагматичны вулканогенным комплексам полигенных вулканов. Фазы интрузивного магматизма, видимо, неоднократно сопровождали развитие вулканов в миоцене и плиоцене.

Наиболее полно изучен интрузивный комплекс Вышковского рудного поля [29, 73]. Содержание кремнезема в породах комплекса изменяется от 42-47 до 67 (редко 70 или более) %. Непрерывный, последовательно образовавшийся ряд интрузивных тел представлен габбро-порфиритами (габбро-диабазами), диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами, лейкократовыми дацитами и гранодиорит-порфирами, микроалитами. Интрузивную фазу завершают трубки взрыва и эксплозивные брекчиевые дайки [73].

Главными породообразующими минералами порфиритов и порфиров являются плагиоклаз, гиперстен, клинопироксен, кварц, роговая обманка,

редко биотит. Значительно содержание роговой обманки (4-8 %) и порфиroidных выделений кварца или участков кварц-калиншатовой микрографической структуры (2-6 %) в средних и основных разностях [73]. Другие особенности минерального и химического состава этих пород указывают на наличие в исходном расплаве чуждого материала, смешение различных по кислотности магматических жидкостей [29]. В частности, влияние контаминационно-ассимиляционных процессов выразилось в значительных количествах сфена и апатита, содержание которых иногда достигает в сумме 2-5 % объема породы. В целом для комплекса характерно, особенно в кварцевых диорит-порфиритах, широко и повсеместно развитое аутометасоматическое изменение типа пропилитизации. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, корундом, сфеном, муассанитом, киноварью, ильменитом и магнетитом. Химическому составу порфиритов и порфириров, как и вулканическим комплексам, присуще высокое содержание алюминия и кальция, низкое - титана, магния, железа.

Петрологические особенности и рудоносность интрузивного комплекса Вышковского поля сближают его с комплексами рудоносных самостоятельных малых интрузивов порфиритов-порфириров, выделенных Ф.К.Шипулинским [131]. С подобными комплексами в Словакии, Венгрии и Румынии почти повсеместно связаны золото-полиметаллические и молибден-медные месторождения районов проявления верхнепалеогеновых и миоцен-паннонских андезитобазальт-андезит-риолитовых формаций.

Субщелочные интрузивные породы обнаружены в прижерловой части вулкана Синяк. Роторная скважина на глубине 650-1430 м (забой) вскрыла мелкокристаллические порфириты, подверженные березитизации и пропилитизации. В слабоизмененных образцах первичный состав породы определяется следующим содержанием минералов (по семи шлифам), %: плагиоклаза от 10-15 до 55-60, роговой обманки и клинопироксена (редко ортопироксена) от 15-20 до 35-40, кварца от 10-15 до 30-35, кварца + калишпата до 10, калишпата от 3-5 до 20. По содержанию кремнезема (63-64 %), щелочей (6 %) и минеральному составу порода отвечает субщелочному кварцевому диориту - кварцевому монцодиориту [49].

Глава 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО, ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО, РТУТНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

Золотое и золото-полиметаллическое оруденение

Золотое и золото-полиметаллическое оруденение встречается во многих вулканических поясах земли. Наиболее характерно оно для мезозой - кайн зоя, хотя месторождения этих металлов отмечаются и в более древних отложениях.

Золотое и золото-полиметаллическое оруденение локализуется в поясах различных типов, наибольшее количество золоторудных месторождений установлено в поясах областей ТМА. В последних распространены в основном близповерхностные золоторудные, золото-серебряные, золото-полиметаллические и другие золотосодержащие месторождения.

Факторы, контролирующие размещение золоторудных месторождений. Синтез материалов по особенностям размещения золоторудных месторождений в отдельных вулканических поясах областей ТМА позволяет установить некоторые характерные черты локализации золотого оруденения.

Золоторудные районы вулканических поясов располагаются в зонах крупнейших долгоживущих разрывных структур, являющихся на протяжении длительного времени границами крупных тектонических элементов.

Эти нарушения контролируют проявления магматизма и позицию рудных поясов, в которых золоторудные районы имеют узловую группировку.

Золоторудные поля в вулканических поясах размещаются в вулканоструктурах различного типа и ранга, характер которых определяется составом магматических формаций. Основная роль в локализации оруденения принадлежит тектоно-вулканогенным прогибам, депрессиям, кальдерам. Месторождения приурочены к радиальным и концентрическим нарушениям вулканоструктур и трубкам взрыва.

Из многообразия магматических формаций вулканических поясов золотое оруденение главным образом связано с андезит-риолитовой или диорит-гранодиоритовой формациями. В отдельных случаях оруденение

приурочено к контрастной базальт-риолитовой формации. Для золото-рудных районов характерно проявление в послерудное время щелочных базальтов.

Золотое оруденение сопровождается интенсивным преобразованием вмещающих пород. Среди них наиболее широко развиты дорудные пропилиты, в меньшей степени — калиевые метасоматиты, березиты, аргиллизиты и вторичные кварциты, в размещении которых наблюдается определенная вертикальная и горизонтальная зональность с развитием в верхней части метасоматической колонки вторичных кварцитов и аргиллизитов, в нижней — калиевых метасоматитов и пропилитов.

В вулканических поясах близповерхностные месторождения золота соседствуют и пространственно совмещаются с рудами других металлов. В разных районах они имеют неодинаковых "соседей", но последние повторяются в рудных провинциях со сходным металлогеническим профилем.

Геолого-структурная позиция золото-полиметаллического оруденения Внутрикarpатского пояса

Месторождения и рудопроявления золото-полиметаллических и полиметаллических руд отмечаются во всех звеньях Внутрикarpатского вулканического пояса на территории Венгрии, Чехословакии, Советского Союза и Румынии. Они входят в состав донеогенового рудного пояса Карпато-Паннонской области, где также известно молибдено-медное, ртутное и мышьяково-сурьмяное оруденение, и занимают в нем главным образом внутреннюю краевую часть. Локализация золото-полиметаллического оруденения тесно связана с миоцен-паннонскими вулканическими зонами и массивами. Так как последние имеют дискретное, рассредоточенное размещение в вулканическом поясе, то и участки с золото-полиметаллическим оруденением характеризуются узловым распределением и приурочены к внутренней вулканической дуге.

На территории пояса месторождения и рудопроявления сосредоточены в крупных миоценовых или миоцен-нижнеплиоценовых сложных очаговых блоково-купольных тектоно-вулканогенных структурах. Под сложной очаговой структурой понимается крупная полигенная вулкано-тектоническая структура, представляющая собой геологически, генетически и динамически единую совокупность тектонических и вулканических элементов, сформировавшихся в процессе длительной эволюции системы очаг-вулкан. Такие структуры охватывают несколько вулканов или их групп, узлы экстрезивных и субвулканических проявлений. Они имеют различные размеры, но, по мнению И.Н. Томсона и др. [91], крупнейшие из них редко превышают по площади 2000 км². Блоково-купольные очаговые структуры могут охватывать территорию всей вулканической зоны либо вулканиче-

ских массивов или являться частью их. Они состоят из нескольких вулканов, кальдер, экструзивных и субвулканических тел или их групп, приуроченных к локальным сводовым поднятиям и разбитых разломами на отдельные блоки.

Эти структуры локализируются в вулканических зонах, обрамляющих вулкано-тектонические впадины или их части. Они приурочены к локальным поднятиям донеогенового фундамента, а их позиция контролируется узлами пересечения крупнейших региональных разломов (в том числе и глубинных) Внутрикарпато-Паннонского региона или кольцевых и радиальных разрывов Трансильванского и Западно-Карпатского сводов. Такие структуры рассматриваются нами как отдельные вулканогенно-рудные центры, в которых локализация рудных полей и месторождений контролируется локальными вулканоструктурами разных рангов. Их можно классифицировать как вулканические рудные районы.

В металлогении под рудным районом понимают локальные рудоносные площади, являющиеся частью металлогенической зоны, внутри которых локализируются месторождения одной рудной формации или одного типа [129, 134]. При этом не всегда ясно, что принимать за границу рудного района. Однако в вулканических поясах локальные рудоносные площади во всех случаях охватывают территорию разных очаговых тектоно-вулканогенных структур, образуя вместе с ними вулканогенно-рудные центры, в которых устанавливается связь рудного процесса с эволюцией разных элементов их вулканоструктуры. Это дает возможность легко очертить естественные геологические границы вулканических рудных районов, которые будут совпадать с границами вмещающих сложных очаговых тектоно-вулканогенных структур или их секториальных блоков.

Во Внутрикарпатском вулканическом поясе находятся рудные районы с золото-полиметаллическим и полиметаллическим оруденением, основными из которых являются Среднесловацкий, Матра-Берженский, Прешов-Токайский, Береговский, Оашский, Бая-Марский, Апусенский. Отдельные золото-полиметаллические месторождения (Надап, Торояга, Родна и др.) располагаются вне этих районов, но и там они локализируются в участках развития небольших субвулканических тел неогенового возраста.

Геологическое строение рудных районов. Золото-полиметаллическое оруденение приурочено к вулканоструктурам, заложенным на различном донеогеновом фундаменте. Так как они сложены разнообразным количеством кислых, средних и основных вулкаников и их субвулканических производных, то и рудные районы характеризуются специфическими условиями локализации руд.

Среднесловацкий рудный район охватывает площадь распространения

неогеновых вулканитов Кремницких и Штьявницких гор, хребта Втачник, Погроновского Иновца, Крупинских возвышенностей, гор Поляна и Яворье. Он находится в ядерном опущенном блоке Западно-Карпатского свода [91]. Здесь известны полиметаллические, золото-полиметаллические и золото-серебряные месторождения. Встречается также медное, сурьмяно-ртутное и сурьмяно-мышьяковое оруденение. Основными рудными полями являются Банско-Штьявницкое и Кремницкое. Кроме того, отмечаются более мелкие месторождения золото-серебрянных и золото-полиметаллических руд (Нова Бая, Пуканец, Бреги, Пила и др.). Все проявления золото-полиметаллической эндогенной минерализации расположены в единой меридиональной тектонической зоне, пересекающей структурные элементы донеогенового основания. Ширина этой зоны составляет 10-12, протяженность более 40 км [146].

В геологическом строении района выделяют три комплекса пород. Наиболее древними являются парагнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и граниты палеозойского возраста [184]. На них залегает осадочная толща, сложенная сланцами, песчаниками и конгломератами карбона и перми, кварцитами, сланцами, известняками и доломитами триаса, флишевыми отложениями эоцена [182]. Породы донеогенового фундамента, по данным С.Дюраты и др. [42], объединяют все основные тектонические единицы Внутренних Карпат, а его рельеф, который мы наблюдаем в настоящее время, сформировался как в палеогене, так и в неогене в период активной вулканической деятельности и характеризуется значительной морфологической расчлененностью. Верхний (неогеновый) комплекс представлен вулканическими породами риолит-андезитового ряда и в незначительной степени щелочными базальтами. Вулканические породы сформировались на протяжении двух этапов - миоценового и плиоцен-плейстоценового. Вулканические продукты первого этапа, согласно М.Кутану [168], М.Бемеру и Я.Штолу [8,9], являются производными трех риолитовых и четырех андезитовых фаз вулканизма, которые проявились на протяжении миоцена. Среди вулканитов преобладают андезиты и их пирокласты, которые составляют 80-85 % общего объема вулканических пород. Встречаются также андезитодациты, дациты, риодациты, риолиты, а на глубине их субвулканические аналоги, представленные кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами. Кислые образования, по данным Ц.Варчека [18], распространены лишь по периферии среднесловацких вулканитов в горах Втачник, Гронски-Иновец и в центральной части массива Поляна.

Проявления андезитовых и риолитовых фаз вулканизма связаны с формированием крупных стратовулканических построек, моновулканов и кальдер. Завершается вулканизм щелочными базальтами верхнего плиоцен-

на-плейстоцена, которыми сложены лавовые покровы, конусы и неки эродированных вулканов. В связи со сложной поверхностью донеогенового основания, а также образованием кальдер и стратовулканических построек мощность неогеновых вулканитов различна на разных участках рудного района — от 100–200 до 900–2000 м [9].

Вулканические и подстилающие их породы разбиты разнонаправленными тектоническими нарушениями, среди которых выделяются четыре основных системы [9]: северо-запад — юго-восточная, север — северо-восток — юг — юго-западная, меридиональная и широтная. Разломы ограничивают в донеогеновом фундаменте зоны погружений и поднятий, а в верхнем ярусе контролируют расположение центров вулканических извержений и локализацию месторождений. Помимо региональных тектонических нарушений размещение вулканических продуктов и оруденения контролируется серией кольцевых и радиальных разломов локальных тектоно-вулканогенных структур (вулcano-купольных, кальдер и др.). Золото-полиметаллическое оруденение концентрируется главным образом в Банско-Штъявницком рудном поле, которое приурочено к южной части меридиональной зоны дислокаций.

Рудное поле [13, 155, 175] приурочено к крупной кольцевой вулканической постройке, классифицирующейся как сложнопостроенная кальдера с приподнятым центральным блоком. Она сложена продуктами извержения трех андезитовых и одной риолитовой фаз тортон-сарматского возраста. По данным калий-аргонового метода, возраст вулканических пород составляет от $17 \pm 0,5$ до $13,5 \pm 0,5$ млн. лет [165]. В истории развития кальдеры Я.Буриан [155] выделяет пять стадий (этапов), во время которых сформировался сложный комплекс интрузивно-эффузивных и пирокластических пород. В ранний этап образовался стратовулкан, сложенный пироксеновыми и амфибол-биотитовыми андезитами и их пирокластами, сопровождающимися в прижерловой зоне субвулканическими телами андезитов и диоритовых порфиритов. На втором и третьем этапах центральная часть стратовулкана погружается, в образующейся кальдере накапливаются андезитовые туфы и туффиты, а по периферии — эксплозивно-экструзивный комплекс амфибол-биотитовых андезитов. На четвертом этапе поднимается центральная зона кальдеры в связи с образованием в ее пределах интрузий диоритов, гранодиоритов и гранодиоритовых порфиритов. Затем внедряются жилы, дайки и силлы дацитов, заполняющие разломы северо-восточного простирания, а по периферии вулкано-структуры в кольцевых разрывах локализуются риолитовые экструзии III фазы. В связи с вертикальными движениями в центральной части кальдеры в приподнятом блоке (интрузивно-купольной структуре) образовались протяженные сколовые рудовмещающие трещины север — северо-восточного простирания.

В рудном поле известны два месторождения — Банска-Штьявница и Годруша, представленные многочисленными рудными телами. Они залегают в основном в пропилитизированных пироксеновых андезитах, диоритах и дацитах. Весьма характерна приуроченность их к дайкам, неккам и пластовым интрузиям амфибол-биотитовых дацитов, которые контролируются как региональными нарушениями, так и разломами вулканотектонической кальдеры [145, 175, 187] север — северо-восточного простирания. Кроме жил, локализованных в вулканитах миоцена, оруденение в форме неправильных метасоматических залежей с богатым содержанием свинца, цинка и меди известно в мергельно-карбонатных породах триаса, пронизанных дайками дацитов и интрузиями гранодиорит-порфиров. Отмечается также медно-полиметаллическое оруденение скарнового типа в мезозойских глинисто-карбонатных отложениях на контакте с субвулканическими интрузиями. В последние годы в окрестностях Годруши в глубоких горизонтах установлены широкие участки медной штокверковой минерализации в пермских и мезозойских породах [18] и медно-порфировое месторождение (Златно) в вулканическом теле миоценовых гранодиоритов [154].

Существенным дополнением для суждения о закономерностях локализации оруденения Словакии являются данные по Кремницкому рудному полю с его многочисленными золото-серебряными жилами. Рудное поле приурочено к поднятию донеогенового фундамента, которое ограничено со всех сторон краевыми сбросами [9]. Последовательность проявления вулканизма типична для всей Среднесловацкой области. Наиболее широко распространены пироксеновые андезиты и их пирокласты, относящиеся к самым ранним фазам вулканизма. Позже сформировались пироксен-амфиболовые, амфибол-биотитовые андезиты, а затем дайки риолитов, микрогранитов и субвулканические интрузии диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров [8], аналогичные субвулканическим телам Банска-Штьявницы. Вулканиты несогласно залегают на доломитах мезозоя. Их мощность достигает 1000 м. Рудовмещающими породами являются тортонские пироксеновые андезиты II фазы, претерпевшие интенсивную площадную пропилитизацию. По М.Бемеру и Я.Штолу [8, 9], к рудоконтролирующим структурам относятся разломы субмеридионального и север — северо-восточного простирания, к которым приурочены сложнопостроенные жилы и рудные зоны. Они расположены вдоль контактов даек риолитов, секущих андезитовые покровы.

В Среднесловацком нагорье золото-серебряное оруденение распространено и в других участках, однако количество жил и их размеры там незначительны. К таким объектам принадлежит месторождение Нова Бая, где добывались золото-серебряные руды, начиная с XIII столетия.

Месторождение, по данным М.Бемера и Я.Штола [8], приурочено к поднятию донеогенового фундамента, перекрытому миоценовыми вулканитами. Рудные тела локализируются в мощной зоне дробления меридионального направления. Вмещающими породами для них являются сарматские риолиты, образующие экструзивные тела, прорывающие андезиты и туфы. Вулканические породы интенсивно пропилитизированы, адуляризированы и каолинизированы.

Матра-Берженский рудный район находится в северной части Венгрии в узле пересечения крупных разломов северо-восточного простирания, ограничивающих с северо-запада Паннонскую межгорную впадину (Прибалатонский, зона Дарно) с меридиональной зоной дислокаций, контролирующей размещение вулканитов Средней Словакии, и с краевыми кольцевыми нарушениями Западно-Карпатского свода. Он включает в себя вулканические массивы Дуназуг, Бержень, Черхат, Матра, небольшие вулканические постройки и субвулканические тела, располагающиеся в их окружении. В нем известны золото-полиметаллические и молибден-медные месторождения и рудопроявления.

В геологическом строении района участвуют породы кристаллического палеозойского фундамента, его осадочной мезозойской оболочки и вулканогенно-осадочные породы палеогена, прорванные и перекрытые мощной толщей вулканических образований верхнего палеогена — миоцена. Наиболее ранние проявления вулканизма, по данным венгерских геологов [14, 140], отмечались в позднем эоцене. Они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми (иногда с гранатом) андезитами и их пирокластами, слагающими отдельные вулканические постройки в массивах Матра и горах Веленце. В жерловых частях отдельных вулканов на глубине вскрыты субвулканические интрузии диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров (гора Лахона-хедь в Матре).

Миоценовый вулканизм, который сменил палеогеновый, в общем сходен как по составу, так и по направленности развития и времени проявления во всех вулканических массивах рудного района, хотя отмечаются некоторые различия в мощности вулканитов, количестве пирокластического материала, интенсивности развития субвулканических фаций. Он начался в гельвете накоплением риолитовых и риодацитовых туфов, которые, по мнению Э.Вадаса [14], связаны с двумя фазами вулканических извержений — раннегельветской и среднегельвет-раннетортонской. Туфы накапливались в основном в континентальных условиях, причем если нижнегельветские туфы пепловые, то в туфах, залегающих выше "шляра", отмечаются мелкие обломки пемзы и андезитовые бомбы [14], свидетельствующие о близости центров извержений. К этой фазе вулканизма Э.Вадас [14] относит также субвулканические тела биотитовых (иногда

с гранатом) и гиперстеновых дацитов, которые встречаются в массивах Бержень и Матра.

Следующий этап вулканизма проявился в тортоне. Он представлен мощными толщами разнообразных андезитов и их пирокластов, детально описанных Г.Панто, Е.Садецки-Кардошом, Э.Валасом [14, 142, 177, 188] и многими другими венгерскими геологами.

Наиболее широко во всех массивах распространены лавовые потоки пироксеновых андезитов, реже биотит- и пироксен-роговообманковых андезитов. Кроме лав отмечается значительное количество туфов, туфолав, лавобрекчий, многочисленны экструзии, дайки, силлы биотит-пироксеновых андезитов, биотит-кварцевых андезитов и биотит-роговообманковых дацитов, сопровождающих стратовулканические постройки и моногенные вулканы.

Массивы Бержень и Матра венгерские геологи рассматривают как крупные дотортонские палеокальдеры, претерпевшие значительные осложнения в процессе эволюции андезитового вулканизма. Возраст андезитовой толщи датируется ранним тортоном для массивов Дуназуг, Бержень и ранним-средним тортоном - для массивов Черхат и Матра [14]. В позднем тортоне - раннем сармате андезитовый вулканизм сменился риолитовым, продукты которого известны только в массивах Матра и Черхат. Они представлены риолитовыми и кремнистыми туфами, прорванными экструзиями риолитов, дацитов, "кварцевых трахитов". Вулканизм завершается риолитовыми туфами, прослой которых, по данным Э.Валаса [14], встречаются в континентальных галечниках среднесарматского возраста. В горах Черхат установлены также более молодые плиоцен-плейстоценовые щелочные базальты.

Золото-полиметаллическое оруденение концентрируется в основном в вулканическом массиве Матра и в меньшей степени в горах Бержень. Вулканический массив Матра Е.Садецки-Кардош [188] рассматривает как "огромную кальдеру", южная часть которой перекрыта отложениями Паннонской впадины. В эту крупную структуру вложены разновозрастные вулканотектонические структуры более высоких порядков, представленные стратовулканами, моновулканическими сооружениями, экструзивными куполами и субвулканическими интрузиями эоцен-нижнемиоценового возраста. По распространению оруденения и его составу в горах Матра выделяются несколько рудных полей [163, 172]. Наиболее значительны Дьендешорское и Речкское. Последнее находится в северо-восточной части гор Матра. Оруденение комплексное: молибден-медно-порфиоровое, скарновое молибден-медное и полиметаллическое, жильное кварц-полиметаллическое. Кварц-энаргитовое и молибден-медное оруденение пространственно связано с субвулканической интрузией позднеэоценового возраста.

ста, представленной в верхней части биотит-амфиболовыми андезитами, переходящими с глубиной в диоритовые порфиры [92, 140, 192]. Оно относится к молибден-медно-порфировой рудной формации. Оруденение приурочено к наиболее древним вулканитам Внутрикиспатского пояса и, как справедливо заметил Г.А.Твалчрелидзе [116], его необходимо связывать с начальной стадией тектоно-магматической активизации Паннонского срединного массива, т.е. с начальным этапом вулканизма, характерным, по представлениям М.М.Василевского [17], для основания полноразвитых вулканогенно-рудных центров.

Таким образом, в горах Матры выделяются два рудных этапа, связанных с ранней стадией неогеновой тектоно-магматической активизации Паннонского срединного массива. В первый этап (поздний эоцен) сформировались молибден-медно-порфировые и сопутствующие им медно-полиметаллические месторождения, во второй — образовались миоценовые (тортон) жильные полиметаллические месторождения, содержащие золото и серебро. Полиметаллические месторождения размещаются в Западной Матре. Наиболее значительны Дьендешорсси, Липотское, Матра-Сантима и др., которые локализируются в Дьендешорском рудном поле [173]. Оруденение размещается на западном склоне палеокальдеры в интенсивно измененных пироксеновых и пироксен-биотитовых андезитах, образующих как лавовые покровы, так и субвулканические тела. Площадь, занятая оруденением, достигает 70 км² [115]. Отмечаются четыре группы жил различного простирания. Наиболее часто встречаются рудные тела, приуроченные к разломам субмеридионального и север-северо-западного направления, фиксируются также жилы субширотного простирания. Э.Вадас [14] считает, что оруденение контролируется системой разломов северо-западного направления, оперяющих нарушения тектонической зоны Дарно.

В близкой геолого-структурной обстановке формировалось оруденение в горах Бержень, которые сложены, по данным Э.Балли и Л.Корпаша [142], вулканогенными образованиями трех фаз, проявившихся в гельвете и тортоне. В ранний период накапливались туфы в связи с формированием крупной кальдеры и внешнего кольца стратовулканов. В тортоне на протяжении двух последних фаз центральная часть кальдеры поднималась, что сопровождалось интенсивной деятельностью стратовулканов. За это время образовалась мощная толща интрузивно-эффузивных и пирокластических образований, сложенных в основном разнообразными андезитами и дацитами.

Оруденение в горах Бержень представлено небольшими месторождениями и рудоправлениями. Как и в массиве Матра, здесь отмечается молибден-медная и полиметаллическая минерализация. Молибден-медное

оруденение порфирового типа локализуется в нижнетортонских интрузиях биотит-роговообманковых и биотит-амфиболовых андезитов, приуроченных к центральным (жерловым) частям стратовулканических построек [158, 174, 175]. Полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение установлено в различных участках гор Бёржень, но наиболее известные месторождения (Надьбержень, Баньяпуста, Киралирет и др.) находятся в районе Надьирташ - Безина, а рудопроявление - в районе Рожакхедь [175].

Золото-полиметаллическое месторождение Надьбержень приурочено к площади развития биотит-роговообманковых андезитов и дацитов, слагающих субвулканические интрузии, прорывающие лавопирокластическую андезитовую толщу нижнего тортонса. Породы интенсивно пропилитизированы. В них отмечаются зоны с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией.

Матра-Берженский рудный район по возрасту вулканизма и оруденения - наиболее древний во Внутрикиспатском вулканическом поясе. В районе незначительно развит кислый вулканизм и два этапа рудообразования. Молибден-медный этап наиболее ярко выражен и является ведущим для района. Золото-полиметаллическое оруденение более позднее и связано с заключительной фазой тортонского вулканизма, когда возникли субвулканические образования андезито-дацитового состава. Оруденение локализуется в бортах кальдер и полях развития субвулканических интрузий.

Прешов-Токайский рудный район приурочен к субмеридиональной Прешов-Токайской вулканической гряде, которая ограничивает с запада Восточно-Словацкую впадину и локализуется в Горнадской зоне разломов, являющихся, по-видимому, дуговыми нарушениями Западно-Карпатского свода. Прешовские и Токайские горы сложены в основном тортонсарматскими вулканическими породами и в незначительной степени паннонскими образованиями, что подтверждается стратиграфическими данными и результатами радиометрического датирования [3, 141]. В основании миоценовых отложений залегают риолитовые туфы бурдигальского, гельветского и раннетортонского возраста - производные эксплозивных и трещинных извержений. Выше развита толща верхнетортонских и нижнесарматских андезитов, производная крупных страто- и щитовых вулканов. В сармате проявлен кислый риолитовый вулканизм в связи с кальдерообразованием на андезитовых стратовулканах, который завершается сармат-паннонским экструзивно-интрузивным комплексом, сложенным риолитами, андезитами, дацитами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами. Отмечаются также небольшие тела андезитобазальтов раннеплиоценового возраста [14, 162].

В рудном районе известны месторождения и рудопроявления золото-серебряных, молибден-медных, ртутно-сурьмяно-золото-полиметаллических руд. По минеральному составу, условиям локализации и структурной приуроченности на территории рудного района выделяются два основных и к настоящему времени наиболее изученных рудных поля: Телькибанское в горах Токай и Златобанское - в Прешовских (Сланских) горах. Телькибанское рудное поле включает в себя золото-серебряные месторождения Телькибана, Рудабанячка, Шаторлюйхей, Шарошпатеk и несколько рудопроявлений с золото-полиметаллической и золото-серебряной минерализацией. На рудном поле развиты вулканические породы, представленные тортонскими пироксеновыми андезитами и их туфами, сарматскими риолитовыми туфами, риолитами, "калиевыми трахитами" [14, 163, 189] и субвулканическими интрузиями того же состава. Вулканические породы, по данным В.Секи-Фукс [189], подвергнуты интенсивной пропилизитизации, занимающей значительные площади и объем вулканитов. Вблизи от рудных зон и в их пределах широко проявлен калиевый метасоматоз, в процессе которого сформировались так называемые андезитогенные калиевые трахиты, вмещающие золото-серебряные и золото-полиметаллические рудные зоны и жилы. В верхних горизонтах месторождений наблюдаются интенсивно каолинизированные породы. Вулканизм в горах Токай, по представлениям В.Секи-Фукс [189], развивался в такой последовательности: отложение риолитовых туфов и туффитов нижнего тортона, пироксен-андезитовые вулканиты верхнего тортона, риолитовые туфы, риолиты и "щелочные трахиты" нижнего сармата. Вулканическая деятельность заканчивается субвулканическими интрузиями андезитов и дацитов конца сарматского века и начала паннона. Затем происходят интенсивные поствулканические изменения пород и рудообразование.

Золото-полиметаллическое оруденение локализуется в жилах и рудных зонах, приуроченных к площадям развития калиевого метасоматоза, положение которых контролируется разломами север - северо-западного простирания и локальными тектоно-вулканогенными отрицательными структурами (кальдеры, грабены). С.Кох, Г.Панто [163] указывают, что рудные тела месторождения Телькибана располагаются в приконтактной зоне риолитовых туфов с субвулканической интрузией калишпатизированных андезитов.

Златобанское рудное поле находится на северной окраине Прешовских гор и приурочено к крупной кольцевой тортон-сарматской вулканоструктуре, представленной горизонтально залегающей толщей андезитов и их туфов, переслаивающихся с осадочными породами, которые прорваны многочисленными субвулканическими штоками и дайками диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, риолитов, дацитов [162]. На окраине руд-

ного поля известны риолитовые туфы бурдигала, гельвета и нижнего тортона со значительным количеством обломков липаритов, иногда андезитов, что свидетельствует о близости центров извержений [106]. В поле отмечаются разломы северо-западного и северо-восточного простираний, с которыми связаны рудные зоны и жилы. Оруденение локализуется зонально по отношению к центру вулканоструктуры, которая, по нашему мнению, может рассматриваться как палеокальдера. В структурном отношении рудные тела приурочены к контактам субвулканических интрузий, даек и эксплозивным брекчиям, которые внедрялись в миоценовые вулканогенные отложения.

Особенностью Прешов-Токайского рудного района является широкое развитие кислого (дацит-риолитового) вулканизма в сарматское время и значительное распространение сармат-паннонских экструзивно-интрузивных образований кисло-среднего ряда, приуроченных к вулканоструктурам центрального типа. Золото-полиметаллическое оруденение сформировалось в тесной связи с экструзивно-интрузивным комплексом. Для Прешовского рудного поля характерно проявление рудоносных эксплозивных брекчий. Рудные тела локализуются главным образом вблизи субвулканических тел и контролируются разрывами экструзивно- и интрузивно-купольных структур.

В Береговском районе (юго-западная часть Закарпатского прогиба), приуроченном к Берегово-Беганскому вулканотектоническому горсту, являющемуся периферическим дуговым поднятием Геленешской кольцевой вулканоструктуры, известны полиметаллические месторождения и рудопроявления, месторождения алуниита, барита, каолина.

В геологическом строении района участвуют образования двух структурных этажей. Нижний представлен комплексом вулканогенно-осадочных пород карбон-палеогенового возраста, вскрытых скважинами в приподнятых блоках на глубинах 600 - 1800 м; верхний - вулканогенно-осадочными и вулканическими образованиями неогена. Неогеновые вулканы сложены главным образом гельвет-сарматскими образованиями с незначительным количеством паннон-левантинских лав и пирокластов. Вулканическая деятельность началась в гельвете с извержения риолитовых и риодацитовых туфов новоселицкой свиты, вскрытых в виде мощного горизонта скважинами на всей площади рудного района, за исключением более молодых вулканических построек. Аналогичный вулканизм продолжался и в раннем тортоне, о чём свидетельствуют многочисленные прослои риолитовых туфов в тортонских осадочных отложениях. В позднем тортоне происходят излияния андезитов и их пирокластов из вулканов, находящихся в восточной части рудного района (Добросельский вулкан). Кроме андезитов отмечаются андезитобазальты [71] и андезитодациты.

Вышележащие сарматские отложения представлены риолитовыми туфами, игниобритами, чередующимися с прослоями осадочных пород и заполняющими кольцевые депрессии, вулканы-кальдеры и опущенные межкальдерные участки. Они извергались из эксплозивных построек и вулканов-кальдер в восточной и западной частях Береговского холмогорья (с. Мужиево, гора Косино, восточная окраина г. Берегово). В составе этой вулканической толщи некоторые исследователи выделяют прослой андезитов и смешанных риолит-андезитовых лав и туфов, установленных в восточной и северной частях Береговского холмогорья. Вместе с тем отдельные андезитовые тела имеют рвущие контакты (скв. 295, район с. Квасово) с риолитовыми туфами, что указывает на их субвулканическую природу. Следовательно, можно полагать, что андезиты относятся к более молодым образованиям, завершающим миоценовый вулканизм района и образующим экструзивно-интрузивный комплекс, представленный в экструзивной фации породами от андезитобазальтов до риолитов, а в интрузивной — от диоритовых порфиритов до гранит-порфиров, развитых в сарматских кальдерах и их ближайшем обрамлении. Риолиты и риодациты распространены в восточной, центральной и западной частях рудного района. По северной и южной периферии локализуются купола, неки и дайки дацитов и андезитодацитов. В рудных полях встречаются субвулканические интрузии, вскрытые на разных глубинах (Береговская кальдера). Со становлением экструзивно-интрузивного комплекса теснейшим образом связаны образование эксплозивных брекчий и интенсивная гидротермальная деятельность, сформировавшая огромные массивы измененных пород и полиметаллическое оруденение района.

На территории района выделяют два рудных поля с полиметаллическим оруденением — Береговское и Беганское, включающих одноименные месторождения и несколько рудопроявлений.

Береговское месторождение приурочено к восточному борту Береговской палеокальдеры и примыкающему к ней Куклянскому вулканическому горсту. Палеокальдера заполнена мощной толщей сарматских осадочно-вулканогенных пород, прорванных экструзиями плагиориолитов, образующими две группы куполов (Ардов-Чепки, Золотистая-Малая). Внутри кальдеры на различных глубинах вскрыты субвулканические интрузии диорит-порфиритов, андезитодацитов, гранодиорит-порфиров. В Куклянском горсте развиты риолитовые туфы гельвета и вулканогенно-осадочные отложения тортона.

Наиболее молодые образования на месторождении — тела эксплозивных брекчий, образующие Мужиевское эксплозивное сооружение. Такие тела встречены в районе гор Большой Береговской и Борзлык на различных уровнях стратиграфического разреза вплоть до неогенового фунда-

мента. Они имеют форму труб, дайкоподобных тел, субпластовых залежей, неправильной формы линз и др. Размер их от нескольких до 60—80 м в плане. На глубину они не прослеживаются, хотя встречаются на разных уровнях месторождения. Состав обломков и цемента брекчий довольно разнородный, что может свидетельствовать о нескольких стадиях их образования. Обычно обломки представлены аргиллитами, песчаниками, риолитовыми туфами, кремнистыми породами разного размера. Иногда отмечаются породы донеогенового фундамента, андезиты, диорит-порфириты, гранодиорит-порфир.

Размещение рудных тел Береговского месторождения контролируется разрывными структурами, участками развития эксплозивных брекчий, зонами интенсивной проницаемости и пористости.

Разрывные нарушения разделяются на внутрикальдерные центриклинальные дуговые разломы и радиальные разрывы, которые фиксируются не только в кальдере, но и в Куклянском горсте; периклиналинные разрывы, приуроченные к периферии кальдеры и оперяющие дуговые разломы, имеют северо-восточное падение. Рудовмещающие трещины отрыва субмеридионального простирания установлены в Куклянском горсте. В сходных структурных условиях локализуются руды и на Беганском месторождении, которое приурочено к Беганскому вулканическому горсту, окружающему с востока Косинскую кальдеру, усложненную в центральной части крупной экструзивно-купольной структурой. В горсте развиты осадочно-вулканоогенные образования гельвета-сармата, состоящие из трех горизонтов туфов с прослоями осадочных пород. Они рассекаются рудовмещающими разломами запад — северо-западного простирания.

В Оашском рудном районе, расположенном на пересечении Припаннонского и Оашского глубинных разломов на территории Советского Закарпатья и Румынии, известны небольшие полиметаллические рудопроявления и ртутные месторождения. Иногда встречаются ртутно-полиметаллические объекты. Совмещение разного оруденения в одном рудном поле или месторождении объясняется общностью структурных факторов, предопределивших длительную проницаемость этих участков, и наличием рудных ловушек.

Полиметаллическое оруденение локализуется в двух рудных полях — Вышковском и Тарна-Марском. Вышковское рудное поле находится на территории вулканотектонического горста, по-видимому, представляющего собой краевое поднятие более крупной кольцевой вулканоструктуры. Здесь распространены мелкие полиметаллические золотосодержащие (Баня, Чирсе) и ртутно-полиметаллические (Грендеш) рудопроявления, а также ртутные месторождения. В строении рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные породы миоцена — нижнего плиоцена, прорванные

многочисленными субвулканическими интрузиями, образующими ряд дериватов от габбро-диабазов до гранит-порфиров [74]. Интрузии сопровождаются телами эксплозивных брекчий. Внедрение многочисленных субвулканических образований предопределило широкое развитие в рудном поле интрузивно-купольных структур, к которым приурочены все полиметаллические и ртутно-полиметаллические рудопроявления. Рудные тела локализуются исключительно в кольцевых и радиальных разрывах этих вулканоструктур и в эксплозивных брекчиях. Аналогичная картина присуща Тарна-Марскому рудному полю.

Бая-Марский рудный район находится в северной части Румынии в вулканическом массиве Гутэй-Вэратек и приурочен к сложнопостроенной блоково-купольной тектоно-вулканогенной структуре, вытянутой почти на 60 км вдоль широтного глубинного разлома Драгош-Водэ [171]. Она состоит из вулкано-купольных, вулкано-горстовых, интрузивно- и экструзивно-купольных и других вулканоструктур более высоких порядков. Здесь известны многочисленные золото-серебряные и золото-полиметаллические месторождения, которые, по данным румынских геологов [153, 160], локализуются в четырех участках - Ильба - Бэица, Бэица - Валя-Рошие, Дялул-Кручи - Бэуц, Вэратек - Ботиз и рассматриваются как отдельные рудные поля.

В геологическом строении района принимают участие осадочные породы палеогена, несогласно перекрытые мощной толщей неогеновых вулканических образований, переслаивающихся в отдельных местах с маломощными горизонтами мергелей, алевролитов, песчаников и глин [40, 87]. Палеогеновые отложения обнажаются в восточной и центральных частях района и залегают, судя по глубокой скважине на участке месторождения Сэсар, непосредственно на палеозойском кристаллическом основании, которое вскрыто здесь на глубине 1900 м.

Вулканические образования Бая-Марского района формировались на протяжении всего неогена. Румынские исследователи выделяют три или четыре фазы (цикла) вулканизма (от тортона до верхнего плиоцена включительно), во время которых образовалась разнообразная гамма лаво-пирокластических продуктов и субвулканических тел [40, 87, 160, 171, 180]. Несмотря на различную трактовку возраста отдельных вулканических покровов и субвулканических образований, последовательность проявления вулканизма на схемах разных авторов в основном сходная. В I фазу (тортон) сформировались риолитовые туфы, в отдельных местах переслаивающиеся с осадочными образованиями, и экструзии риолитов. Некоторые исследователи относят к тортонской фазе также пироксеновые андезиты [87] или отдельные тела дацитов и кварцсодержащих андезитов [171]. II фаза вулканизма охватывает сармат. Она пред-

ставлена лавами и туфами пироксеновых андезитов, сопровождающимися субвулканическими телами тех же пород, которые сформировались в процессе деятельности полигенных стратовулканов. Эти образования обнаружены в западной части района. К сармату Н.Оическу [87] относит также дациты Лимпедя.

Породы III фазы (по Д.Рэдзулеску и М.Боркошу [180]) сложены риолитами, дацитами, кварцевыми андезитами, пироксен-амфиболовыми и пироксен-роговообманковыми андезитами и микрогранит-порфирами, паннона и понта. Советские исследователи отмечают, что большинство вулканических пород III фазы полнокристаллические, затвердевшие на некоторой глубине [136] и, по существу, представляют собой экструзии и субвулканические интрузии. Б.В.Мерлич и др. [74] приводят данные о том, что кварцевые андезиты по составу и структуре напоминают гипабиссальные интрузии кварцевых диорит-порфиритов Вышковского района Советского Закарпатья. Среди образований этой фазы широко распространены эксплозивные брекчии. В значительном количестве развиты кислые вулканокластические образования.

IV фаза (III цикл, по Д.Джужке и др. [160]) сложена пироксеновыми и пироксен-биотит-амфиболовыми андезитами и андезитобазальтовыми лавами и агломератовыми туфами позднеплиоценового возраста.

Для всей вулканической толщи характерно широкое развитие в сармате и особенно в панноне и понте субвулканических интрузий, экструзий и трубок взрыва, многие из которых, как считают румынские геологи, представляют собой неки вулканических построек. Вулканические центры располагаются вдоль тектонических зон субширотного и меридионального простираний.

Вулканические образования района подвергнуты интенсивным поствулканическим изменениям. Наиболее широко они проявляются в породах первых трех фаз. Для IV фазы отмечаются очень слабая карбонатизация и окремнение [171]. Пропилитизация охватывает огромные объемы вулкаников II и III фаз и в основном не связана с рудными жилами, что позволило некоторым исследователям относить ее к аутометасоматическим явлениям [63]. В рудных полях и месторождениях широко развиты процессы окварцевания, адуляризации, серицитизации, аргиллизации и других изменений, детально описанных [40, 160, 171, 179, 186].

В зависимости от минерального состава и концентрации полезных компонентов месторождения Бая-Марского рудного района делятся на три группы: золото-серебряные, золото-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые [157]. Однако такое деление условное. В собственно свинцово-цинковых месторождениях всегда в небольшом количестве находятся золото и серебро, так же как золото-серебряные месторождения постоянно содержат то или иное количество полиметаллов.

Между крайними членами этих месторождений существует непрерывный переходной ряд, что является одной из особенностей золото-серебряного и полиметаллического оруденения всей Внутривосточной области. Поэтому месторождения двух групп (золото-серебряные и золото-полиметаллические), по сути, представляют все рудные объекты Бая-Марского района. В их размещении отмечается определенная зональность. В центральной части района локализируются золото-серебряные месторождения, в западной и восточной — золото-полиметаллические.

Оруденение пространственно связано с субвулканическими штоками, силлами, лакколитами, куполами, дайками кварцевых и амфибол-пироксеновых андезитов, дацитов, риолитов, диорит-порфиритов и телами эксплозивных брекчий. Брекчии сложены обломками вмещающих эффузивных пород и осадочных отложений донеогенового фундамента. Субвулканические образования относятся ко II и III фазам вулканизма [87, 160]. Золото-серебряные месторождения распространены в центральной части рудного района в рудном поле Баица — Валя-Рошие. Основными из них являются Сэсар, Баица, Валя-Рошие, Борзаш, Аурум и др., приуроченные главным образом к кварцевым андезитам паннона [150], хотя, по данным Д.Джужке [160], золото-серебряные руды встречаются и в пироксеновых андезитах свиты Сеини сарматского возраста. К этому минеральному типу относится также месторождение Дялул-Кручи, которое локализуется, по мнению Д.Джужке и др. [160], в пироксен-роговообманковых андезитах свиты Жерапен (понт). Рудные тела месторождений в форме систем простых и сетчатых жил, ориентированных штоковерков и зон брекчирования приурочены преимущественно к краевым частям субвулканических тел кварцевых андезитов, дацитов и риолитов, разбитых трещинами или окруженных эксплозивными брекчиями. Оруденение локализуется в основном в разломах север — северо-восточного и меридионального простираний.

Золото-полиметаллические месторождения Бая-Сприе, Хержа, Шуйор, Кавник, Нистру, Ильба, Бэуц, Вэратек и другие распространены в рудных полях Ильба — Баица, Дялул-Кручи — Бэуц, Вэратек — Ботиз, где развиты вулканические продукты торгон-сарматского и паннон-понтического вулканизма. Большинство месторождений детально описано зарубежными исследователями [40, 122, 150, 151, 153, 156, 157, 160, 169, 178, 179, 186], а также советскими геологами [66, 98, 99, 100, 136]. Золото-полиметаллическое оруденение локализуется в штоках, куполах, силлах, дайках разнообразных андезитов и дацитов, иногда в осадочных отложениях палеогена, сармата и паннона (месторождения Хержа, Кавник, Бэуц, Ботиз). Наиболее значительные месторождения, по данным румынских геологов, приурочены к "вулканическим неккам", в ко-

торых отмечаются тела взрывных брекчий. Отметим, что в большинстве случаев, как указывает В.И.Лебединский [66], румынские геологи за неки принимают субвулканические интрузии. Таким образом, Бая-Марский рудный район, как и другие районы вулканического пояса, приурочен к протяженной блоково-купольной тектоно-вулканогенной структуре.

Апусенский рудный район находится на юге и юго-востоке горного массива Апусени. Это крупный купол, осложняющий кольцевое поднятие Трансильванского свода. Апусенский район [91] в то же время является секториальным блоком в обрамлении Трансильванской впадины. В нем развита система небольших неогеновых вулкано-тектонических бассейнов широтного и северо-западного простираний, контролирующихся крупными разломами. Многочисленные месторождения золото-серебряных, комплексных золото-полиметаллических, медных золотосодержащих руд, которые, по данным Я.Бербеака [143], локализуются в одиннадцати рудных полях, развиты в горах Металичи (Металифери). В литературе этот район известен также под названием "Золотой четырехугольник". Золото здесь разрабатывалось еще со времен Римской империи, а затем с XII в. по настоящее время [130].

К наиболее значительным месторождениям относятся Сэкэрмб, Рошия-Монтана, Бая-де-Ареш, Брадешор, Валя-Мори, Бучум, Барза, Стенижа, Мормынтул, Бэица, Мусариу, Ганеш и др. Характерно широкое распространение мелких и мельчайших месторождений, которые обрабатывались кустарным способом. Сведения о геологическом строении района, процессах вулканизма, условиях формирования месторождений и их структурной позиции изложены в работах румынских геологов [26, 87, 96, 143, 147, 148, 149, 159, 180] и советских исследователей [32, 88, 92, 98, 99, 100, 120, 130, 136].

В геологическом строении гор Металичи, по данным Н.Онческу [87], участвуют кристаллические образования докембрия, палеозойские филлиты и кварциты, чередующиеся с конгломератами, мезозойские песчано-глинистые и карбонатные отложения и триас-юрские мелафиры. В палеогене сформировался "банатитовый комплекс", представленный интрузиями диоритового, гранодиоритового и гранитного состава.

Эти образования составляют фундамент, на котором несогласно залегают неогеновые осадочные породы и вулканы, распространенные в небольших впадинах и их ближайшем обрамлении. Они представлены песчано-глинистыми породами с прослоями известняков, гипсов, углей и мощной толщей вулканических образований, залегающих в виде лав и пирокластов среди осадочных пород и в форме многочисленных субвулканических тел в образованиях неогенового и донеогенового комплексов. На

территории гор Металичи известно четыре участка с интенсивно проявленным вулканизмом и оруденением — Бая-де-Ареш — Рошиа-Монтана, Алмашул-Маре — Златна, Брад — Сэкэрмб, Глиганул-Тырново, которые рассматриваются как самостоятельные вулканогенно-рудные центры [15, 16]. Последних три участка локализируются в неогеновых вулканотектонических впадинах и их обрамлении. В районе Бая-де-Ареш — Рошиа-Монтана субвулканические тела, сопровождаемые незначительными покровами, прорывают кристаллические и меловые образования донеогенового фундамента.

По данным румынских геологов, вулканические породы формировались на протяжении трех фаз вулканизма [143, 180, 181]. I фаза относится к гельвет-тортону. В это время образовались андезиты, дациты, риолиты, наблюдающиеся в виде покровов, потоков, куполов, субвулканических даек и штоков. Широко распространены риолитовые туфы и ичимбриты, свидетельствующие о преимущественно эксплозивном характере вулканической деятельности. II фаза — наиболее значительна как по количеству вулканических продуктов, так и по проявлению поствулканических процессов, с которыми связано образование золото-серебряных и золото-полиметаллических месторождений района. Вулканы этой фазы представлены главным образом дацитами, кварцевыми андезитами и риодацитами. Широко распространены вулканические купола, субвулканические штоки и дайки, неки, трубки взрыва, редко встречаются лавовые и пирокластические образования и потоки. Извержения этой фазы, по Д.Рэдулеску и М.Боркошу [180], П.Райлиху и П.Власимскому [181], начались в позднем тортоне-сармате и закончились в конце паннона.

Породы III фазы формируются в конце паннона и позднем плиоцене. Они сложены базальтоидными андезитами и базальтами, которые в виде узких лавовых потоков и покровов распространены на отдельных участках.

Н.Онческу [87] считает, что неогеновые вулканические аппараты располагались главным образом вдоль бортов наложенных неогеновых впадин. Центры извержений во многих случаях контролируются крупными разрывами северо-западного и субширотного направлений.

Вулканические породы рудного района преобразовались под воздействием гидротермальных процессов. Наиболее интенсивно они проявились вслед за формированием вулканитов II фазы. Широко развита пропилитизация, захватывающая громадные объемы и площади вулканических пород. Более локально проявлены наложенные на пропилиты процессы серицитизации, аргиллизации, окварцевания, адуляризации и каолинизации, которые фиксируются вокруг рудных жил [15, 149]. Среди этих измененных пород выделяют аргиллизит- и серицит-адулярированную, серицит-

хлоритовую, серицит-карбонатную, кварц-серицитовую, баритовую, адунитовую и ангидритовую фации [32].

Оруденение локализуется в субвулканических штоках, куполах, неках дацитов, риодацитов, кварцевых андезитов, в трубках взрыва, в субвулканических интрузиях диорит-порфиритов, редко в осадочных образованиях неогена и осадочно-магматических образованиях донеогенового фундамента. Купола, штоки и неки имеют рвущие контакты с вмещающими вулканическими покровами и пирокластами и, как справедливо заметил М.М.Василевский [15], они должны рассматриваться как субвулканические интрузии, сформированные на небольшой глубине.

Апусенский рудный район по разнообразию и количеству различных минеральных типов золото-полиметаллического оруденения — наиболее представлен во Внутрикarpатском поясе.

Морфология рудных тел. Все золото-полиметаллические и полиметаллические месторождения Внутрикarpатского вулканического пояса по генезису относятся к вулканогенно-гидротермальному классу, что предопределило жильную форму основных рудных тел. В подчиненном количестве встречаются рудные тела иной морфологии. Морфологические особенности рудных тел и их внутреннее строение для разных месторождений пояса определяются рудолокализирующими структурами, которые в свою очередь зависят от типа рудовмещающих вулканоструктур, развитых в том или другом рудном районе.

Среднесловацкий рудный район. На Банско-Штьявницком рудном поле известно более 120 рудных жил, основные из которых простираются в север-северо-восточном направлении и падают на восток под углами 70-90°. Во многих случаях это не просто жилы, а сложные жильные зоны. Длина основных жил от 3 (жилы Бренер, Штефан, Микулаш и др.) до 6-8 км (жилы Гринер, Терезия, Розалия, Ян и др.) при мощности 0,5 - 2,5 м [9]. Вертикальный размах оруденения достигает 1300 м [13]. Наиболее богатые руды локализуются в рудных столбах, приуроченных к местам изгиба рудовмещающих разломов и ответвления алофиз. В карбонатных породах донеогенового фундамента отмечаются неправильной формы метасоматические желези медно-полиметаллических руд.

На Кремницком рудном поле насчитывается около 120 жил [130], сосредоточенных в двух жильных группах, разделенных километровым безрудным интервалом. Первая группа (Шремен, Главная, Кирхберг, Мейн и др.) характеризуется жилами большой мощности, местами достигающей 50, а с учетом интенсивного развития прожилков и окварцевания до 80 м (жила Шремен). Длина их превышает 5 км [8]. Жила Шремен состоит из отдельных ветвей, объединяемых, по мнению Ю.Г.Сафонова [100], единым крупным сколовым нарушением. На нижних горизонтах развиты си-

стеми перистых жил мощностью 1,5–2 м, прилегающих к жиле Шремон. В верхней части жилы преобладает самородное золото в ассоциации с халцедоновидным кварцем. В перистых жилах отмечается также антимонит. Отдельные жилы приурочены к мощным зонам брекчий и представляют собой сложные тела типа ориентированных штокверков.

Вторая жильная система (Златна, Рудна, Юрай) имеет меньшие длину (до 2 км), мощность (0,5–2 м) и более пологое падение, но в среднем более высокое содержание металлов и видимого электрума [8].

Матра-Берженский рудный район. На Дьенцешоросском рудном поле развиты в основном рудные жилы. Характеристика их приведена в ряде работ [191, 172, 14, 173, 163]. Рудные жилы образуют рудную зону длиной более 2,5 и шириной около 1 км. Центральная часть жильной системы (жилы Петер-Пал, Арани-Петер, Кароли, Хидекут и др.) простирается в направлении север – северо-запад – юг – юго-восток. Длина жил 400–1000 при мощности 1–2 м. На флангах жилы расщепляются и ветвятся. Вертикальный размах оруденения достигает 600–1000 м. Жилы падают на северо-восток под углами 65–85°. Они относятся к жильным зонам выполнения открытых полостей. Аналогичные и более мелкие жилы развиты в районе Берженского рудного поля. Там также отмечаются мощные зоны тектонических брекчий с прожилково-вкрапленным полиметаллическим оруденением (рудная зона Баньяпуста) или участки прожилково-вкрапленных руд в измененных и интенсивно трещиноватых андезитах.

Прешов-Токайский рудный район. В Телькибанском рудном поле распространены главным образом крутопадающие рудные жилы, различные по мощности и длине. На месторождении Телькибана в верхних частях жил встречаются так называемые глинистые жилы, сложенные иллитовой массой и другими глинистоподобными минералами, содержащими золото и золотоносный пирит [167]. С глубиной они переходят в нормальные золото-полиметаллические жилы зонального строения, прослеженные по падению на 1 км [163]. Для Златобанского рудного поля характерны сложнопостроенные жильные зоны, простые жилы, рудные штокверки [162]. Жилы и жильные зоны приурочены к вулканическим и субвулканическим образованиям, а рудные штокверки отмечаются в телах эксплозивных брекчий. Мощность рудных тел 1–3, протяженность 500–1000 м. Длина по падению достигает 1,5 км.

Береговский рудный район. В Береговском рудном поле выделяются четыре основные морфологические группы рудных тел: 1) сложнопостроенные рудные жилы и рудные зоны во внутрикальдерных разломах северо-западного и северо-восточного направлений; 2) прожилковое и прожилково-вкрапленное оруденение в зонах повышенной трещиноватости в пирокластических образованиях; 3) субпластовые линзы и зоны с про-

жилково-вкрапленным оруденением в вулканогенно-осадочных породах; 4) рудные штокверки и тела неправильной формы в участках интенсивной трещиноватости в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах и телах эксплозивных брекчий.

Мощность рудных жил 0,2-10 м. Отмечаются разветвление рудных жил при приближении к поверхности и переход их в рудные штокверки. По простиранию жильные зоны прослежены на расстоянии 500-1500 м. Очень часто наблюдается выклинивание по простиранию с расщеплением на многочисленные прожилки. На глубину рудная минерализация прослежена свыше 1 км. В донеогеновом фундаменте вскрыты метасоматические линзы и неправильные тела полиметаллических руд. На пересечении рудовмещающих разломов отмечаются рудные столбы и штокверкообразные рудные залежи. Встречаются подэкранные рудные тела неправильной и линзообразной форм на контакте осадочных пород с риолитовыми туфами.

Простые и сложнопостроенные жильные зоны (Майская, Апрельская, Сентябрьская и др.) характерны для Беганского рудного поля. Здесь же отмечаются участки жилково-вкрапленных полиметаллических руд в пирокластических образованиях.

Оашский рудный район. На Вышковском рудном поле наиболее распространены рудные зоны с жилково-вкрапленным оруденением в телах эксплозивных брекчий, реже - простые и сложные жилы. Длина рудных зон по простиранию иногда достигает 1 км, по падению они вскрыты до глубин 250-300 м. Мощность жил 0,5-2, длина не превышает 500 м. Рудные тела локализуются в основном в кольцевых разломах интрузивно-купольных структур и в радиальных разрывах северо-восточного и субмеридионального направлений.

Аналогичные по морфологии рудные тела распространены на Тарна-Марском рудном поле.

Бая-Марский рудный район. Рудные тела золото-серебряных месторождений в основном представлены многочисленными жилами и жильными зонами. Жилы часто расщепляются с глубиной (Валя-Рошие), образуя на поверхности мощную жильную зону [100], иногда встречаются параллельные системы с одной крупной жилой в центре или изолированные рудные зоны. Отмечаются также штокверковые минерализованные рудные залежи в эксплозивных брекчиях (Борзаш). Мощность рудных жил изменяется от нескольких сантиметров до 1-4, иногда 12 м, длина их превышает 1 км, на глубину они прослеживаются на отдельных месторождениях до 800-1200 м [15, 160]. Так, глубина вскрытого оруденения Сэсар - 800 м, Валя-Рошие - 550, Борзаш - 200, Дялуд-Кручи - 1200 м.

Рудные тела золото-полиметаллических месторождений представлены сложными и простыми жилами, рудными зонами и штокверками. Длина

жил от первых сотен метров до 2 км (Бая-Сприе), мощность — от нескольких сантиметров до 4–7 м, на отдельных месторождениях (Бэйи) до 10 и даже 40 м (Бая-Сприе). По падению жилы прослежены на различной расстоянии. Некоторые из них не выклиниваются на глубине до 1000 м. Обычно рудные тела образуют две системы — субширотную и север-северо-восточную. В районе Пятра Хандел кроме многочисленных жил северо-восточного простирания (жилы Непумуц, Валя-Маре, Иосиф, Этель-Каролина и др.) отмечаются рудные тела северо-западного направления (жилы Алунш, Венера). Жилы северо-восточного направления характерны для месторождений Бэйи, Вэратек, Кавник. На месторождениях Хержа, Бая-Сприе основную массу сульфидов вмещают жилы, локализованные в субширотных трещинах. Север — северо-восточные жилы концентрируют более низкотемпературное золото-серебряное оруденение. Субширотные рудные жилы месторождения Кавник секутся жилами близмеридионального простирания.

Апусенский рудный район. По материалам /26, 32, 96, 97, 100, 134, 143, 147, 148, 156, 157, 159/ золото-серебряные и золото-полиметаллические месторождения Апусенского рудного района характеризуются рядом специфических особенностей.

Рудные тела образуют системы простых трещинных жил или жильных зон, приуроченных к субвулканическим штокам, neckам и эксплозивным брекчиям, особенно к их эндоконтактам (Валя-Мори, Стенижа, Сэкэрмб). На месторождении Мусариу, где в субвулканических телах нет зон брекчий и крупных тектонических нарушений, жилы залегают в триасовых мелафирах, обрамляющих шток, в которых развиты зоны мелкой интенсивной трещиноватости. Рудные тела месторождения Рошиа-Монтана в основном представлены рудными штокверками в эксплозивных брекчиях и двумя системами маломощных жил, приуроченных к трещинам. Рудные штокверки встречаются также на месторождениях Бая-де-Арьеш, Стенижа, Карачи, где развиты трубки взрыва с эксплозивными полигенными брекчиями. Рудные линзы и метасоматические залежи массивных золото-сульфидных руд залегают в глинисто-мергелистых породах месторождения Бая-де-Арьеш. Вблизи поверхности многие жилы разветвляются и переходят в штокверки. Жильные зоны довольно часто обладают кулисообразным строением. В некоторых месторождениях (Сэкэрмб) на верхних горизонтах отмечаются встречное крутое падение жил и расхождение их на глубине.

Длина рудных жил изменяется от десятков метров до нескольких километров, а мощность — от нескольких сантиметров до 2–4 м. На некоторых месторождениях жилы прослеживаются на глубину свыше 700 м и не выклиниваются (жила Магдалена на месторождении Сэкэрмб).

Минеральный состав руд и рудная зональность. Минеральный состав руд довольно разнообразен в месторождениях различных рудных районов, что зависит от проявления в тех или иных месторождениях разных стадий рудного процесса, неодинаковой величины эрозионного среза, специфики рудообразования. В то же время почти все месторождения имеют отдельные сходные устойчивые минеральные парагенезисы, которые свидетельствуют о близких условиях рудообразования.

Среднесловацкий рудный район. На месторождениях Банска-Штьявничского рудного поля рудные жилы сложены различными модификациями кварца со значительным количеством родонита, барита, карбонатов и рудных минералов, основными из которых являются галенит, сфалерит, халькопирит, самородное серебро и золото, пирит. Реже отмечаются сульфосоли серебра, сурьмы, меди, висмута, свинца, марказит, гематит. Иногда встречаются антимонит, шеелит, ферберит, пирротин, арсенипирит. В верхних частях жил наряду с кварцем широко распространены опал и халцедон.

Оруденение, по данным М.Кодерн [52], формировалось в шесть стадий минерализации. Концентрация золото-полиметаллических руд свойственна лишь двум из них (второй и четвертой). В это время образовалась основная часть пирита, а также сульфосоли меди и висмута, шеелит, ферберит, сульфосоли серебра, самородное серебро и золото. Для рудных тел характерны ассоциация раннего кварца с гематитом (так называемый цинопель), образование карбонатов в заключительные стадии.

Различное количество стадий минерализации в разных частях рудного поля, распределение минеральных ассоциаций в вертикальном и горизонтальном направлениях создали сложную картину моно- и полиасцендентной рудной зональности [9].

Центральная часть рудного поля в верхней зоне сложена свинцово-цинковыми рудами с преобладанием сереброносного галенита и сфалерита, незначительным количеством пирита и халькопирита, субмикроскопическими выделениями золота в сульфидах. По периферии рудного поля (восточный и южный фланги) и на месторождении Годруша жилы сложены золото-серебряными рудами с небольшим количеством галенита, сфалерита, пирита.

Наиболее золотоносны и сереброносны верхние части жил, где совместно с самородным золотом и серебром развиты сульфосоли и сульфиды серебра, тетраэдрит, марказит. Отношение золота к серебру в этих рудах изменяется от 1:10 до 1:1000 [9]. Содержание основных полезных компонентов следующее: $Au - 2$, $Ag - 200$ г/т; $Pb - 0,5-1,0$; $Zn - 1-1,5$, $Cu - 0,2$ % [92].

В свинцово-цинковых рудах с глубиной возрастает количество сфалерита и халькопирита. Еще глубже свинцово-цинковые руды сменяются свинцово-цинково-медными, где халькопирит преобладает над галенитом и сфалеритом. Здесь же появляются шеелит и ферберит, увеличивается концентрация висмута в галените, встречаются сульфосоли висмута и меди, отмечается борнит. По концентрации основных рудных компонентов в вертикальном разрезе рудного поля выделяют три зоны [9, 18]: обогащенная золотом и серебром (до глубины 150 м), верхняя свинцово-цинковая с халькопиритом (300–400 м), медная (глубже 400 м).

Для руд характерны брекчиевидные, кокардовые, друзовые, полосчатые текстуры и широкое развитие брекчиевых и массивных структур. Рудовмещающие интрузивно-вулканогенные породы подвержены интенсивной площадной пропилитизации, которая, по мнению В.Л.Русинова [95], образовалась после становления всей вулканической толщи. Минеральный парагенезис пропилитов представлен хлоритом, эпидотом, альбитом, карбонатом, небольшим количеством глинистых минералов, цеолитов, пирита и кварца. По периферии рудного поля отмечаются аргиллизация и опализация. Вблизи рудных тел вмещающие вулканические породы интенсивно окварцованы и серицитизированы, наблюдаются также адуляризация, аргиллизация и каолинизация [190].

Последовательность гидротермальных поствулканических процессов на рудном поле, по данным В.Л.Русинова [95], проявляется в следующем порядке: региональная пропилитизация – адуляризация, околорудная серицитизация – рудоотложение – образование безрудных низкотемпературных прожилков кварца и кальцита. Отметим, что М.Бемер [144] подчеркивает различие между региональной и околорудной аргиллизацией в парагенезисе вторичных минералов. Для первой характерно развитие монтмориллонита, для второй – гидрослюд и каолинита.

Главными рудными минералами кремнических жил являются пирит, золото, арсенопирит, антимонит, пираргирит, прустит, электрум. Иногда встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, гетит. По периферии рудного поля отмечаются киноварь, аурипигмент, реальгар. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, халцедоном, алунитом.

Рудные тела формировались в два этапа, для которых выделяются семь [8, 9] или восемь стадий минерализации [166]. Ранний этап характеризуется образованием кварцевых жил, содержащих небольшое количество адуляра, пирита, арсенопирита (3 % объема жильного выполнения), полиметаллов, сульфосолой серебра. В конце первых трех стадий этого этапа сформировалось золото в форме субмикроскопических самородных выделений в кварце, пирите, сульфосолях серебра или в виде электру-

ма, сконцентрированного в банангах, где его содержание достигает 40–50 г/т [17], а отношение к серебру изменяется от 1:4,5 до 1:40 [8]. Золото низкопробное. Среднее содержание золота в наиболее крупной жиле Шремен – 2,1, серебра – 15 г/т [166]. Второй (антимонитовый) этап включает стадии образования антимонита, сопровождающегося карбонатами, метаколлоидным кварцем, халцедоном, пирит-мельниковитом и марказитом, который ассоциирует с мельниковитом и гипсом. Здесь же встречается вкрапленность киновари. На этом этапе золото и серебро не выделялись.

Для руд характерны брекчиевые, полосчатые текстуры и широкое развитие колломорфных структур. Вертикальный размах оруденения достигает 500–700 м. Для рудного поля отмечается горизонтальная рудная зональность – в центре жилы с золото-серебряной минерализацией, далее с сурьмяным оруденением, а по периферии с ртутной минерализацией. С глубиной увеличивается содержание полиметаллов и уменьшается – золота и серебра.

Возраст золото-серебряного оруденения сарматский. Антимонитовая и ртутная минерализация относятся к палео- или плиоценовому этапу рудообразования. На месторождении Нова Баня жилыные зоны представлены кварцем и карбонатом с небольшим количеством золотоносного пирита и арсенопирита, самородного золота и серебра. Отмечаются галенит, сфалерит, сульфосоли серебра и антимонит. Отношение в рудах Au к Ag от 1:3 до 1:14. Оруденение по падению прослежено на 200–300 м, а одной из скважин вскрыто на глубине 1300–1400 м [92]. Выделяются две стадии рудообразования. В первую сформировались полиметаллические руды с небольшим количеством золота, во вторую – золотоносный пирит, арсенопирит, золото и серебро. На месторождении наблюдается четкая вертикальная рудная зональность – с глубиной и в восточном направлении в рудах увеличивается содержание Pb , Zn , Cu и уменьшается Au и Ag .

Матра-Березинский рудный район. На месторождениях Дьендешоросского рудного поля рудные жилы сложены кварцем с небольшой примесью карбоната, халцедона, барита, каолина и рудными минералами, представленными галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, сульфосолями серебра, свинца, меди, висмута, антимонитом, самородным серебром и золотом, гематитом, марказитом. Оруденение многостадийное. Выделяются шесть периодов (стадий) минерализации. Главная масса полиметаллических руд сформировалась в третий и четвертый периоды. В сульфидах четвертого периода отмечается тонкодисперсное золото. Для рудных тел характерна гипогенная рудная зональность. С глубиной уменьшается содержание свинца, возрастает количество цинка, меди и

висмута. Руды обладают в основном полосчатыми, друзовыми и слоистыми текстурами и массивной структурой.

Рудовмещающие андезиты подвергнуты интенсивной площадной пропилитизации, вблизи жил проявляются окварцевание и каолинизация, интенсивная серицитизация. На месторождении Надьбержень вокруг рудных зон развиты окварцевание и иллитизация [163]. Рудные минералы представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями свинца и серебра, самородным золотом, пирротиним, марказитом, нерудные минералы — кварцем, карбонатами, халцедоном [176]. Отмечаются две стадии минерализации. В первую образуются пирротин, во вторую — полиметаллы и золото. Золото наблюдается в тонкодисперсном виде в сульфидах и образует кристаллы и дендриты в жильном кварце.

Рудоносная зона Баньяпуста представлена системой маломощных (0,2–0,6 м) жил с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, самородным золотом, гесситом, петцитом. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, анкеритом, иллитом, гидромусковитом [175]. Оруденение формировалось в три стадии.

Прешов-Токайский рудный район. В Телькибанском рудном поле месторождения горными выработками детально вскрыты только в зоне окисления, где известны так называемые глинистые жилы (*Lattengänge*), сложенные глинистоподобной иллитовой массой и другими глинистыми минералами, в которых встречаются пластины самородного золота размером 0,2–0,3 мм и кристаллы золотоносного пирита [167]. Золото представлено в основном электрумом. Его концентрация в таких жилах достигает 26 г/т. В нижних горизонтах месторождения Телькибана с глубиной появляются кварцевые жилы с золотоносным пиритом и полиметаллическими рудами, которые прослежены по падению на 1 км [163]. Крутопадающие рудные жилы этого месторождения (Юпитер, Лобкович, София и др.) содержат золото-полиметаллическое оруденение и локализируются в калишпатизированных андезитах [189].

Главными рудными минералами жил являются золотоносный пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пираргирит, марказит, реже арсентит, самородное золото, антимонит. Жильные минералы представлены кварцем, иллитом, адуляром.

Поствулканические процессы (пропилитизация и калиевый метасоматоз), по мнению В.Секи-Фукс, всегда сопровождают золото-полиметаллическое оруденение. Образование адуляра происходило при температуре 300–150 °С. При такой же температуре образовалась главная часть золото-полиметаллических руд Токая.

На Златобанском рудном поле медное и золото-полиметаллическое оруденение находится в центральной части, дальше отмечается зона

развития сурьмяного оруденения, затем медно-свинцово-цинкового и ртутного и, наконец, на самой периферии распространены опалитовые поствулканические образования с шкелитом опалом [162]. Исходя из такого расположения оруденения, М.Кутан [168] считал, что здесь проявляется горизонтальная рудная зональность, хотя ртутное и опаловое оруденение он относил к самостоятельному плиоценовому этапу рудообразования. Горными работами также была доказана пространственная разобщенность различных проявлений рудной минерализации [106]. Отмечается вертикальная зональность оруденения с преобладанием в верхних частях рудного поля ртутной и сурьмяной минерализации, сменяющейся с глубиной золото-полиметаллическими, а еще глубже медными рудами. Вмещающие вулканические образования пропилитизированы, вблизи рудных тел проявляются интенсивная серицитизация и окварцевание.

Минеральный состав руд сложный. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, пирротин, киноварь, антимонит. Обнаружены молибденит, самородное серебро и золото, сульфосили свинца, серебра, сурьмы. Из нерудных минералов чаще всего встречаются кварц и опал, карбонаты и гипс.

Формирование месторождения многоэтапное. М. Кадичак и Р. Дуда [162] выделяют три этапа рудообразования: 1) пропилитизацию вмещающих вулканических пород с выделением пирита; 2) образование скарнов вокруг субвулканических интрузий и формирование скарнового медно-молибденового и магнетит-пирротинового оруденения; 3) образование жильных месторождений золото-полиметаллических, антимонитовых и ртутно-мышьяковых руд, формирование медно-молибденового рудного штокверка, который вскрыт глубокой скважиной. Оруденение третьего этапа, по мнению этих исследователей, принадлежит к различным рудным формациям: медно-молибденовой штокверковой, медно-полиметаллической, кварц-антимонитовой, ртутно-мышьяковой и опалосной. О взаимоотношении выделенных формаций данных нет. Я. Славик [106] отмечает, что мышьяково-ртутное и опаловое оруденение образовалось позже сурьмяно-полиметаллического. Первое он относит к плиоцену и связывает с формированием Вигорлат-Гутинской металлогенической зоны, второе — к миоцену и связывает с образованием Земплин-Береговской металлогенической зоны. Данных о взаимоотношении оруденения со штокверковой медно-молибденовой минерализацией нет. Однако, судя по тому, что последняя встречается в интрузиях, прорывающих миоценовые вулканы, возраст ее послемiocеновый, а сама минерализация, вероятно, предшествует, как и в Матра-Берженском рудном районе, золото-полиметаллическому оруденению. Общий вертикальный размах оруденения достигает 1,5 км. Мощность рудных тел 1-3, протяженность 500-1000 м.

Оашский рудный район. В Вышковском рудном поле по минеральному составу выделяются полиметаллические (Баня) и ртутно-полиметаллические (Грендеш и др.) месторождения. В полиметаллических месторождениях рудные тела сложены пиритом, сфалеритом, галенитом. В небольших количествах наблюдаются халькопирит, пирротин, арсенопирит, тетраэдрит, бурнонит. Редко отмечаются самородное золото, аргентит, алтаит, силванит, миаргирит. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, серпичитом. Установлены адуляр, халцедон, сидерит и барит. Оруденение сформировалось в три стадии — кварц-серпичитовую, кварц-полиметаллическую и кварц-карбонатную с теллуридами. Ведущая текстура руд жильная, отмечаются вкрапленная, брекчиевая и цементная, полосчатая и друзовая. Околорудные изменения представлены кварц-серпичитовым и кварц-серпичит-гидрослюдистыми метасоматитами, часто со скоплением адуляра. Вокруг жил развита пиритизация и адуляризация, на удалении — пропицитизация. В ртутно-полиметаллических месторождениях основными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, киноварь, марказит, редко халькопирит, пирротин. Из нерудных развиты кварц и карбонаты. Кварц-карбонатные прожилки с киноварью и марказитом секут полиметаллические руды и относятся к плиоценовому этапу рудообразования. На Тарна-Марском месторождении основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, самородное золото и серебро, халькопирит. Нерудные минералы представлены кварцем, адуляром, карбонатами. Андезиты интенсивно пропицитизированы, с развитием вокруг рудных тел зон окварцевания, адуляризации, серпичитизации. В верхней части месторождения отмечается каолинизация вмещающих пород.

Бая-Марский рудный район. В золото-серебряных месторождениях минеральный состав руд в одном месторождении и даже отдельной жиле очень разнообразен [15, 92, 150]. Жильная масса состоит в основном из кварца с небольшим количеством кальцита, родохрозита, аметиста, адуляра, халцедона, барита, с нитевидным и кристаллическим самородным золотом и серебром. Отмечаются также сульфосоли серебра и свинца, характерны золотосодержащие сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит), количество которых в разных жилах составляет 3-17%. Изредка встречаются теллуриды золота, марказит, антимонит.

В большинстве месторождений преобладает золото-серебряное оруденение. Для месторождения Сэсар характерно повышенное содержание арсенопирита и сульфосолей серебра. В рудных телах Дялул-Кручи повышено количество золотосодержащих сульфидов и родохрозита.

Наиболее золотосодержащие (100-200 м) горизонты месторождений, хотя на некоторых из них (Дялул-Кручи) промышленные concentra-

ции золота известны на глубине свыше 700 м. Гипогенная рудная зональность присуща только отдельным месторождениям (Дялул-Кручи, Вадя-Рошие), где в верхних частях широко распространены самородное золото, сульфосоли серебра, свинца, меди, марказит, иногда небольшое количество золотосодержащих сульфидов, ассоциирующие с барит-карбонат-кварцевыми жильными парагенезисами. С глубиной уменьшается содержание свободного золота и сульфосолей, возрастает концентрация сульфидов (галенита, сфалерита, пирита), в основном золотосодержащих, увеличивается количество родохрозита.

Формирование рудных жил, по данным румынских геологов [122, 150, 160], обычно происходило в две или три стадии. В первую выделялись кварц, адуляр, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, некоторое количество золота; во вторую — аметистовидный кварц, адуляр, кальцит, родохрозит, серебро-медно-свинцовые сульфосоли, самородное золото и серебро, антимонит; в третью — кварц, халцедон, марказит, пирит, барит. Текстуры руд крустификационные, брекчиевые, полосчатые, колломорфные, что свидетельствует об образовании их главным образом путем выполнения открытых полостей при незначительной роли метасоматического замещения. Колломорфные текстуры встречаются только в верхних частях жил, наиболее богатых золотом.

Основная часть золота находится в сульфидах преимущественно в пирите и халькопирите в виде тонкодисперсных и пылеватых включений. Отмечается свободное золото в виде небольших кристаллов, пластинок и дендритов, заключенных в адуляр-кварцевую жильную массу. Вокруг рудных тел наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения, площадные представлены пропилитизацией. Вблизи жил на пропилитизацию накладываются зоны окварцевания, серицитизации и адуляризации. В приповерхностных частях месторождений локально развиты аргиллизированные и каолинизированные породы. Отмечаются также карбонатизация, целлитизация и пиритизация [40, 15, 183, 186].

В золото-полиметаллических месторождениях минеральный состав жил очень разнообразен. На месторождении Бая-Сприе, например, известно более 70 минералов. В большинстве месторождений (Бая-Сприе, Хержа, Кавник, Шуфор, Нистру и др.) отчетливо проявляется вертикальная гипогенная рудная зональность [122, 160, 186]. Выделяются три зоны. Верхняя распространена до глубины 100–200 м. Она сложена колломорфным золотосодержащим кварцем с подчиненным количеством золотосодержащих сульфидов, сульфосолями свинца, серебра, сурьмы, мышьяка. Кроме самородного золота встречаются теллуриды (месторождения Бая-Сприе, Нистру), антимонит, реальгар, карбонат, барит, роданит, родохрозит. Ниже, до глубины 300–400 м, зона сложена кварцем с само-

родным золотом и полиметаллическими рудами, содержащими золото и серебро. Установлены также пирротин, марказит, халькопирит. Глубже уменьшается количество галенита и сфалерита, возрастает меденосность руд. Они состоят в основном из пирита, халькопирита, пирротина, арсенопирита с примесью гематита и магнетита. На месторождении Бая-Сприе в этой зоне встречаются вольфрамит и шеелит. Здесь, как и на верхних горизонтах, отмечаются огромные полости с друзами антимонита, бурнонитом и плексозитом.

Оруденение формировалось, по мнению К. Станциу [186] и Д. Джушке и др. [160], в три стадии минерализации. В раннюю отложились пирит, пирротин, гематит, магнетит, арсенопирит. Вторая стадия представлена полиметаллическими рудами с небольшой примесью тонкодисперсного золота и сульфосолей, третья — самородным золотом, сульфосолями серебра, свинца, сурьмы, антимонитом.

Золото в форме кристаллов, пластинчатых и дендритовидных выделений концентрируется в кварце, в виде субмикроскопических включений обнаружено в сульфидах полиметаллической стадии. В отдельных месторождениях отмечается небольшое количество теллуридов золота.

Околорудные изменения идентичны таковым золото-серебряных месторождений: характерны площадная пропилитизация вулканических и субвулканических пород, развитие вокруг рудных жил интенсивной серицитизации, адуляризации и окварцевания на глубине, аргиллизации и окварцевания, а местами каолинизации вблизи поверхности. В центральной части рудного района находятся золото-серебряные, в западной и восточной — золото-полиметаллические месторождения. Такая зональность до сих пор до конца не объяснена, но, на наш взгляд, обусловлена распространением более кислых субвулканических образований по сравнению с другими частями рудного района.

Алусенский рудный район. По вещественному составу выделяют пять главных типов месторождений и рудных жил.

1. Свободного золота, где дендриты его кристаллов отмечаются в кварцевых и кварц-халцедоновых жилах, содержащих небольшое количество сульфосолей серебра, карбонатов, сульфатов, адуляра и цеолитов. Эти месторождения содержат также от 3 до 5 % пирита и других сульфидов (Валя-Мори, Рошиа-Монтана, Мусариу и др.).

2. Золото-полиметаллические со свободным золотом, с содержанием сульфидов от 5 до 15 %. Кроме дендритов и пластин самородного золота золотоносными являются сульфиды. Отмечаются теллуриды золота и многочисленные сульфосоли серебра. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатом (Бучум, Бая-де-Ареш и др.).

3. Золото-полиметаллические, где золото в виде тонкодисперсных

включений находится в пирите, галените, сфалерите, халькопирите. Отмечаются сульфосоли, арсенопирит, теллуриды; жильный минерал — кварц. Количество сульфидов составляет 10–30 % и более (Бая-де-Арьеш, Карачи, Брадишор и др.).

4. Теллуридов золота с небольшим количеством свободного золота, сульфидов и сульфосолей (Сэкэрньб, Прокуса и др.).

5. Метасоматические залежи пирита, содержащие гнезда полиметаллов и невысокие концентрации тонкодисперсного золота (Бая-де-Арьеш).

Состав руд очень разнообразен не только в одном месторождении, но и в одной рудной жиле. Основным жильным минералом является кварц, встречаются халцедон, кальцит, родохрозит, сидерит, анкерит, адуляр, барит, флюорит, редко — цеолиты. Рудные минералы представлены самородным золотом и серебром, пиритом, арсенопиритом, марказитом, сфалеритом, сульфосолями серебра, свинца, меди, висмута (пираргирит, прустит, стефанит, миаргирит, буланжерит, тетраэдрит и др.), теллуридами золота, серебра, свинца (ильванит, нагиагит, гессит, алтаит, петрид, креннерит, тетрадимит и др.), иногда антимонитом и магнетитом.

Формы проявления золота в месторождениях Апусенского рудного района очень разнообразны. Чаще всего золото образует тонкодисперсные и пылеватые включения в сульфидах, главным образом пирите и халькопирите. На многих месторождениях (Рошиа-Монтана, Бая-де-Арьеш, Муссарчу и др.) золото наблюдается в свободном состоянии в виде хорошо ограненных кристаллов, дендритов, проволочек и пластин. На месторождении золото локализуется в теллуридах — нагиагите, ильваните, креннерите. Теллуридами золота обогащены также верхние горизонты месторождений Валя-Мори, Алмаш-Стения, Бая-де-Арьеш, Бучум и др. На месторождении Рошиа-Монтана наиболее богатые золотом руды приурочены к черному кварцу, цвет которого определяет тонкораспыленный в нем метакolloидный глобулярный пирит.

Я.Бербелак [143] выделяет ряд золотоносных минеральных ассоциаций — сульфосоли золота и серебра с сульфидами, самородное золото с сульфидами и пиритом, теллуриды золота и серебра с пиритом и сульфидами, пирит с подчиненным количеством сульфидов и золота, медные руды с теллуридами серебра, золота и цеолитами.

Повышенные концентрации золота и серебра приурочены в основном к верхним горизонтам месторождений, где отмечаются богатые бонанцы и рудные столбы (интервал 50–200 м). С глубиной содержание этих металлов уменьшается и возрастает количество сфалерита и галенита, которые затем сменяются пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, пиротином, магнетитом. Однако встречаются месторождения, где вышесте-

ченая зональность не наблюдается и золото-серебряные руды с глубокой резко выклиниваются и переходят в кварц-карбонатные безрудные жилы. Вместе с тем на отдельных месторождениях (Сэкэримб, Рошиа-Монтана) в рудных телах не происходит уменьшение концентрации золота до глубины свыше 700 м. В некоторых месторождениях с глубиной повышается железистость сфалерита, иногда появляются шеелит и вольфрамит. Для месторождений характерно значительное содержание марганцевых минералов, не только родохрозита и родонита, но и сульфидов марганца.

Рудные жилы формировались главным образом путем выполнения открытых полостей, обусловивших широкое развитие брекчиевых, друзовых, крустификационных, кокардовых, полосчатых, массивных и других текстур. В верхних частях рудных тел широко распространены колломорфные текстуры. Однако на отдельных месторождениях интенсивно проявлены процессы метасоматического замещения (Бая-де-Ареш).

Золоторудные месторождения образовались в несколько стадий минерализации (три или четыре). По М.Боркошу [147], к первой стадии гидротермального процесса относится предрудная адуляризация, аргиллизация — серицитизация и окремнение. Среди рудных стадий, в течение которых образовались главные сульфиды месторождений, М.Боркош [148] выделяет пиритовую, полиметаллическую, теллуридов и сульфосолей, золотоносную.

Физико-химические условия образования золото-полиметаллического оруденения

Тепловой режим и температура формирования. Как известно, в современных вулканических поясах фиксируются аномальные тепловые потоки с геотермическим градиентом от 50 до 200 °С на 1 км. Эти тепловые потоки могут реализоваться в благоприятных условиях в гидротермальные системы, которые, по мнению С.И.Набоко [79], являются аналогами рудообразующих растворов. Гидротермальные системы существуют на протяжении длительного периода, в то время как характер, состав и тип вулканизма значительно изменяются, что затрудняет выяснение генетических связей гидротермальных процессов с отдельными вулканогенными формациями и комплексами, не говоря уже о конкретных вулканических постройках. Тем не менее становление гидротермальных систем в вулканических поясах происходит на фоне интенсивного прогрева земной коры за счет теплового и энергетического воздействия вулканических процессов.

Хотя активный вулканизм во Внутрикarpатском вулканическом поясе завершился в плейстоцене, для этого региона и в настоящее время характерен интенсивный тепловой поток и многочисленные источники горя-

чих термальных вод. Так, в Закарпатском прогибе величина температурного градиента на глубине 50–1000 м составляет 5–6 °С/100 м, а мощность теплового потока достигает 9,2–10,5 Вт/м² [64]. Анализ теплового потока Закарпатья показывает, что источник тепловой аномалии находится на глубине 25–30 км, т.е. на границе кора – мантия. Время действия источника тепла определяется в 30–40 млн. лет, а интенсивность – 37,8–50,4·10¹¹ Вт/м² [60]. Следовательно, на территории вулканического пояса выделение тепла началось значительно раньше проявления неогенового вулканизма.

Интенсивные тепловые потоки, как показывают исследования современных вулканических дуг, генерируются центрами зарождения магматических очагов. Так как материальным носителем теплового потока считают мантийный эндогенный флюид, связанный с базальтовыми магмами [1, 79], можно полагать, что зарождение повышенного теплового потока во Внутрикарпатской области происходит в зонах разуплотнения верхней мантии, где формировались первичные базальтовые магмы. Эти зоны располагались на глубинах 80–120 км в участках пересечения сейсмофокальной плоскости с астеносферным слоем Карпато-Паннонского региона [82]. Интенсивный тепловой поток и внедрение подкоровой базальтовой магмы привело к возникновению палингенных и смешанных магматических очагов в земной коре Внутрикарпатской области, эволюция которых давала на протяжении длительного времени энергию и тепло для гидротермальных систем, с которыми связано образование золото-полиметаллического оруденения.

Полиметаллическое оруденение Закарпатского прогиба формировалось в широком диапазоне температур – от 390 до 50 °С [51, 61, 71, 105, 139] (табл.1). Наиболее высокие температуры рудообразования присущи начальным стадиям рудообразующего процесса (390–240 °С). Дальнейшая эволюция рудообразующих растворов характеризуется тем, что каждая новая стадия минералообразования начинается при температурах, превышающих минимальные температуры рудообразования предыдущей стадии. Во многих месторождениях это происходит на одинаковых или больших уровнях глубин, т.е. отмечается процесс телескопирования, обычно характерный для близповерхностных месторождений. Основная придуктивная полиметаллическая ассоциация сформировалась при температуре 340–120 °С, причем главные сульфидные минералы возникли при температуре 255–165 °С.

Сходные данные получены для зарубежных золото-полиметаллических и золото-серебряных месторождений Внутрикарпатского вулканического пояса. Для золото-полиметаллического месторождения Банска-Штьявница Ц.Варчек определили температуры образования кварцев, ассоциирующих с

Т а б л и ц а 1. Температурные условия формирования полиметаллического оруденения Закарпатского прогиба

Месторождение или рудопроявление	Стадия минералообразования	Температурные интервалы минералообразования, °С
Береговское	Адуляр-кварцевая сульфид-содержащая	390-240
	Кварц-полиметаллическая	325-160
	Кварц-гематитовая	295-210
	Карбонат-кварцевая с сульфидами	220-120
	Кварц-барит-каолинит-гидрослюдастая	255- 50
Беганское	Кварц-полиметаллическая	340-145
	Кварц-барит-каолин-гидрослюдастая с сульфидами	220-120
Лопош	Кварц-барит-каолин-гидрослюдастая с полиметаллами	220-205
Баня	Кварц-полиметаллическая	300- 75
	Кварц-барит-карбонатная с сульфидами	135- 60
Грендеш	Кварц-полиметаллическая	300-200
Штольневое	Кварц-барит-карбонатная	150- 90

полиметаллами, - 300-230 °С, темных сфалеритов - 280-190, светлых сфалеритов - 170-125 °С. Кристаллизация кварца золото-серебряных жил месторождения Кремница происходила при температуре 347 - 225 °С [9].

Золото-полиметаллические месторождения Бая-Марского рудного района формировались при температуре 350-160 °С, а кварц, ассоциирующийся с сульфосолями и благородными металлами, - 160-220 °С [66,147]. Для золоторудных месторождений гор Металичи (Румыния) адуляризация, серицитизация и окремнение, сопровождающие рудные жилы, происходили при температурах 360-300 °С, главное количество сульфидов кристаллизовалось при температуре 345-240 °С, а самородное золото, теллуриды золота и сульфосоли отложились при температуре 250-180 °С [147]. Гидротермальные системы длительное время были активно термостатированы за счет интенсивного теплового подтока. Это подтверждается палеотемпературным градиентом в момент рудоотложения, который, по расчетам З.И.Ковалишина и М.Д.Братуся [51], был равен для Береговского месторождения 8,1-16,20 °С на 100 м, а для Беганского месторождения - 14-20 °С на 100 м.

Несмотря на значительные температуры рудообразования во всех золото-полиметаллических месторождениях, максимальная температура рудообразующего процесса не превышает 400°C . Такая температура, по многочисленным данным современных термогидросистем, является базовой до глубин свыше 3 км. Как показал В.В.Аверьев [1], для температурной обстановки современных гидротермальных систем характерно, что на глубинах свыше 300–400 м от дневной поверхности нарастание температур прекращается и нигде не превышает 400°C . Это обстоятельство привело некоторых исследователей к заключению о существовании так называемой температуры основания, т.е. температуры, свойственной тем глубинам, куда еще проникают поверхностные воды и которые не одинаковы для разных регионов и геолого-структурных обстановок.

Данные о тепловой мощности современных гидросистем привели В.В.Аверьева [1] к выводу, что источником тепла для гидротерм не могут быть субвулканические и более глубинные интрузии. К аналогичному заключению в последнее время пришел В.И.Смирнов [108], основываясь на расчетах интенсивности и времени стока кондуктивного и индуктивного тепла, выделяющегося при кристаллизации интрузивных тел. Источником тепла для долгоживущих гидротермальных систем, по мнению В.В.Аверьева [1], является эндогенный "гидротермальный" пар или эндогенный минерализованный и газонасыщенный флюид, генератором которого могут быть газо- и водонасыщенные глубинные магматические расплавы, сбрасывающие водосодержащий флюид в условиях спада давления.

Данные [43, 62] по температуре кристаллизации миоценовых вулкано-плутонических пород Советского Закарпатья, с которыми пространственно ассоциирует золото-полиметаллическое оруденение, показывают, что гомогенизация расплавных включений в кварце риолитов происходит при температурах от 1500 до 1100–1200 $^{\circ}\text{C}$, в кварце диорит-порфиритов – от 1480 до 1145, в кристаллах плагиоклаза из андезитов – около 1400 $^{\circ}\text{C}$. Высокие температуры начала кристаллизации риолитовой и андезитовой магм Закарпатья свидетельствуют о перегреве расплавов и низком содержании в них воды, не превышающих 0,5–1 % [43]. Давление, при котором отделяется от расплава газово-водный флюид, по данным В.В.Аверьева [1], определяется температурой флюида, равной в этот момент температуре расплава. Вскипание и дегазация миоценовых андезит-риолитовых магматических расплавов, по расчетам Б.Д.Жовтули [43], происходили на глубинах 10–14 км, где давление превышает $3 \cdot 10^8$ Па, а температура магмы составляет более 1000 $^{\circ}\text{C}$. Но при таких давлениях и температурах гранитная и гранодиоритовая магма удерживает 3–7 % воды. Естественно, недосыщенный водой расплав в земной коре будет сбрасывать воду и другие растворенные газы только в том

случае, если сквозь него непрерывно фильтруется глубинный флюид. Таким образом, можно полагать, что формирование миоценовых гидротермальных систем, из которых отлагались золото-полиметаллические руды Внутрикарпатского вулканического пояса, и сопровождающих их термоаномалий происходило вне генетической связи с отдельными конкретными вулканами и субвулканическими телами андезит-риолитовой формации, а обусловлено отделением эндогенного газово-водного флюида с глубоко залегающих магматических камер, подвергавшихся мощному тепловому подтоку мантийного вещества. Отделявшийся газово-водный флюид, поднимаясь и смешиваясь с водами глубинной циркуляции, формировал в верхних зонах земной коры гидротермальные системы, эволюция которых в близповерхностных условиях реализовалась в образовании золото-полиметаллических месторождений в зонах разгрузки, приуроченных к локальным тектоно-вулканогенным структурам.

Г л у б и н а р у д о о б р а з о в а н и я и р а з м а х о р у д е н е н и я. Золото-полиметаллическое оруденение Внутрикарпатского вулканического пояса, по мнению изучавших его исследователей, сформировалось в малоглубинных (близповерхностных) условиях. Глубина образования близповерхностных гидротермальных вулканогенных месторождений, по различным авторам, составляет 0,2-1,5 км [22, 56]. Аналогичные данные приводятся для различных полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений описываемого региона. Так, для Береговского месторождения [30] минимальная глубина рудообразования от дневной палеоповерхности определялась 300-500 м. Новые материалы по рудоносности верхних горизонтов месторождения позволяют уточнить эти глубины. Наличие на склонах Большой Береговской горы, где установлены рудоносные штокверки с минерализацией сульфидов и золота, делювия с рудными минералами свидетельствует об их частичном разрушении эрозией, в то время как вершины отдельных полиметаллических жил залегают на глубинах 70-100 м от современной дневной поверхности. Верхняя часть Береговского месторождения локализуется главным образом в кварц-каолиновых и кварц-диккитовых фациях вторичных кварцитов. В самой верхней фации их - опалолитах, рудная минерализация не встречается. Опалолиты, как установлено в гидротермальных системах современных вулканических областей, формируются от поверхности до глубин 50-100 м и ниже не встречаются. Мощность опалолитов на месторождении 10-20 м, что свидетельствует о глубине эрозионного среза около 40-80 м. Незначительная денудация подтверждается хорошей сохранностью лапаритовых куполов и отходящих от них потоков, которые сформировались до оруденения и сейчас прекрасно наблюдаются на местности. Исходя из изложенного выше минимальная глубина формирования Берегов-

ского месторождения не превышает 100–150 м от поверхности в момент рудообразования.

Близкие данные получены для Беганского месторождения, где на современной поверхности обнажаются только верхние части барит-полиметаллических жил. Здесь, как и на Береговском месторождении, сохранились опалолиты незначительной мощности, свидетельствующие о величине эрозионного среза, не превышающей 80–100 м, и о минимальной глубине образования верхних частей рудных тел на глубинах 100–120 м.

В Вышковском рудном районе Закарпатья субвулканический комплекс, с которым пространственно и по возрасту связано полиметаллическое оруденение, сформировался на глубинах 0,2–2 км [74]. Оруденение наложено на породы комплекса. Глубина эрозии субвулканических образований, судя по современным высотам их выходов на дневную поверхность и мощностям нижнепаннонских отложений, которые они прорывают, 200–500 м. Естественно, можно полагать, что минимальная глубина рудообразования была менее 500 м, так как рудопроявления в настоящее время обнажаются на земной поверхности. Изучение термо-ЭДС сульфидов верхней части рудопроявления Бая показывает, что они аналогичны сульфидам Береговского месторождения, расположенным на глубине 200–300 м от современной поверхности. Так как значения термо-ЭДС являются индикаторами глубинности рудообразования [50], эрозионный срез рудопроявления Бая достигает 200–250 м, что может свидетельствовать о минимальной глубине рудообразования (около 300 – 350 м).

Минимальная глубина формирования рудных жил месторождений Шуьор и Бая-Сприе составляет 200–400 м [70]. Таким образом, имеющиеся данные позволяют утверждать, что минимальная глубина образования золото-полиметаллического оруденения близка в различных рудных районах Внутрикарпатского вулканического пояса и составляет 100–400 м от палеоповерхности времени рудообразования. Глубина формирования месторождений определяется не только минимальным расстоянием от поверхности времени рудообразования, но и размахом оруденения. О вертикальном размахе оруденения можно судить по данным глубоких скважин, вскрывающих рудные тела во многих месторождениях Внутрикарпатского вулканического пояса. На Береговском месторождении промышленные концентрации свинца и цинка отдельными скважинами вскрыты на глубине более 1000 м. На глубинах свыше 700 м отмечается полиметаллическая минерализация на Беганском месторождении. Вертикальный размах полиметаллического оруденения в Вышковском рудном поле составляет около 500–600 м. Рудные тела на глубинах 700–1500 м вскрыты в золото-полиметаллических месторождениях Румынии (Бая-Сприе, Дялуд-Кручи, Шуьор,

Сэкэрмб и др.) и Словакии (Банска-Штьявница, Злата Баня). Вертикальный размах золото-полиметаллического оруденения достигает 1500 м.

В связи с небольшой глубиной рудообразования рудоотложение происходило в открытых системах, относительно хорошо связанных с поверхностью. На этих глубинах гидростатическое давление на растворы будет значительно меньше, чем геостатическое на породы. На глубине около 1,5 км (учитывая размах оруденения) геостатическое давление достигает $2,5-2,8 \cdot 10^7$ Па. Но в открытых системах движение растворов вверх происходит не за счет геостатического или гидростатического давления, а в результате одностороннего тектонического давления. Величина этого давления кроме тектонических процессов зависит еще от температуры раствора и его газонасыщенности. Так, на современном термальном поле Вайракей в Новой Зеландии на глубине 700 м от поверхности перегретые воды с температурой 270 °С создают давление $3,5 \cdot 10^6$ г [70]. Близкие давления $3-4 \cdot 10^6$ Па определены для рудообразующей гидротермальной системы БалеЙского близкоповерхностного золоторудного месторождения, минимальная глубина формирования которого составляет 150-200 м [10]. По соотношению жидкой и газовой фаз из включений в кварце Береговского месторождения, образовавшегося при температуре 210 °С, определено давление $1,5-2 \cdot 10^6$ Па. На уровне рудообразования (глубины 100-1000 м) оно изменяется от 2 до $5 \cdot 10^6$ Па. Судя по появлению в составе околорудноизмененных пород аддуляра на глубинах 600-800 м, можно полагать, что на этом уровне происходит вскипание высоконагретого гидротермального раствора и выделение газовой фазы. Вскипание начинается тогда, когда внутреннее давление раствора становится выше, чем гидростатическое давление в гидротермальной системе. Выделение газовой фазы ведет, как установлено С.И.Набоко [79] в современных гидротермальных системах, к ошелачиванию растворов и выпаданию рудных минералов. С формированием кварцадулловых пород в золото-серебряных месторождениях связано начало рудоотложения. Таким образом, давление в гидротермальной близповерхностной системе и его колебания, вероятно, — главный регулятор изменения физико-химического состояния раствора и концентрации в нем рудогенных элементов, что определяет в конечном счете вертикальный размах оруденения.

Состав рудообразующих растворов, возможные формы переноса и причины отложения рудного вещества. О составе рудообразующих растворов, формировавших золото-полиметаллическое оруденение Внутрикарпатского пояса, можно судить по данным состава газо-

во-жидких включений, которые изучены только для Береговского и Беганского полиметаллических месторождений [51]. Характеристика состава рудообразующих растворов приведена для отдельных стадий рудообразования, что дает возможность проследить за эволюцией растворов и изменением их солевого и газового составов во времени.

Формирование золото-полиметаллического оруденения начинается с образования адуляр-кварцевых метасоматитов, содержащих незначительное количество сульфидов. Растворы в это время обладали высокой щелочностью, о чем свидетельствует высокая концентрация калия (до 29,95 %) в составе катионной части водных вытяжек из кварц-адулярированных пород. Кроме калия отмечаются натрий, кальций и магний, в анионной части преобладает сульфат-ион (до 67,11 %). В газовой фазе важную роль играли углекислый газ (до 65,30 %), метан (до 66,60 %) и азот (до 22,97 %). Причем, как отмечают З.И.Ковалишин и М.Д.Братусь [51], окварцевание сопровождалось повышением концентрации углекислого газа, а адуляризация - повышением содержания метана в газовой фазе. Высокая концентрация метана может свидетельствовать о восстановительном характере растворов при образовании кварц-адулярированных пород. Можно предполагать, что гидротермальные растворы, сформировавшие кварц-адулярированные тела с незначительным количеством сульфидов, имели щелочно-сульфатно-метано-углекислый состав со значительной примесью азота. Причем в растворе калий резко преобладал над натрием.

Полиметаллическая золотосодержащая стадия, судя по развитию в рудных телах кварца, адуляра и железо-марганцевых карбонатов, а также составу водных вытяжек из жильных минералов, галенита и сфалерита, характеризуется значительным содержанием в рудообразующих растворах щелочноземельных элементов - кальция и магния, натрия и калия (натрий преобладает), высокой концентрацией сульфат- (до 71,31 %) и наличием гидрокарбонат-иона. Отмечается также незначительное неустойчивое количество хлора и фтора. В газовой фазе преобладают азот (55,57 %) и углекислый газ (до 28,60 %), отмечается метан. Отношение углекислого газа и метана в различных образцах широко изменяется, что свидетельствует о неоднократной смене окислительно-восстановительного потенциала и pH раствора. Вероятно, растворы были гетерогенными, а их концентрация невысокая.

Установлено [51], что газовая фаза флюидов фиксируется как ореол пропаривания вокруг рудных тел. Так, содержание углекислого газа при переходе от вмещающих туфов к зальбандам кварц-полиметаллической жилы уменьшается от 30,36 до 23,18 %, в зальбандах - от 19,11 до 15,48 %, возрастая к центру ее до 30,19 %. Концентрация

азота уменьшается от 68,34–72,31 % в туфах до 42,29–58,72 % в зальбандах жилы и до 9,44 % в центре ее. Можно полагать, что гидротермальные растворы, формировавшие золото–полиметаллическое оруденение, имели щелочно–хлоридный гидрокарбонатно–углекисло–азотно–сульфатный состав с содержанием значительного количества кремнекислоты. Наличие натрия, кальция, магния и калия в растворе способствовало осаждению железо–магнезиальных карбонатов, образованию альбита и адуляра. Распад гидросульфидных комплексов, в которых переносились свинец, цинк, медь и другие элементы, привел к интенсивной концентрации сульфидных минералов и появлению в растворе значительного количества сульфат–иона.

Кварц–гематитовая стадия минералообразования следует за полиметаллической. Растворы, формировавшие ее, содержали кальций, магний и натрий, сульфат– (до 47,43 %) и гидрокарбонат–ионы (до 10,68 %), а в газовой фазе – углекислый газ (до 91,93 %) и азот (до 35,97 %).

В верхних частях Береговского месторождения сульфиды встречаются редко. Там развит барит–кварц–каолинит–гидрослюдистый минеральный парагенезис с минерализацией золота. Минералообразующие растворы, по данным водных вытяжек из кварцев и баритов, того же солевого состава, что и в минералах полиметаллических руд, но отличаются по количественному отношению.

Катионы натрия и калия имеют концентрации, сходные с растворами полиметаллических руд, кальция и магния – значительно ниже. Несколько меньше содержание сульфат–иона, но повышено количество хлора, объем которого достигает 61,63 %. Газовая составляющая характеризуется высокой концентрацией углекислого газа (до 67,10 %), наличием азота, водорода и метана. Для растворов характерно гетерогенное состояние. Концентрация минералообразующих растворов, по данным криометрии, составляет 3–4 % в пересчете на хлористый калий. Вероятно, состав растворов в период образования барит–кварц–каолинит–гидрослюдистой минерализации был хлоридно–сульфатно–углекислым.

Таким образом, растворы различных стадий рудообразующего процесса отличаются по солевому и газовому составу. На ранней стадии гидротермы были щелочно–сульфатно–метаново–углекислыми со значительной примесью азота и резким преобладанием калия над натрием. Высокая концентрация метана свидетельствует о восстановительном характере растворов этой стадии.

Основная продуктивная полиметаллическая стадия сформирована растворами с хлоридно–гидрокарбонатно–азотно–сульфатным составом. Сумма объема щелочей почти в 20 раз ниже, чем в растворах ранней

щелочной стадии, зато значительно выше концентрация кальция и магния. Это, очевидно, объясняется обработкой щелочей, что фиксируется в адуляризации вмещающих пород. Растворы этой стадии были высококремнистыми, так как в рудных телах и вокруг них широко развит кварц.

В заключительной низкотемпературной барит-кварц-каолинит-гидроксилистой стадии состав растворов был хлоридно-сульфатно-углекислым. Преобладание в водных вытяжках сульфат-иона, по-видимому, объясняется распадом гидросульфидных комплексов, основных носителей цветных металлов, и окислением несвязанной серы и сероводорода. Сера окислялась в результате смешения поднимающихся гидротерм с поверхностными водами, что способствовало образованию кислых растворов, из которых кристаллизовались нерудные минералы (в том числе и сульфаты) и самородное золото.

В процессе эволюции гидротермальной системы, формирующей оруденение, со снижением температуры возрастает активность натрия и увеличивается роль хлоридов. На протяжении всего процесса рудообразования наблюдается повышенная концентрация углекислого газа, сульфат-иона и азота, уменьшается содержание метана.

Цветные металлы и золото, как считают большинство исследователей, в гидротермальных растворах переносятся главным образом в комплексных соединениях. Одни авторы [137] в эндогенной миграции отдают предпочтение их соединениям с серой, другие [78] — с хлором.

Приведенные выше данные показывают, что в группе анионов доминирует сера. Вместе с тем отмечается хлор, количество которого возрастает в конечную стадию рудообразующего процесса, когда в паразитезисе с нерудными минералами отлагалось видимое самородное золото. Наибольшая растворимость золота в сульфидных растворах наблюдается при температуре 150–250 ° в нейтральных растворах, а в более щелочных или кислых она ниже. Предполагается, что образование сульфидных комплексов золота может быть преобладающим механизмом переноса в близповерхностных условиях, где золото связано с адуляром, сульфосолями и сульфидами, требующими для переноса и отложения почти нейтральных или щелочных условий.

В изученных нами полиметаллических месторождениях Закарпатья для кварц-адуляровой и полиметаллической стадий намечается корреляция между содержанием сульфидов и золота и концентрацией суммарной серы во флюиде, что подтверждает предположение о ведущей роли сульфидных (гидросульфидных) комплексов в переносе цветных металлов для этих стадий. Наличие небольшого количества хлора в анионной части раствора начальных стадий и его значительная концентрация там, где

нет сульфидов, но есть золото, не исключают миграции последнего в виде хлоридных комплексов, которые преобладали в растворах в конечную стадию рудообразующего процесса. Постоянное наличие в адуляре, сопровождающем золото-полиметаллическое оруденение, аммиака, установленного методом ЭПР И.В.Матяшем и др., позволяет предполагать, что часть золота переносилась в сложных аммиачных комплексах.

Выпадение полиметаллов и тонкодисперсного золота из рудообразующих растворов началось после их дегазации и смены pH растворов. Поднимающиеся гидротермальные растворы были нейтральными или слабокислыми. После дегазации они становились щелочными, о чем свидетельствует состав катионов из водных вытяжек. Изменение физико-химических констант раствора вызвало разрушение гидросульфидных комплексов и отложение полиметаллов и тонкодисперсного золота. В верхней части месторождения, где развиты различные фации вторичных кварцитов и сформировалась барит-кварц-каолинит-гидрослюдастая минеральная ассоциация, растворы обладали высоким окислительным потенциалом вследствие смешения гидротерм с поверхностными водами. В этих условиях распадаются хлоридные комплексы золота, которое отлагается совместно с кварцем. Видимо, они стабилизировались различными поликремнекислотами, которые в нейтральной и щелочной средах, где переносятся эти комплексы, обладают защитными свойствами. При уменьшении эквивалентной доли натрия и калия в растворе и изменении окислительно-восстановительного потенциала накапливался кварц с самородным золотом.

Изотопный состав руд как показатель источника рудообразующих веществ и растворов. Возможные источники рудообразующих веществ и растворов для золото-полиметаллического оруденения Внутрикиспартского пояса изучены мало. В последние годы на основе анализа изотопных соотношений свинца, серы, кислорода и углерода [69, 82, 135] высказано предположение о сложном полигенном происхождении золото-полиметаллического оруденения. Изотопный состав серы сульфидов из полиметаллических проявлений Закарпатья представлен в табл. 2.

Изотопный состав серы сульфидов в различных полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях независимо от морфологии рудных тел, парагенезиса минералов и стадии рудообразования не отличается и близок к метеоритному стандарту. Принято считать [34], что если вариации величин $\delta^{34}S$ на месторождении не превышают 10 ‰, это свидетельствует о гомогенном источнике серы рудного вещества. В нашем случае для всех полиметаллических проявлений $\delta^{34}S$ сульфидов колеб-

Т а б л и ц а 2. Изотопный состав серы в полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях Закарпатья

Месторождение или рудопроявление	Минерал	Краткая характеристика образца	$\delta^{34}S, ‰$	
Береговское	Пирит	Послойные скопления в аргиллитах	+1,1	
	—"	Кварц-сульфидный прожилок в аргиллитах	+0,3	
	—"	Вкрапленность сульфидов в туфопесчанике	+3,8	
	—"	Сульфидный прожилок в аргиллите	0,0	
	Галенит	Зона брекчий с полиметаллическим оруденением	-0,4	
	—"	Кварцевая жила с полиметаллическим оруденением в риолитовых туфах	-2,8	
	—"	Полиметаллическая руда	-1,3	
	Пирит	Сульфидный прожилок в кварц-адуляровой породе	+2,4	
	—"	Кварцевая жила с сульфидами в аргиллитах	+0,7	
	—"	Кварц-гематитовый прожилок с пиритом в риолитовых туфах	-2,4	
	Галенит	Прожилок галенита в аргиллитах	-0,1	
	—"	Кварцевая жила с полиметаллическим оруденением и гематитом	-1,5	
	—"	Жила с полиметаллическим оруденением в туфах	-1,5	
	Халькопирит	Прожилок сульфидов в риолитовых туфах	+3,0	
	Галенит	Сульфидный прожилок в риолито-дацитовых туфах	-0,2	
	Пирит	Вкрапленность сульфидов в туфах	+1,0	
	—"	Вкрапленность сульфидов в туфах	+1,6	
	Баня	—"	Эксплозивная брекчия с сульфидами в цементе	+0,2
		—"	То же	+0,5
		—"	Вкрапленность сульфидов в измененном кварцевом диорит-порфирите	-0,9
—"		Кварц-сульфидный прожилок в брекчии	+0,9	

Месторождение или рудопроявление	Минерал	Краткая характеристика образца	$\delta^{34}S, \%$
Баня	Пирит	Карботатная жила с сульфидами в взрывчатой брекчии	+2,1
	"	Взрывчатая брекчия с вкрапленностью пирита	+0,8
	"	Вкрапленность пирита в измененных диорит-порфиритах	+0,9
Грейдеш	"	Пирит-галенит-сфалеритовый прожилок в измененном диорит-порфирите	-1,9
Штольневое	"	Вкрапленность пирита в взрывчатой брекчии	-2,8

Примечание. Анализ выполнен В.И.Власенко в отделе стабильных изотопов Отделения металлогении ИГЕМ АН УССР.

летя от -2,8 до +3,8 %. Вариации величины $\delta^{34}S$ составляют 6,6 ‰. Обычно сера с изотопным составом, близким к метеоритному стандарту, относится к ювенильной, вынесенной из мантии и не претерпевшей существенного изотопного фракционирования. Однако, как отмечают В.А.Гриненко и Л.Н.Гриненко [34], иногда такой изотопный состав серы может быть и при переработке какого-то объема корового материала, сера которого не отличается от метеоритного стандарта. Тогда вопрос о ювенильном и коровом источниках серы решается следующим образом. Если однотипные месторождения, расположенные в различной геолого-структурной позиции, имеют близкий к метеоритному изотопный состав серы, можно полагать, что их сера имеет глубинное подкоровое происхождение. Такая ситуация характерна для полиметаллического оруденения Закарпатья. Подтверждением глубинного источника серы может быть изотопный состав серы барита, который выделялся в заключительной стадии рудообразующего процесса. Сульфатная сера барита на Береговском месторождении имеет $\delta^{34}S$ от +4 до +18 ‰. Появление такой серы можно объяснить окислительно-восстановительными процессами, происходящими в рудном растворе, в котором находится глубинная сера [34]. Так, при взаимодействии небольшого количества воды с элементарной серой при высоких температурах образуются сероводород и двуокись серы, причем последняя обогащается тяжелым изотопом. Из нее могут образоваться сульфаты с высокими значениями $\delta^{34}S$. Большинство исследователей считают, что источником сульфатной серы гидротерм вулканических областей являются магматические очаги [19, 47].

Пириты полиметаллических проявлений Закарпатья имеют в основ-

ном положительные значения $\delta^{34}S$, что связано с константой диссоциации сероводорода и pH раствора. При температуре 223 °C значение $\delta^{34}S$ относительно суммарной серы должно изменяться от 0,0 до +6,4 ‰ [34]. В то же время в галените значения $\delta^{34}S$ отрицательные. Для галенита, находящегося в равновесии с сульфидным раствором при температуре 227 °C, значения $\delta^{34}S$ изменяются от -5,3 до +1,1 ‰, а пириты в этих условиях характеризуются только положительными значениями $\delta^{34}S$. Следовательно, определенные различия в изотопном составе серы различных сульфидов объясняются фракционированием ее в процессе минералообразования.

Изотопный состав кислорода изучен нами совместно с И.П.Луговой только для кварца и сидерита Береговского месторождения [69, 135]. Распределение изотопов кислорода в кварце не зависит от морфологических особенностей минерала и его структуры, а коррелируется с минеральным парагенезисом, сосуществующим с кварцем, т.е. отражает физико-химические условия рудообразующей гидротермальной системы на разных стадиях ее эволюции. Наиболее обогащен изотопом ^{18}O кварц полиметаллических руд ($\delta^{18}O = +11,5 ‰$). Более низкие значения $\delta^{18}O$ (в среднем +8,9 ‰) характерны для кварц-карбонат-сульфидных прожилков. Самый легкий положительный изотоп зафиксирован в кварц-гематитовых прожилках ($\delta^{18}O = +1,1 ‰$). В отдельных образцах из полиметаллических жил отмечается кислород со значениями $\delta^{18}O$ от -2,2 до -5,2 ‰. В гидротермальных растворах, из которых кристаллизовался кварц при температуре 80-300 °C, содержится $\delta^{18}O$ от +5,2 до -7,2 ‰. Для кварцев с отрицательными значениями $\delta^{18}O$ характерны растворы с очень легким изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ от -10 до -15 ‰). Следовательно отмечается значительная контаминация глубинных гидротерм поверхностными водами. Это подтверждается и результатами изотопного анализа сидерита ($\delta^{18}O = +18 ‰$).

Углерод карбонатов имеет значения $\delta^{13}C$ (относительно стандарта) от -0,6 до -2,2 ‰, которые характерны для осадочных пород. Вероятно, источником углерода могли быть нижележащие донеогеновые карбонатные породы.

Изотопный состав свинца из золото-полиметаллических месторождений Венгрии [80] и Закарпатья показывает, что $Pb_{\frac{208}{206} + \frac{207}{206}}$ характеризуется разбросом значений 1,08 - 1,20. Отношение ториевого свинца к сумме урановых свинцов является показателем их контаминации [12]. Свинец со значениями 1,12-1,14 считается неконтаминированным. Из 38 определений в этот интервал попадает 80 % проб. Остальные 20 % загрязнены, что свидетельствует о многообразии возможных источников свинца в рудообразующих растворах. Причем свинец по соотношению

$Pb_{\frac{208}{206+207}} = 1,12 - 1,14$ аналогичен палеозойскому свинцу Карпат, что подтверждает его коровий генезис. Свинец с более низким и более высоким отношением $Pb_{\frac{208}{206+207}}$, вероятно, имеет подкоровое происхождение, но заимствован из различных источников.

Следовательно, источники рудообразующих растворов золото-полиметаллического оруденения являются полигенными. Как свидетельствует изотопный состав серы и кислорода, газонасыщенный флюид в основном глубоководный, как и значительная часть рудогенных элементов. В то же время, в гидротермальной рудообразующей системе преобладает поверхностная вода, а также присутствуют рудогенные элементы, заимствованные из корового вещества.

Ртутное оруденение

Ртутное оруденение распространено почти во всех фанерозойских вулканических поясах. Однако оно наиболее характерно для мезозой-кайнозойских этапов вулканизма Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов.

Главным фактором, контролирующим размещение ртутоносных зон и парагенетически связанных с ними вулканитов, являются глубинные разломы, особенно те, которые разграничивают блоки контрастного изменения мощности "базальтового" слоя земной коры. Оруденение ассоциирует с вулканогенными формациями базальтоидного ряда, как правило, дифференцированными. Месторождения локализуются в зонах тектонического брекчирования, в краевых частях кальдер, в силах, дайках, субвулканических штоках, трубках взрывов и эксплозивных жерловинах.

Особенности ртутного рудообразования Закарпатья

Ртутное оруденение широко распространено в Карпатской ветви вулканического пояса. В вулканических районах внутреннего ареала (ранняя стадия ТМА) пояса оно тесно связано с полиметаллическими и золоторудными месторождениями Западно-Карпатского и Трансильванского сводов. Его локализация подчинена элементам очаговых и купольных структур, осложняющим сводовые поднятия донеогенового фундамента Паннонского срединного массива. Оруденение здесь в основном комплексное, ртутно-полиметаллическое, реже самостоятельное ртутное и ртутно-сурьмяное с мышьяком; в целом имеет подчиненное значение.

Положение ртутного оруденения в пространстве обуславливается вертикальной зональностью рудных полиметаллических тел и горизонтальной зональностью рудных узлов, районов и полей. Собственно ртутные (моно- или диметальные) проявления располагаются, как правило, на флангах площадей золото-полиметаллического оруденения.

Значительная часть ртутьсодержащих месторождений Западно-Карпатского свода представлена метасоматическими залежами в карбонатных породах существенно тетраэдритовых руд с высоким содержанием барита, киновари, ртутьсодержащими блеклыми рудами, развитыми на верхних горизонтах месторождений (Банска-Штьявница), а также кварц-анкерит-кальцитовыми ртутьсодержащими медно-полиметаллическими жилами с золотом, серебром, теллуrom. Иногда такие жилы с адуляром и альбитом отличаются ведущей ролью антимонита и киновари, ассоциирующимися с арсенопиритом, пиритом, реальгаром, золотом, серебром (месторождения Малахов, Злата Бани).

Ртутные, ртуть- и сурьмосодержащие многокомпонентные месторождения Трансильванского свода сконцентрированы в рудных районах Баямаре и Апусени, главными промышленными компонентами которых являются золото-полиметаллические руды. Минералогический состав руд полисульфидный при значительной роли сульфосолей и теллуридов. Обычны антимонит, ртутьсодержащий тетраэдрит, редко — киноварь. Основные полезные компоненты — золото, серебро. Подчиненное значение имеют медь, свинец, цинк, ртуть, мышьяк. На ряде месторождений хорошо выражена вертикальная зональность: верхние горизонты жильных рудных тел представлены содержащими ртуть и сурьму полисульфидными рудами. Нижние — свинцово-цинковыми, сменяющимися затем сульфидно-вольфрамовыми (Бая-Сприе).

Комплексные месторождения, в основном ассоциируют с экструживно-субвулканически-гипабиссальными комплексами среднего, реже кислого составов, сопровождаемыми эксплозивными брекчиями, как правило, рудоносными.

В целом ртутное оруденение центральной зоны мегасвода, будучи тесно связанным с промышленным золото-серебро-полиметаллическим, размещающимся в вулканических аппаратах, где широко развиты корневые фации вулканов в виде субвулканических и гипабиссальных интрузий, классифицируется как вулканогенное, образовавшееся на конечных стадиях мезотермального процесса. Это подтверждается закономерной сменой рудных и околорудных минеральных парагенезисов в вертикальном и горизонтальном направлениях: от ртутьсодержащего медь-свинцово-цинкового кварц-хлорит-серицитового до реальгар-антимонит-киноварного карбонатно-полиаргиллитового [123].

В позднюю стадию ТМА в Закарпатье образовалось оруденение ртутной, ртутно-редкометалльной и ртутно-мышьяково-сурьмяной формаций. Они все пространственно или (и) структурно связаны с неогеновым вулканическим поясом. Металлогеническая зона ртутнорудных формаций контролируется сериями параллельных глубинных нарушений — Припанионским

и Закарпатским разломами, крупными надвигами внутренней части флишевых Карпат, — входящих в систему структурных швов на границе центральной и внешней зон мегасвода. Рудные районы и поля по площади отвечают тектоно-магматическим и тектоногенным структурам поздней стадии активизации. В качестве рудо локализирующих выступают различные разрывные и пликвативные элементы внутреннего строения этих структур. Значительная роль принадлежит литологическим и физико-механическим свойствам пород, вмещающих оруденение.

Наиболее продуктивна ртутная формация, представленная самыми крупными месторождениями, сосредоточенными в основном в Вышковском (Большой Шаан, Грендеш, Боркут, Поворотное, Ровное, Марангош и рудопроявления), а также в Оленевском и Дубриничском рудных полях. В ее составе выделяются три минеральных типа оруденения — киноварный, метациннабарит- и галенит-сфалерит-киноварный. Оруденение локализуется в гранодиорит-порфирах, кварцевых диорит-порфиритах, микрогранодиоритах, плагиоориолитовых туфах, телах эксплозивных брекчий и андезитобазальтов, изредка в песчаниках. Рудовмещающие породы интенсивно каолинизированы, окварцованы и карбонатизированы. Рудные минералы киноварного и метациннабарит-киноварного типов представлены киноварью, метациннабаритом, пиритом, марказитом, редко галенитом, сфалеритом, антимонитом, нерудные — кварцем, кальцитом, сидеритом, анкеритом, баритом. Для формации характерны прожилково-вкрапленные, гнездовые и штокверковые в трещинных зонах разломов рудные тела, в некоторых местах — вкрапленные залежи. Особенностью киноварного типа является богатое оруденение в песчаниках, образующее линзы интенсивной вкрапленности киновари.

Все минеральные типы руд встречаются в Вышковском рудном поле, которое находится в юго-восточной части Закарпатского прогиба. Здесь концентрируются основные ртутные месторождения Закарпатья, известно несколько полиметаллических проявлений. В структурном отношении оно подчинено Солотвинскому сложнопостроенному сводовому поднятию (см. рисунки) и представляет собой купольно-кольцевую вулкано-тектоническую структуру, приуроченную к пересечению зоны Припаннонского глубинного разлома с разломами северо-восточной и меридиональной регматической систем.

В геологическом строении рудного поля принимают участие вулканогенно-осадочные породы тортона, сармата и пацнона, прорванные многочисленными субвулканическими интрузиями. Породы донеогенового фундамента вскрыты единичными скважинами на глубине более 1000 м и представлены известняками и доломитами. Толщи неогена сложены аргиллитами, алевролитами, переслаивающимися с горизонтами риолитодацитовых

туфов и туффитов, и разделяются на ряд свит. В западной и южной частях поля эти отложения несогласно перекрыты вулканическими образованиями левантина, слагающими Вигорлат-Гутинскую вулканическую грядку. Субвулканические интрузии залегают в форме куполов, штоков, лакколитов, силлов, даек. Они представлены в основном кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами, которые слагают ядра интрузивных куполов и горстов, а также развиты по периферии интрузивно-купольных структур. В отдельных массивах наблюдаются постепенные переходы между кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. Незначительно распространены диоритовые порфириты, лейкократовые гранодиорит-порфиры, гялодациты, габбро-диабазы, андезитодациты и андезитобазальты [74], слагающие единичные интрузивные массивы и краевые части интрузивно-купольных структур. Иногда наблюдается вертикальная зональность в массивах — на низких гипсометрических отметках развиваются диорит-порфириты, переходящие на более высоком гипсометрическом уровне в андезиты.

Минеральный состав различных пород субвулканического комплекса сходен. Главные минералы представлены плагиоклазом, моноклинным (преобладает) и ромбическим пироксенами, роговой обманкой. В лейкократовых разностях кроме плагиоклаза встречаются роговая обманка, кварц и калишпат [74]. Второстепенные минералы представлены биотитом и магнетитом. Отмечаются сфен, апатит и циркон.

Интрузивные породы имеют четко выраженную порфириковую структуру при наличии раскристаллизованного стекла в основной массе, что свидетельствует о субвулканическом уровне их формирования. В.П.Теплов [118] отмечает во всех интрузивных образованиях гомогенные включения, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки и пироксена. Кроме того, в них содержится много ксенолитов, представленных ороговикобанками, аргиллитами, песчаниками, высокоглиноземистыми роговиками и кварцитами. В кварцевых диорит-порфиритах обнаружены многочисленные ксенолиты габбро-диабазов и габбро-порфиритов, что послужило основанием для выделения нескольких стадий формирования субвулканических интрузий и вывода о гомодромном развитии магматизма [74]. Вместе с тем существует мнение, что магматизм в рудном районе развивался в каждой структуре самостоятельно и в общем имел антидромный характер [108].

Возраст интрузивного комплекса определяется ранним сарматомпанноном, а глубина формирования — интервалом 0,2–2 км [74].

Кроме субвулканических тел на всей площади рудного поля встречаются эксплозивные брекчии, образующие дайки, жилы, тела неправильной формы. Они прорывают вулканогенно-осадочную толщу и все интрузив-

ные образования. Эксплозивные брекчии тяготеют к лейкократовым интрузивным породам и по времени формирования относятся к завершающей стадии становления интрузивного комплекса. Они состоят из обломков вмещающих интрузивных и осадочных пород, сцементированных туфоподобным и глинистым материалом.

Структура Вышковского рудного поля характеризуется широким развитием интрузивно-купольных тектоно-вулканогенных структур, разделенных узкими грабен-синклиналиями, и сетью разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений.

Интрузивно-купольные структуры по морфологическим признакам [108] делятся на интрузивные купола, интрузивные горсты, интрузивные диапиры, строение которых обусловлено способом формирования, а структурная позиция определяется сетью разломов донеогенового фундамента. Такие структуры возникали под воздействием перемещавшихся к поверхности магматических масс, что привело к формированию кольцевых и радиальных разломов, служивших в дальнейшем путями движения рудоносных растворов и местами концентрации оруденения.

Интрузивы и эксплозивные брекчии рудного поля значительно преобразованы постмагматическими растворами. Наиболее широко проявляются аутометасоматические изменения, которые в той или иной степени захватывают все интрузивные массивы. Некоторыми исследователями они классифицируются как пропилитизация [63]. Процесс выражен в замещении темноцветных минералов хлоритом, карбонатом и частично мусковитом. По плагиоклазу часто развивается серицит. Образуются скопления и прожилки альбита, кальцита. Встречается также эпидот, количество которого возрастает с глубиной. В трещинах иногда отмечается адуляр совместно с кварцем и псевдоморфозы адуляра по плагиоклазу.

В зонах разломов и эксплозивных брекчиях установлена интенсивная серицитизация, сопровождающаяся во многих случаях окварцеванием с незначительным количеством адуляра. Формируются участки кварц-серицитовых пород с карбонатом, реликтами хлорита, небольшим количеством адуляра и пирита, которые напоминают березитоподобные породы. В верхних частях этих метасоматических колонок развивается аргиллизация, при которой во вмещающих породах образуются каолин, галлузит, монтмориллонит, гидрослюда, цеолиты в сопровождении кварца и халцедона [107]. Аргиллизация, в частности развитие каолина и цеолита, происходит позже кварц-серицитовых изменений.

Кварц-серицитовые (березитоподобные) и аргиллизитовые парагенезисы сопровождают полиметаллическое оруденение, в то время как на ртутных рудопроявлениях распространена только аргиллизация.

По данным С.И.Кирикилицы, В.Б.Чернышова, Ю.А.Лейе, В.В.Рогачен-

ко и других, благоприятными факторами локализации ртутных месторождений в районе являются: разломы фундамента меридионального и северо-восточного простираний; разноориентированные разломы фундамента с амплитудами вертикальных перемещений блоков 100-150 и 500-600 м; радиальные и кольцевые разломы купольных структур; узлы пересечения разломов меридионального и северо-западного, а также северо-западного и северо-восточного простираний; максимальные размеры интрузивных тел (на глубине до 300-400 м); выступы интрузивных тел; поля сульфидизации средней интенсивности; участки крыльев положительных складчатых структур с северо-западным простиранием пластов пород; площади с весьма высокой и высокой концентрациями линейных морфоструктур; разрезы пород паннионского надъяруса с преобладанием песчаного компонента и средне-верхнедоробратовских подцвет с равными соотношениями песчано-туфового, алевролитового и аргиллитового компонентов.

Наиболее представительно в районе ртутное месторождение Боркут. Оно находится на восточном фланге рудного поля в восток-северо-восточном контакте Варгедьской субвулканической интрузии кварцевых диорит-порфиритов. Интрузив контролируется системой кальцевого разлома Тисенского полукупола и прорывает осадочные и вулканогенные породы сармата (доробратовской, луковской и алмашской свит), представленными глинами, аргиллитами и алевролитами с подчиненным количеством маломощных прослоев среднезернистых песчаников, реже туффитов и двумя горизонтами риолитодацитовых туфов средней мощностью 40 и 100 м. Вулканогенно-осадочные породы полого наклонены к юго-западу, а у контакта с интрузивом они круто поднимаются вверх, местами поставлены на голову или слегка запрокинуты. Термическое воздействие кварцевых диорит-порфиритов на вмещающие породы проявляется слабо и весьма неравномерно. Глины и аргиллиты у самого контакта в различной степени уплотнены и приобретают черный цвет, а риолитовые туфы местами слегка оплавлены. В строении месторождения помимо интрузивных пород принимают участие пачки чередующихся аргиллитов и песчаников, горизонт риолитодацитовых туфов и перекрывающая его толща аргиллитов с редкими маломощными прослоями туфов. Контактная поверхность интрузива в северной части месторождения имеет северо-западное простирание и наклонена под углом $73-89^{\circ}$ в сторону вмещающих пород, на юге под углом $68-83^{\circ}$ падает центроклинально при северо-восточном простирании, а в центральной части месторождения имеет субмеридиональное простирание при крутом падении.

По отношению к породам, вмещающим оруденение, выделяются руды в туфах, песчаниках и кварцевых диорит-порфиритах [63], а по отноше-

нию к контакту интрузива — экзо- и эндоконтактовые и контактовые [67]. На пространственное размещение рудных тел и их морфогенетические особенности существенное влияние оказали структурные элементы возникшие как до, так и в период рудообразования.

Из структур в экзоконтакте интрузивного диапира развиты крупные радиальные разломы и конические взбросы, с которыми связаны ступенеобразное вдавливание магматического расплава во вмещающие породы и формирование будинажа нагнетания. Все рудные тела, заключенные во вмещающих породах, как в вертикальном, так и в горизонтальном сечениях имеют линзовидную форму и четкообразное расположение, контролируемое структурами будинаж интрузива, пережими которых совпадают с радиальными и коническими разломами. Сами радиальные разломы также весьма благоприятны для локализации оруденения. Именно с ними связаны наиболее крупные рудные тела жильного типа.

Большое влияние на распределение оруденения оказывает геометрия контактовой поверхности, образующей на месторождении три грани первого порядка, простирание которых по направлению с юга на север изменяется от северо-восточного через меридиональное до северо-западного [68]. В ее пределах различаются также грани более высокого порядка.

Наиболее богатые руды в песчаниках находятся на скользящей грани, где неоднородно-слоистая песчано-аргиллитовая толща под воздействием сдвига испытала наиболее интенсивные деформации, что привело к широкому развитию мелких структур будинажа выжимания. В то же время наибольшее площадное развитие руды в песчаниках получают на открытой грани, к которой приурочена также основная часть руд в туфах, и лишь эпизодически оба эти типа встречаются на несущей грани.

Жильные рудные тела, приуроченные к трещинам отрыва, и сопровождающие их контактовые руды располагаются преимущественно на скользящей грани. Только небольшое количество рудных тел переходит на несущую грань, но здесь они связаны с радиальными разломами диапировой структуры.

Существенное влияние на размещение оруденения оказали также вещественный состав рудовмещающих пород и их физико-механические свойства, что отразилось на формах проявления локальных рудокализирующих структур. Так, в неоднородно-слоистой песчано-аргиллитовой толще развивается будинаж, а непосредственно у контакта с интрузивом, где аргиллиты заметно обожжены и уплотнены, — трещины отрыва. В туфах возникает секущие зоны проницаемости, трассирующие радиальные разломы и контролируемые закрепленные оруденения. У контакта с

интрузивом в них появляются трещины скола, сопровождающиеся раскрытием трещин напластования. Наконец, в кварцевых диорит-порфиритах образуются продольные и поперечные трещины скола и отрыва. В целом неоднородно-слоистый характер пород и их деформация под воздействием внедрившегося интрузива вызвали значительные межслойные подвижки и развитие многочисленных оперяющих их трещин скола и отрыва.

Отмеченные структурные факторы локализации оруденения и учет литологического состава рудовмещающих пород позволяют, используя известные классификации морфогенетических типов рудных тел [53, 123], выделить на месторождении четыре их группы: согласные, секущие, контактовые и сложные, различающиеся по морфологии, условиям локализации, минеральным и текстурным особенностям и удельному весу в балансе запасов.

Согласные рудные тела локализуются исключительно в туфах, характеризуются низким содержанием и весьма неравномерным распределением ртути. Размеры, форма и положение в разрезе согласных рудных тел полностью контролируются структурными факторами, в зависимости от которых выделяются такие рудные тела: а) в участках дробления и трещиноватости деформированного пласта, обычно тяготеющих к его подошве; б) в зонах экранирования, располагающихся близ кровли пласта и в) в местах избирательного замещения, тяготеющих к центральной части пласта. Рудные тела первого типа, связанные с межпластовыми и приразломными срывами, самые распространенные среди согласных рудных тел. Руды в них наиболее богаты. Они образуют дискообразные несколько вытянутые тела, падающие к югу в соответствии с наклоном области максимального перегиба пласта. Обогащенные участки внутри рудных тел контролируются трещинными структурами, оперяющими послойные срывы в подошве туфового горизонта.

Рудные тела экранирования встречаются редко и в связи с ничтожно низким содержанием ртути практического значения не имеют. Они представлены тонкими трещинами и редкой вкрапленностью киновари в верхней части горизонта туфов близ экрана перекрывающих их аргиллитов. Тела избирательного замещения (удаленные) находятся в средней части туфового горизонта, отличаясь от рудных тел в зонах дробления и трещиноватости изометричными очертаниями и значительно большей мощностью.

Секущие рудные тела представлены на месторождении двумя неравнозначными классами: телами в сложных разломах и простых трещинах.

К первому классу рудных тел относятся наиболее крупные и богатые рудные тела, локализующиеся в ближайшем к интрузиву кольцевом разломе. Разлом представляет собой экзоконтактовую зону брекчирования

ния песчано-аргиллитовой толщи, вмещающей интрузив. Рудное тело характеризуется плитообразной формой, значительными размерами, достаточно высокой концентрацией ртути и весьма неравномерным распределением ее содержания. Последнее предопределяется литологическим составом пород разлома, в зоне которого отдельные обломки песчаников цементируются перемятыми аргиллитами. Рудные тела в простых трещинах представляют собой серию сильно сближенных прожилков, локализующихся в эндоконтактной части интрузива. Размеры их по простиранию в глубь интрузива невелики (5-15 м), но по падению значительны (до 250 м). Характерной особенностью этих рудных тел является их отчетливая приуроченность к скользящей и в меньшей мере закрытой граням интрузивного контакта.

Контактные рудные тела локализуются непосредственно в эндоконтакте интрузива, преимущественно на участке его периклинального падения. Они маломощны, образуют крутонаклоненные ленты, имеющие небольшие размеры по простиранию и более значительные — по падению. Руды в них высококонцентрированные, компактные с густовкрапленными вплоть до массивных текстурами. Положение рудных тел, как и обогащенных участков внутри них, контролируется выступами интрузивного контакта.

Сложные рудные тела по форме, размерам, содержанию ртути и характеру ее распределения очень близки к контактовым. Отличие их заключается в том, что они локализуются на участках пересечения контактовой поверхности интрузива трещинами отрыва, вмещающими жильные рудные тела, благодаря чему оруденение распространяется также в дробленые породы экзоконтакта. Эти руды характеризуются высоким содержанием и достаточно равномерным распределением ртути. К сложным рудным телам, видимо, следует относить и руды, локализованные в подновленных радиальных разломах, характеризующихся размещением оруденения как в теле интрузии, так и во вдавленных в него вмещающих породах.

Проведенная систематизация рудных тел месторождения позволяет установить общие закономерности в их размещении, подчиненные особенностям строения контактовой поверхности интрузива. Так, согласные рудные тела в туфах распространены преимущественно на открытой грани; руды в песчаниках (в сложных разломах) максимально развиты на скользящей грани с переходом также в область открытой и закрытой греней, а жильные (в простых трещинах) и приконтактные руды — в основном на несущей грани и редко в закрытой.

Основной рудный минерал месторождения — киноварь. Во всех типах руд она, как правило, мелкокристаллическая, размер ее зерен обычно 0,02-0,05, очень редко 0,2-0,3 и лишь в единичных случаях 0,5-1,0 мм.

Часто киноварь имеет порошковатое сложение, в сплошных массах нередко встречается в виде метаколлоидных образований. Киноварь образует почти мономинеральные прожилки, рассеяна в измененных диоритах, а также в песчаниках и алевролитах в виде вкрапленности, корродирует и замещает агрегаты минералов медно-пирротиновой и полиметаллической ассоциаций. Иногда среди скоплений киновари отмечаются реликты метациннабарита. На месторождении устанавливаются две разновидности киновари. Более ранняя, которой сложена основная масса руд, имеет темно-красный цвет, размеры кристаллов не превышают 0,1 мм. Реже встречающаяся поздняя разновидность ярко-красной киновари иногда образует кристаллики размером до 1 мм. На горизонте 210 м наблюдались прожилки темной ранней киновари в алевролите, пересекаемые ярко-красной киноварью. Обломки алевролита, импрегнированного темной киноварью, цементируются, обрастают ярко-красной киноварью.

Удаленные рудные тела в туфах отличаются мономинеральнокиноварным составом. В песчаниках наряду с киноварью в небольшом количестве встречается марказит, а также пирит. Последний, видимо, диагенетический. В приразломных рудах киноварь всегда встречается совместно с марказитом, который количественно преобладает. Иногда в этих рудах можно встретить мелкие зерна галенита. Аналогичен состав жильных и приконтактовых руд. Ведущими типами изменения пород при образовании ртутных руд являлись аргиллизация и окварцевание. Главную роль в аргиллизитах играет каолинит, с которым пространственно тесно связана киноварная минерализация. Окварцевание проявляется как самостоятельно (чаще на глубоких горизонтах), так и совместно с каолинизацией: сеть тонких тридимит-каолининовых прожилков, сопровождаемых киноварью, обычна для средних и глубоких горизонтов месторождения. Аргиллизация, как правило, наложена на продукт более ранних гидротермальных процессов, карбонаты замещены и отеснены в периферические части зон гидротермалитов.

Для месторождения Боркут, как и для других ртутных месторождений рудного поля, характерна обратная зависимость между интенсивностью карбонатизации и масштабом оруденения. С глубиной каолининовые породы сменяются кварц-каолининовыми, а на нижних горизонтах (0 - 50 м) существенную роль играет серпигит. Параллельно сокращаются масштабы оруденения. Ртутное оруденение не выходит за пределы аргиллизированных пород, размах которых по вертикали составляет 350-400 м от поверхности. Этот интервал, вероятно, ограничивает и диапазоны кварц-каолинит-киноварного типа оруденения. Процессы аргиллизации предшествовали рудоотложению. Рудные аргиллизиты месторождения Боркут образовались в три стадии: пропилитизации; карбонати-

зации и окварцевания; образования киновари, марказита и сопутствующего окварцевания.

На глубоких горизонтах месторождения в зонах гидротермально измененных пород наряду с киноварью появляются галенит и сфалерит. Очевидно, нельзя рассматривать появление полиметаллов на глубине как вертикальную рудную зональность из-за одновременности образования ртутного и полиметаллического оруденения. Последнее на некоторых месторождениях (Грендеш, Ровное, Марангош) распространено совместно с ртутным и на верхних горизонтах, но в основном оно залегает значительно ниже.

Рудные минеральные парагенетические ассоциации. Для месторождения Боркут выделяются три парагенетические ассоциации: медно-пирротиновая, полиметаллическая и ртутная.

Первая — наиболее высокотемпературная и ранняя, включает в себя пирротин, пирит, халькопирит, карбонаты и реже кварц. В качестве редких минералов обнаружены сульфиды свинца и цинка. Формирование ассоциации, по-видимому, связано с завершающими стадиями образования интрузивного штока и наиболее заметно проявилось в его эндоконтактовой части. Продуктами этой стадии метасоматоза является пропилитовая ассоциация нерудных минералов, состоящая из хлорита, тремолита, актинолита, иддингсита, альбита, серицита. Пирротиновая минерализация в различной степени развита по всему периметру интрузива Варгедь. Мощность зоны с пирротином составляет 1–9 м, содержание пиррита иногда достигает первых процентов. Пирротин в интервалах контакта с существенной гидротермальной переработкой не наблюдается.

Кварц-карбонат-полиметаллический парагенезис состоит из сфалерита, галенита, пирита, кварца и карбоната. Она распространена в небольших объемах, но достаточно широко и тяготеет к нижним горизонтам месторождения. Минералы локализуются, как правило, в трещинах или сериях трещин, перпендикулярных контакту. По времени выделения ассоциация более ранняя относительно ртутной и, видимо, не может рассматриваться как элемент рудной зональности.

Основная рудопродуктивная, ртутная парагенетическая ассоциация объединяет киноварь, метациннабарит, марказит, кварц и глинистые минералы. Это наиболее позднее на месторождении образование. Она установлена в вертикальном интервале 350–400 м. Для данной ассоциации характерна постоянная смена сверху вниз фаций окolorудноизмененных пород: от преимущественно глинистых (каолинит, монтмориллонит, галлуазит на горизонтах +248, +173 м) к смеси глинистых и кварца (горизонты +130, +93 м). На глубине +93–(-50) м главная роль принадлежит кварцу, серициту, карбонатам.

Этапность и стадийность оруденения. Выделенные парагенетические минеральные ассоциации, сформировавшиеся в результате разнородных процессов и разделенные значительными промежутками времени, — итог соответственно медно-пирротинового, полиметаллического и ртутного этапов рудообразования.

Предполагается, что ранние стадии метасоматических изменений (пропилитизация, серицитизация) произошли до образования галенит-сфалеритовой минерализации, а каолинизация — после нее.

В полиметаллическом этапе выделяются две стадии минералообразования — дорудная кварц-пиритовая и собственно галенит-сфалеритовая с кварцем и карбонатом.

Ртутный этап делится на две стадии — кварц-каолинит-марказитовую с киноварью и силикатно-киноварную. Максимумы выделения марказита и киновари смещены относительно друг друга во времени. Киноварь отлагалась в основном совместно с тридимит-каолинитовым агрегатом, прожилки которого секут скопления марказита.

Исследования последних лет (Ю.А. Лейе, В.В. Рогаченко, В.Б. Черницына и др.) показали, что карбонаты не сопровождали процесс ртутного оруденения, а замещались и выносились за пределы гидротермально переработанных зон, в более высокие горизонты, зальбанды или фланги рудных тел.

Данное положение хорошо подтверждается проведенными нами еще в 1966 г. экспериментальными работами при выяснении генезиса ртутного оруденения в песчаниках месторождения Боркут. Установлено, что цемент рудоносных песчаников представлен кремнисто-глинисто-карбонатным материалом. Киноварь локализуется в порах цемента, где нет карбонатной составляющей.

Содержание карбоната кальция в породах за контуром рудного тела колеблется от 7,96 до 23,53 %, а в рудоносных породах — всего 0,63–2,01 % (по пяти пробам). Там, где карбонатность не опускается ниже 8 %, содержание ртути не поднимается выше 0,06 % (0,02–0,06 %). В контурах рудного тела, где карбонатность пород небольшая (0,63–2,01 %), концентрация ртути более значительна (в среднем 0,07–0,11, в двух случаях — 0,21 и 1,47 %). Эти данные свидетельствуют о метасоматическом замещении ртутной минерализацией карбонатов в рудовмещающих терригенно-осадочных породах.

Сфалерит-галенит-киноварный тип ртутной формации развит исключительно в Вышковском рудном поле (месторождения Грендеш, Поворотное, Ровное, Марангош и др.). Оруденение локализуется в песчаниках, аргиллитах, диорит-порфиритах. Вмещающие породы изменены процессами березитизации, серицитизации, ороговикования, окварцевания, а также

каолинизации и карбонатизации. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, киноварью, марказитом, халькопиритом, пирротиним, метациннабаритом, золотом; нерудные — кварцем, кальцитом, сидеритом, анкеритом, доломитом, баритом; рудные тела — жильные, прожилковые, вкрапленные зоны и гнездовые скопления в зонах разломов.

Наблюдениями над взаимоотношениями минералов установлено, что ртутная минерализация повсеместно наложена на свинцово-цинковую. Это проявляется в цементации дробленных свинцово-цинковых руд продуктами ртутной минерализации, а также в метасоматическом замещении сфалерита киноварью (месторождение Грендеш). В последнее время получены новые данные о существенном различии состава сульфидов полиметаллических и ртутных месторождений. Например, в галенитах полиметаллических жил ртутных проявлений содержится пониженное количество *Cu*, *Bi* и *Ag* по сравнению с таковыми свинцово-цинковых месторождений. В сфалеритах ртутных месторождений мало *Cu*, *Pb*, нет *Bi*, но больше *Ge*, *Sn*, *Sb*, *Ag* и только в них есть *Tl* и т.д. Это можно объяснить существованием двух генетически самостоятельных рудных ассоциаций (формаций) — полиметаллической и ртутной, — совмещенных в одних структурах.

Ртутно-редкометалльная формация объединяет многочисленные точки рассеянной минерализации и рудопоявления, локализующиеся в жерловых и прижерловых частях вулканов Вигорлат-Гутинской гряды (Попрининская, Синякская, Боржавская и Шоллеская очаговые структуры). Как правило, они приурочены к купольным структурам, сформировавшимся в связи с завершающими экструзиями, дайками и гипабиссальными интрузиями средне-кислого состава. Оруденение или наложено непосредственно на фтор- и борсодержащие метасоматиты кварцит-березит-прожилковой формации, содержащей теллур-висмутовое и висмут-молибденовое оруденение (проявления Чонтош, Новоселица, Подулки, Смереков Камень, Толстый Верх), или размещается вблизи них в разломах, секущих вулканические толщи (проявление Синяк).

Ртутная минерализация, очевидно, сопровождается две стадии метасоматического преобразования пород. С широкой предрудной проработкой пород и образованием в поверхностных зонах обширных ореолов топаз- и турмалиносодержащих монокварцитов и кварц-аргиллизитовых пород связана редкая рассеянная вкрапленность киновари, ассоциирующая с марказитом и пиритом, реже верлитом. Она постоянно устанавливается визуально и в протолочках. Наблюдаются также налеты киновари, замещившей метациннабарит совместно с марказитом, верлитом, кварцем, кальцитом в пустотах и трещинах дегидратации, рассекающих кварц-опа-

ловые линзы в аргиллизированных вулканитах [61]. Здесь шире развита потрещинная минерализация верлита, также часто содержащегося в виде метаколлоидных выделений в кремнисто-глинистой массе породы (проявление Подулки). Более концентрированное ртутное оруденение, тяготеющее к периферии полей метасоматитов, образует тела неравномерной прожилково-вкрапленной гнездовой и тонкой пылевой минерализации киноварь, приуроченные к линейным крутопадающим зонам (длиной до нескольких сотен метров) окварцевания и каолинизации в разломах или вдоль контактов даек (проявления Чонтош, Толстый Верх). В аргиллизитах отмечаются, кроме того, пирит, марказит.

Неравномерная, убогая прожилково-гнездово-вкрапленная ртутная минерализация (киноварь, метациннабарит) в небольших линейных зонах дробления и аргиллизации агломератовых туфов андезитобазальтового состава установлена за пределами крупного поля турмалиновых метасоматитов в прижерловой части вулкана Синяк (проявление Синяк).

Ртутно-мышьяково-сурьмяная рудная формация установлена во внутренней зоне Карпатской складчатой области — в Углянском, Сойминском и Рунском тектоногенных сводовых поднятиях, где развиты мелкие рудопроявления ртути, мышьяка и сурьмы.

Количественные отношения основных рудных минералов даже в отдельных рудных узлах и участках рудопроявлений весьма различны, в зависимости от чего в составе формации могут быть выделены четыре минеральных типа оруденения — реальгар-аурипигмент-антимонитовый, реальгар-киноварный, метациннабарит-киноварный и киноварный.

Реальгар- и метациннабарит-киноварный минеральные типы представлены рудопроявлениями Углянского района. Из рудных минералов здесь развиты киноварь, реальгар, метациннабарит, аурипигмент, марказит, из нерудных — кальцит и кварц.

Реальгар-аурипигмент-антимонитовый минеральный тип представлен рудопроявлениями Соймы, Черноголово, Петрос. Здесь оруденение локализуется в виде прожилков, вкрапленных зон и гнезд в карбонатизированных песчаниках и мелких трещинах, оперяющих более крупные разломы северо-восточного направления. Из рудных минералов обнаружены антимонит, реальгар, аурипигмент, марказит, метациннабарит, киноварь, галенит, сфалерит, золото (последних три минерала встречаются в очень незначительных количествах), из нерудных — кальцит и кварц.

Для ртутного оруденения весьма характерны углеродистые вещества. Проведено детальное изучение углеродистых веществ ртутных и мышьяково-ртутных парагенезисов Карпатского региона, относящихся к классу газообразных и жидких углеводородов и классу твердых углеводородистых минералов [39]. Установлено, что газообразные углеводо-

руды находятся в газовой фазе включений в кварце и кальците ртутных руд месторождений Боркут и Марангош. Обнаружены углекислота, азот, метан (1,12–28,7 %) и этан (0,01–1,81 %). Жидкие углеводистые вещества в полостях и трещинах в измененных диорит–порфиритах и в кварце ртутных месторождений Боркут, Марангош, рудопроявления Западный Варгедь представлены тяжелыми и легкими нефтями темно-бурого и зеленого цветов.

На месторождениях Боркут и Марангош, рудопроявлениях Западный и Южный Варгедь широко распространены мальты ("капельные нефти") в порах, пустотах и трещинах пород, в виде пленок и примазок на кристаллах киновари и кальцита. Они ассоциируют с парафинами, часто – с пирротином, температура кристаллизации которого 300–250 °С, кальцитом, доломитом. На месторождении Боркут они встречаются до глубины 93 м всегда в ассоциации с пирротином, киноварью, кальцитом, марказитом, парафинами, иногда – с выделениями самородной ртути (Марангош). Мальты обогащены легким изотопом углерода ($\delta^{13}C = -2,25 \text{‰}$). Они выделялись после киновари в парагенезисе с кальцитом (100–50 °С).

На месторождениях Оленевского рудного поля широко распространены асфальты ("кертиситоиды"), ассоциирующие с киноварью, марказитом, доломитом, кертиситом, редко – карпатитом. Изотопный состав углерода из разных месторождений ртути идентичен ($\delta^{13}C$ от $-2,01$ до $-2,14 \text{‰}$).

Спорадически на верхних горизонтах месторождений Ровное и Грендеш встречаются гуменокериты в виде чешуек, корок, примазок на кристаллах киновари и кварца. Они плавятся при температуре 140 °С, образовались в результате окисления углеводистых веществ (мальт и асфальтов). На верхних горизонтах месторождений Большой Шаян встречены оксикериты совместно с киноварью, марказитом, метациннабаритом. Они – также результат окисления асфальтов. Нахождение оксикеритов и гуминокеритов свидетельствует о большом эрозийном срезе этих месторождений.

На месторождении Боркут, на контакте интрузии с аргиллитами, установлены прожилки и вкрапленность антраксолита, образовавшегося раньше прожилков киновари и марказита. Антраксолит обогащен легким изотопом углерода ($\delta^{13}C = -2,32 \text{‰}$) и образовался в ртутную стадию минерализации, видимо, почти синхронно с кристаллизацией киновари. Антраксолит с верхних горизонтов месторождений Боркут и Марангош, рудопроявления Западный Варгедь и из трещин субвулканического интрузива Черепец наиболее обогащен легким изотопом углерода ($\delta^{13}C = -3 \text{‰}$).

Кертисит, найденный в Оленевском рудном поле, образовался позже вмещающих его асфальтов при температуре 80 °С.

На месторождении Боркут, проявлениях Южный Варгедь, Керещки и Оленевского рудного поля встречен карпатит, который возник в ртутную стадию при температуре 80–60 °С.

Установлено, что кертисит и карпатит характерны для богатых, а мальты и парафины – для бедных штокверковых ртутных руд. В целом наиболее дифференцированный набор углеродистых веществ свойствен наиболее верхним, слабо эродированным частям рудных объектов.

Температура рудообразования. Ртутное оруденение Закарпатья формировалось при низких температурах. По данным В.Б.Мерлича и Н.Г.Головченко, Э.А.Лазаренко, для месторождений Вышковского поля они составляют соответственно 160–80, 110–90 и 190–60 °С (позднее Е.К.Лазаренко и Э.А.Лазаренко привели более высокие значения – 220–250 °С).

Включения в киновари месторождений Вышковского рудного поля гомогенизируются при температуре 185–110 °С, в кварце, содержащем киноварь (Большой Шаян), – при 175–190 °С [46].

Полиметаллическое оруденение этих месторождений образовалось в широком диапазоне температур – 250–50 °С (окончание процесса – 80–50 °С).

Газово-жидкие включения в реальгаре из района Драгово гомогенизируются при температуре 140–130 °С [61], рудопроявления Черногорово – предположительно 80–60 °С [44], в кальците Оленевского рудного поля – 160–140, в киновари, выросшей на кальцит, – 145–120 °С.

Состав рудоносных растворов и источники рудообразующих веществ. Возможный состав рудных растворов, транспортирующих основные рудогенные металлы региона, можно предположить исходя из теоретических исследований А.А.Маракушева [72].

Анализ распределения металлов между силикатной, оксидной и сульфидной фазами показывает, что все главнейшие металлы рудообразующих комплексов индифферентны по отношению к кислороду и сере с высокой тенденцией выделяться в металлическом состоянии (*Au, Ag, Hg*) и сульфурофильны, связаны в основном в форме сульфидов (*Cu, Mo, Pb, Sb, As* и др.).

Индифферентные металлы образуют ряд от *Au* к *Cu*, последовательно отражающий нарастание химической активности (тенденцию к сульфидообразованию, наиболее максимальную у *Cu*). Относительная индифферентность к *S* появляется наряду с никелем, железом и другими у *Zn*.

В зависимости от химического средства металлов к хлору относительно фтора рудогенные металлы (*Au, Ag, Hg, Cu, Zn, Bi, As, Sb*) образуют ряд, в котором начальные члены характеризуются сильной тенденцией к концентрации в хлоридно-гидросульфидных растворах, после-

довательно сменяющейся незначительной тенденцией к концентрации во фторидных растворах, не содержащих сероводород (в отличие от металлов с сильной последней тенденцией — *Be*, *Sc*, *Tl* и др.).

Рассмотрение химических связей металлов с фтором — хлором и серой — кислородом в зависимости от кислотно-щелочных свойств металлов показывает, что *Au*, *Ag* и *Cu* характеризуются сильной связью с хлором и ослабленной — с фтором. *Pb*, *As*, *Sb* и *Bi* имеют более сильную связь с фтором и слабую — с хлором. *Au*, *Ag*, *Hg* характеризуются сильной связью с хлором и слабой — с фтором. Это свидетельствует о том, что для *Au*, *Ag* и *Hg* наиболее реальным является перенос их только в хлоридных или гидросульфидных комплексах. В то же время *Cu*, *Pb*, *As*, *Bi*, *Sb* и *Zn* могут образовать как хлоридные, так и фторидные комплексы.

В целом рудогенные металлы характеризуются более сильными связями с хлором и сероводородом, чем с фтором и кислородом, причем для *Au*, *Ag* и *Hg* это проявляется четче, чем для *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Mo*, *As* и *Sb*.

Следовательно, предпочтительнее считать, что рудоносные растворы, формирующие оруденения золотых (вероятно, и золото-полиметаллических) и ртутных формаций, переносили рудное вещество в хлоридных и гидросульфидных комплексах.

В газово-жидких включениях в минералах ртутных месторождений Вышковского рудного поля установлены умеренные концентрации солей, хлоридный натриевый или натриево-кальциевый, иногда с примесью сульфат-иона, состав растворов. В составе включений отмечаются ионы магния и бикарбоната, иногда фтора. В газовой фазе содержатся углекислота, водород, азот, метан, иногда кислород и сероводород, растворимые гелеподобные битумы.

Содержания иода в киновари рудопроявлений Ракош и Каменный карьер составляют 14–16 г/т [46], а в трещинно-жильных водах ртутных месторождений Закарпатья 0 – 14,8 мг/л. Возможно, эти воды вместе с парами ртути участвовали в создании рудоносных растворов. Во флишевых Карпатах в бассейне Ужа в ассоциации с черными битумами обнаружен кокцинит [46].

Можно предположить, что рудоносные растворы использовали каналы, по которым поднималась и внедрялась магма. Косвенно это подтверждается следующими данными. В центральной части Вышковского рудного поля на глубине 591,6 и 809,1 м бурением вскрыты тела трещиноватых, брекчированных, гидротермально измененных интенсивно пиритизированных гранодиоритов и кварцевых диорит-порфиритов, залегающих в терригенно-осадочной толще миоцена.

В интрузивах обнаружены глубинные углекислые рассолы хлоридно-натриевого состава с минерализацией 136–150 г/л, находящиеся в зоне затрудненного водообмена, залегают под мощной экранирующей пачкой песчано-глинистых пород. По условиям циркуляции, характеру и степени минерализации они значительно отличаются от вод осадочного комплекса и интрузий, выходящих на поверхность, и вод соленосных отложений миоцена.

Высокие концентрации солей, щелочных, щелочноземельных и цветных металлов дают возможность предполагать глубинное происхождение рассолов, особенно при сравнении их с вероятными рудообразующими рассолами Южной Калифорнии [121]. Они могут быть реликтами ртутных рудообразующих гидротерм Закарпатья. Если это так, то ртуть мигрировала в углекислых растворах в виде хлоридных комплексов [84]. Наиболее близкими аналогами рудоносных растворов являются современные углекислые "гидротермы".

Исследования последних лет показали реальную возможность участия в формировании ртутных месторождений коллоидных растворов, роль которых может быть значительной лишь на стадии отложения руд.

В большинстве случаев в собственно ртутных месторождениях резко преобладают сульфиды ртути, т.е., по существу, это мономинеральные месторождения. Возможно, из подкоровых глубин ртуть поступала в газовой фазе. Околорудные изменения, представленные главным образом каолинизацией (с развитием марказита), свидетельствуют о кислом составе прерудных растворов. Развитие гипсометрически ниже и во внешнем ореоле рудных тел карбонатизированных и давсонитизированных пород объясняется слабо щелочным начальным составом рудоносных гидротерм.

В Закарпатья ртутное оруденение с неогеновыми вулканическими породами чаще всего связано пространственно. Никаких данных о более тесной (парагенетической или генетической) ассоциации с магматическими образованиями нет. Повышенное содержание ртути в основных породах верхов андезитобазальтовой формации могут считаться свидетельством общности подкорового источника пород и металла.

Изотопный состав серы ртутных руд имеет узкий разброс значений и близок к метеоритному троилиту. Вместе с тем предполагается биогенное происхождение серы ртутных руд. Сонахождение в ртутных рудах Вышковского района "легкой" ($\delta^{34}S$ от $-1,2$ до $-4,1$ ‰), близкой к метеоритному стандарту сульфидной (киноварь) [46] и "тяжелой" сульфатной (барит) серы, можно объяснить биогенным восстановлением серы в нефтяных водах [86].

В ртутных рудах региона в целом изотопный состав отличается бо-

лее широким разбросом значений. Так, ртутное оруденение Вышковского района имеет $\delta^{202}\text{S} = (-6,0) - (-2,1) \%$, месторождений Мерник, Ладомиров, Дубник $-(-8,2) - (+3,1) \%$. В зависимости от тектонической позиции и литологии рудовмещающих толщ различается ртутное оруденение, размещающееся в вулканических породах ($\delta^{202}\text{S}$ от $+0,9$ до $31,0\%$) и в туфогенных и флишевых отложениях (от $-8,2$ до $+10 \%$). Близки к последним сурьмяные проявления ЧССР¹ (от $-5,0$ до $+0,7 \%$). В целом, $\delta^{202}\text{S}$ ртутного оруденения в вулканических породах находятся в пределах, свойственных для сульфидов золото-полиметаллического оруденения.

Таким образом, сера сульфидов полиметаллического и ртутного оруденения в вулканогенных породах имеет более тяжелый изотопный состав, чем сера ртутных оруденений в терригенно-осадочных толщах, близкая к метеоритному стандарту. Вместе с тем алуниты полиметаллических месторождений Береговского района имеют также близкий к метеоритному изотопный состав серы. В.И.Виноградов [20] объясняет формирование в алунитах изотопного состава серы окислением сероводорода нефтяных и гипсоносных вод верхней части земной коры. Это позволяет связывать образование полиметаллических руд с коровыми растворами.

Известна зависимость состава изотопов ртути рудных месторождений от их генетических особенностей. Установлено, что эпitherмальные месторождения характеризуются разбросом $\delta^{198}\text{Hg}$ от $-(9,13 - 0,39) \%$ (в месторождениях Тувы, Забайкалья, Чукотки, Горного Алтая) до $+(0,47-2,32) \%$ (месторождения Чукотки, Средней Азии, Донбасса). Месторождения вулканогенно-гидротермального происхождения (Динариды, Апеннины, Ланнионский массив, Чукотка) характеризуются значительно утяжеленным изотопным составом ртути: от $+3,19$ до $+6,65 \delta^{198}\text{Hg} \%$.

Ртуть месторождения Боркут имеет средние значения $\delta^{198}\text{Hg}$ $+4,44 \%$, что однозначно определяет оруденение как вулканогенное.

Достоверные данные о способе переноса ртути в процессе рудообразования отсутствуют. Однако материалы по геохимии ртути и существующие представления о характере рудоотложения свидетельствуют о том, что при формировании Закарпатских месторождений транспортировка ртути осуществлялась главным образом газовой фазой.

Широкое распространение ртутных минералов и ореолов рассеяния ртути не только в районах активного вулканизма, но и в зонах флишевых Карпат, локализация ртутных месторождений в зонах подкорового вулканизма и (или) глубинных разломов, а также высокий тепловой поток, фиксирующий процесс дегазации мантии, — все эти факты свидетельствуют в пользу признания газового переноса ртути в верхние ча-

¹ Определения изотопов серы в ртутных и сурьмяных оруденениях ЧССР выполнены в отделе геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГЕМ АН УССР под руководством Ф.И.Жукова.

сти земной коры, где она или входила в состав ртутоносных гидротерм, или частично мигрировала в газовой фазе в зоны рудоотложения. Ртутоносные растворы, вероятно, были представлены углекислыми растворами хлоридного состава с минерализацией 136–150 г/л и содержали высокие концентрации щелочных, щелочноземельных и цветных металлов.

Медно-порфировое оруденение

Медно-порфировые (медно-молибденовые и молибден-медные) месторождения приурочены к вулканическим поясам вторичных геосинклиналей и областей ТМА. В первых они локализируются в связи с гранитоидными plutонами, во вторых — субвулканическими интрузивами небольших глубин.

Месторождения характеризуются крупными запасами руд с относительно низким содержанием металлов. В общем балансе мировых запасов наиболее важную роль играют металлогенические провинции Тихоокеанского и Средиземноморского мезозой-кайнозойских складчатых поясов. По мнению Г.А. Гвалчрелидзе [116], медно-порфировые месторождения чаще всего приурочиваются к вулканическим поясам ТМА. Оруденение в них генетически связано с формацией умеренно кислых гранитоидов и, в частности, с порфировыми разностями. Состав рудоносных магматитов меняется от габбро-монзонит-гранодиоритового через формацию кислых калиевых гранитов к вулканикам наземных андезит-дацит-риолитовой и андезитобазальтовой формаций.

Медно-порфировые месторождения приурочиваются к поднятиям, сложенным древними метаморфическими породами фундамента (остаточные геоантиклиналы или срединные массивы). Оруденение контролируется глубинными и оперяющими их разломами. Значительная часть месторождений локализуется вблизи крупных апофиз интрузивных пород, куполовидных выступов, чаще всего в краевых частях срединных массивов. Рудоносными структурами являются кальдеры проседания, эруптивные брекчии, трубки взрыва, неки, корневые части эффузивных потоков, экструзивные тела. Оруденение чаще всего ассоциирует с порфировыми породами, отвечающими по составу риолитам и дацитам, с интрузивами умеренно кислого состава. Рудоёмещающие породы в результате синрудного метасоматоза подвержены грейзенизации, мусковитизации, калишлатизации и серицитизации, окварцеванию, аргиллизации, пропилитизации. Зональность в размещении метасоматитов выражена следующим образом: зона калиевого метасоматоза — зона серицитизации — зона аргиллизации — зона пропилитизации. При этом пропилиты являются ранними, а серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты — самыми поздними образованиями.

Морфологически наблюдаются четыре типа рудных тел: штокверниковый,

кварцево-жильный, прожилковый, вкрапленный. На промышленных месторождениях распространена комбинация штокверковых и кварцево-жильных тел с размерами в плане 0,3 x 0,8 и 2 x 3,5 км.

В вулканогенных структурах наблюдается следующая последовательность формирования минеральных ассоциаций одного этапа рудообразования: скарново-магнетитовые и скарново-медные - медно-порфировые (молибден-медные) - штокверковые и жильные молибденит-гюбнеритовые - золото-серебро-полиметаллические - флюоритовые - сурьмяно-ртутные.

Медно-порфировые месторождения формируются в течение длительного времени, например, в Новой Гвинее - 5 млн. лет, месторождение Бьютт (США) - более 20, месторождения в Каджаранском рудном поле - около 20 млн. лет.

Медно-порфировые месторождения зон активизации отличаются от таковых вторичных геосинклиналей принадлежностью их к различным по зональности рядам месторождений разных генетических типов (скарновым, грейзеновым, гидротермальным) и ассоциативностью во многих случаях с флюоритовыми месторождениями. В них медно-порфировые месторождения - не основной и не обязательный член зонального ряда месторождений пестрого состава (в геосинклиналях они являются центром зональности рудных районов). Состав материнских магматических комплексов активизированных зон более кислый, чем в геосинклиналях; глубина формирования оруденения небольшая - 500-1000 м (в геосинклиналях - до 3 тыс. м) [21].

По мнению С.А.Мовсисян и М.П.Исаенко [77], локализация медно-молибденовых месторождений различных регионов определяется магматическими, структурными, литологическими, минералогическими и физико-химическими факторами.

Магматический фактор оруденения. Медно-молибденовые месторождения локализуются главным образом в эндо- и экзоконтактных зонах порфировидных высококальциевых гранитов, гранодиоритов повышенной общей щелочности. Месторождения молибдена и вольфрама приурочены преимущественно к лейкократовым интрузивам, медные - чаще ассоциируют с сиенитовой серией.

Структурный фактор оруденения. Рудоносные интрузивные комплексы и медно-молибденовая минерализация контролируются глубинными разломами длительного развития. Более мелкие формы, контролирующие оруденение, - тектонические зоны в экзоконтакте интрузий, зоны дробления в прикровельных участках интрузивных тел, системы оперяющих тектонических трещин, зоны трещиноватости вдоль зальбандов даек, внутри кварцевых жил. Весьма своеобразны структуры типа трубок взрыва, сложенные брекчиевыми породами.

Литологический фактор оруденения. Рудовмещающими породами являются дробленые, метасоматически переработанные и перекристаллизованные интрузивные породы: кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты, банатиты, граносиениты. Оруденение накладывается на дробленые дайки аплитов, пегматитов, лампрофиров, кварцевые жилы. Часто дайки гранодиорит- и гранит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов служат экранами, способствовавшими концентрации оруденения вдоль зальбандов. В экзоконтактах интрузий оруденение локализуется в эффузивах, их туфах и роговиках, редко в скарнах. Наиболее важное значение в локализации оруденения имели трещиноватые, прожилковые и пористые текстуры гидротермально измененных вмещающих пород, особенно кварц-серицитовых.

Минералогический фактор оруденения. В результате воздействия высокотемпературных предваряющих рудоотложение растворов на вмещающие толщи происходят калишпатизация, аргиллизация, окварцевание, серицитизация, пропилитизация. Период максимальной активности проявляется в образовании калишпатовых и биотитовых метасоматитов. По мере снижения активности и температуры они сменяются кварц-серицитовыми и аргиллизитовыми метасоматитами с хлоритовыми пропилитами на периферии. Местами, кроме того, для медно-молибденовых месторождений характерны пострудная площадная доломитизация и локальное огипсование с образованием кварц-каолинит-гипс-карбонатных пород. В центральных частях рудных полей развивается гипогенная калишпатизация, на периферии - пропилитизация. Синхронно с пропилитизацией формируются кварц-серицитовые и каолинизированные породы с участками окварцевания. Кварц-серицитовые породы и вторичные кварциты образуют линзы и полосы в каолинизированных породах.

Аргиллизация сопровождалась привнесением кремния, калия, воды, серы, углекислоты, выносом кальция, магния, натрия, пропилитизация - привнесением воды, углекислоты, серы. Гидротермальные растворы, обусловившие каолинизацию, серицитизацию и окварцевание, имели кислый характер, были обогащены углекислым газом и насыщены калием.

Последовательность многостадийного отложения металлов большинства месторождений: $Fe - Mo - Cu, Au, Bi, Fe, As - Zn, Pb, Au, Ag$ - минералогически выражена в формировании пирита, молибденита, халькопирита, самородного золота, медно-висмутовых минералов, энаргита, теннантита, сфалерита, галенита.

В рудных полях и месторождениях проявляются зональности пульсационная и отложения, овегественные в распределении главных металлов ($Fe, Mo, Cu - Ag, Zn + Pb$), главных рудных минералов (пирит, молибденит, халькопирит, пирит, энаргит, блеклая руда, золото, сфале-

рит, галенит) и главнейших парагенетических минеральных ассоциаций (пиритовая, кварцевая, молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-галенит-сфалеритовая).

Смена с глубиной медного оруденения молибденовым — характерная вертикальная зональность многих месторождений. Часто на средних и нижних горизонтах развиваются прожилки поздних ассоциаций (свинец, цинк, карбонаты), на флангах рудных полей в эффузивно-осадочных толщах кровли проявляется свинцово-цинковое оруденение. От интрузивных тел во вмещающие породы часто проявлена последовательная смена оруденения: $Mo-Cu + Mo-Cu - Pb + Zn$.

Физико-химические факторы оруденения. В последнее время установлено, что наиболее характерная особенность медно- и медно-молибден-порфировых месторождений — широкое развитие в них процессов эксплозивного брекчирования. Они выявлены на месторождениях Каджаран, Агарак, Анкаван, Шахтаминское, Сорское, Жирекен, Кальмакыр и др. Эксплозивные брекчии тесно сопряжены с магматизмом и рудообразованием, локализуясь в узлах пересечения разломов, контактах интрузий и т.п. Процессы эксплозивного брекчирования протекали в нестабильной обстановке при чередовании периодов относительного покоя и накопления энергии в надинтрузивной зоне с периодами паро-газовых эксплозий. На ранних этапах брекчирования процессы протекали при температуре от 430 до 600–700 °С и давлении 200–300 мПа, на поздних — 220–250 °С. Ранние высокотемпературные брекчии формировались с участием хлоридно-щелочных растворов, поздние — хлоридно-углекислых и углекислых. Определенное влияние на состав имели метеорные воды. Оруденение, как правило, сопутствовало поздним стадиям брекчирования.

Рассматривая параметры формирования медно-порфировых месторождений Казахстана, Е.В.Пучков [89] указывает, что рудообразование проходило при температуре 400–430 °С, завершаясь пострудными процессами образования карбонатных и цеолитовых прожилков при температуре 120–70 °С.

По данным В.И.Сотникова, А.П.Берзиной и др. [89], руднометасоматические образования медно-молибденовой формации возникали при температуре от 800–600 до 450–200 °С и перепаде давлений от 150 до 10 мПа. Растворы имели щелочно-хлоридный состав. В первоначальных высокотемпературных газообразных флюидах содержалось много галогенов, в более поздних — углекислоты. В поздний этап рудообразования высококонцентрированные растворы подразделялись на две флюидные фазы: обогащенную H_2O , CO_2 и $NaCl$. Кипение растворов на небольших глубинах при температуре 400–500 °С приводило к увеличению концент-

рации солей в жидкой фазе. Видимо, это способствовало повышенной концентрации хлора в растворах. Из высококонцентрированных растворов происходило рудоотложение.

Есть данные [89], которые свидетельствуют об отложении медьсодержащих рудных минералов на месторождениях Алмадыкского рудного района при температуре 210–420 °С. С увеличением температуры и глубины сульфидные минералы резко обогащаются (в 80–800 раз) никелем и кобальтом.

Молибден-медно-порфировое оруденение Внутрикарпатского пояса

Медно-порфировые месторождения, связанные с неогеновой ТМА, известны в вулканиках Венгрии и Румынии. Наиболее значительные из них находятся в Матра-Берженском (Речк-I и Речк-II) и Апусенском (Роши-Поень, Дева) рудных районах, где они приурочены к субвулканическим интрузивам амфиболовых порфиритов и тесно ассоциируют с залежами свинцово-цинковых руд [92].

Рудные тела скарново-полиметаллического месторождения Речк-II имеют линзообразную форму, перемежаясь с известняками. Состав руд — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит. С глубиной галенит сменяется сфалеритом [192].

В горах Матра находится крупное комплексное медно-порфировое месторождение Речк-I, приуроченное к разломной зоне Дарно и горстovому субмеридиональному поднятию. Оно располагается в верхнеэоценовой вулкано-купольной структуре эродированного андезитового стратовулкана (биотит-амфиболовые и кварц-биотит-амфиболовые андезиты с подчиненными прослоями туфов). Оруденение, прослеженное до глубины 1200 м, пространственно и структурно связано с субвулканическим интрузивом биотит-амфиболовых андезитов (диоритовых порфиритов), прорывающим фундамент и окруженным ореолом скарнированных пород. Вертикальная зональность месторождения характеризуется закономерной сменой (сверху вниз) гидротермального жильного медно-полиметаллического (сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, пирит) и вкрапленного энаргит-люпонитового с пиритом и кварцем оруденения скарновым полиметаллическим на глубинах 300–700 м (сфалерит, галенит, халькопирит, пирит), а затем на глубинах 500–1200 м — скарновым молибден-медным в зоне экзоконтакта интрузива (халькопирит, пирит с подчиненным количеством магнетита, пирротина, блеклых руд, молибденита) и гидротермальным молибден-медно-порфировым в пропилитизированном интрузиве (халькопирит, пирит, молибденит, галенит, сфалерит), которые соответствуют трем стадиям рудообразования (от поздних к ранним).

На месторождениях Дева и Рошия-Поени гидротермальное молибден-медное, часто золотосодержащее оруденение (халькопирит, борнит, пирит, магнетит, ковеллин, второстепенные — молибденит, галенит, барит и др.) локализуется в миоценовых (ларамийских?) интрузивах амфиболовых диорит-порфиритов в виде штокообразных тел. Оно сопровождается окварцеванием совместно с биотитизацией, калишпатизацией и аргиллизацией. Температуры минералообразования составляют 235–700°C.

В горах Бержень на участке, где предполагается интрузивное тело, на глубине 1200 м установлена вкрапленная магнетит-халькопирит-пиритовая минерализация с примесью свинца, цинка и молибдена. На другом участке обнаружена зона развития бедной вкрапленной халькопиритовой минерализации на глубине 400 м, вероятно, являющейся верхней частью глубоко залегающего медно-порфирового оруденения [174].

Медно-порфировые месторождения и рудопроявления известны также в Западной Румынии. Здесь, по данным С.Влада, М.Боркоша и С.Бошти-неску, месторождения относятся к двум группам: мел-палеогеновой (ларамийской) — Молдова-Ноуэ, Чиклова, Оравица, Тинкова и неогеновой (альпийской) — Рошия-Поень, Тарница, Ровина, Бучум, Валя-Мори, Мусариу, Болкана, Дева.

Мел-палеогеновые месторождения связаны с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями кварцевых диоритов и кварцевых монцодиоритовых порфиров. На месторождениях выражена зональность в размещении метасоматитов (от внутренних зон к внешним) — от калишпатизации и биотитизации через зоны аргиллизации к пропилитовым полям. Состав руд медный и молибден-медный, иногда с золотом и вольфрамом. Минеральные ассоциации: халькопирит-пирит, молибденит-халькопирит-пирит, молибденит-шеллит-халькопирит-пирит. Месторождения приурочены к сиалической плите над зоной субдукции.

Неогеновые месторождения связаны с субвулканическими интрузиями кварцевых андезитов (диоритов). Породы также изменены процессами калишпатизации, биотитизации, аргиллизации, пропилитизации, местами серицитизации. Руды молибденово-медные, часто золотосодержащие. Минеральные ассоциации: халькопирит-пирит, молибденит-халькопирит-пирит, борнит-халькопирит-пирит, борнит-халькопирит. Месторождения находятся в блоке ларамийской океанической коры, активизированной в связи с андезитовым вулканизмом, и контролируются пересечениями подновленных трансформных ларамийских разломов с неогеновыми линейными.

Теллур-висмутовые и висмут-молибденовые проявления Вигорлат-Гутинской гряды. Проявления теллур-висмутовой и молибденовой

минерализаций или их прямые признаки устанавливаются в шести из восьми купольно-кольцевых структур советской части Вигорлат-Гутинской гряды. Основные особенности локализации этих проявлений: приуроченность к фокальным частям купольно-кольцевых структур и тесная пространственная связь с экструзивно-интрузивными образованиями прижерловых частей полигенных вулканов; парагенезис с бор- и фторсодержащими метасоматитами ряда кварцит-аргиллизит-березит-пропилит. Предполагается рудоконцентрирующая роль разрывных структур субмеридионального и северо-восточного антикарпатского простираний (см. рисунок). Какая-либо отчетливая связь этого оруденения со степенью дифференцированности или контрастностью вулканических комплексов очаговых структур не устанавливается. Данных для суждения о составе гипабиссальных комплексов, с которыми предполагается связь указанного оруденения, недостаточно.

Размещение оруденения, метасоматитов и эндогенных ореолов рассеяния рудогенных элементов подчинено рудно-геохимической зональности очаговых структур, свидетельствующей о тесной связи процессов рудообразования с эволюцией вулканических центров в пространстве.

Центральные части очаговых структур, занятые вулканическими аппаратами (вулcano- и экструзивно-купольные структуры), характеризуются развитием теллур-висмутового и молибденового оруденений и полей метасоматитов формации вторичных кварцитов-березитов-пропилитов. Непосредственная связь этих гидротермальных образований с вулканизмом не вызывает сомнения, поскольку все они располагаются в жерловых и прижерловых частях аппаратов над предполагаемыми и частично установленными сложными гипабиссальными интрузивами (габбро - диорит - монцит - гранодиоритовый ряд).

В периферических частях очаговых структур, где концентрические дуговые и радиальные нарушения наложены на складчато-покровные комплексы мела-палеогена, развиты оруденение ртутной (Дубриничское, Турецкое и Оленевское поля) формации и сопутствующие ему гидротермалиты эпи- и телетермального типа, имеющие, вероятно, отдаленную связь с глубинными магмогенерирующими очагами тех же вулканов.

Гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов-березитов-пропилитов имеют отчетливо выраженную вертикальную зональность, которая в обобщенном виде выглядит как смена сверху вниз зоны крайнего окварцевания зонами кислотного, а затем субщелочного метасоматоза. Эти изменения представляют собой относительно высокотемпературный (200-400 °C) галогенный тип гидротермалитов. Он вскрыт скважинами на большинстве участков гидротермально измененных пород интрузивно-вулcano-купольных структур (Чонтош-Новоселица, Ильковичи, Подул-

ки, Сняк, Смереков Камень, Толстый Верх). Для них типично развитие ниже зоны монокварцитов и аргиллизитов мощных зон березитовидов и гидросерицитовых березитов. Суммарная вертикальная мощность этих зон достигает 280–300 при общей вскрываемой мощности разреза измененных пород 400–1500 м. Ниже развита зона пятнистой и околотрещинной пропилизитизации (хлорит–эпидотовые и эпидот–актинолитовые фации). Особенность этих метасоматитов – широкое развитие во всех фациях турмалина, топаза, реже флюорита и джомуртерита, отмечаются зунит, вудхаузейт [128]. Первых четыре минерала встречаются в значительных количествах, составляя иногда до 20–50 % объема породы.

Рудная минерализация и геохимическая специализация в этих породах весьма специфична и разнообразна. Здесь установлена рассеянная минерализация, представленная рудопроявлениями ртути, теллура и висмута, молибдена, свинца, цинка, мышьяка. В первичных ореолах рассеяния элементов в них установлены аномальные концентрации *Hg, Ag, Bi, Sn, Mo, W, As, Pb, Zn, Cu*, иногда *Co* и некоторых редкоземельных элементов. Гомогенизация включений в кварце из турмалиновых кварцитов свидетельствует о достаточно высоких температурах (более 300 °C) образования этих метасоматитов [110].

Можно предполагать, что различный характер метасоматических процессов отражает последовательное увеличение от центра к периферии очаговых структур относительной глубины залегания магматического источника растворов, определившей физико-химические характеристики и рудную специализацию гидротерм в областях разгрузки. Эта закономерность фиксируется и в зональном размещении аномальных концентраций рудогенных элементов в геохимическом поле рассеяния полигенных очаговых структур, которая в целом отражает зональное распределение рудной минерализации: ртутно–редкометалльно–полиметаллическая специализации в фокальной части и ртутная – на периферии [29].

Теллур–висмутовая минерализация установлена в жерловых и околожерловых зонах вулканов Сняк, Явор, Попричный и Дехманов. В коренном залегании она обнаружена только в первых двух (участки Ильковцы, Подулки и Смереков Камень).

Оруденение локализуется среди обширных полей измененных пород формации вторичных кварцитов–березитов–пропилитов в экстрוזивно–интрузивных структурах. Комплекс субвулканических пород в них представлен андезитобазальтами, дацитами, риолитами, диорит–порфиритами и гранодиорит–порфирами. Изменениям, кроме перечисленных, подвержены также горизонты пирокластических и эффузивных пород кислого и средне–основного состава.

Обобщенный разрез метасоматических образований на участках Иль-

ковцы и Подулки (вулкан Сияк), по имеющимся данным [61], характеризуется следующей зональностью. На современной поверхности и до глубины 50-70 м в центральной зоне полей гидротермалитов развиты вторичные кварциты и опалолиты, неравномерно обогащенные гидроксидами, реже сульфидами железа. Часто это тела турмалиновых, джморггеритовых или топазовых кварцитов с примесью флюорита. Содержание турмалина и топаза в них достигает 20-50%. С глубиной (до 400-500 м) и в периферических зонах кварциты сменяются фациями также фтор- и бор-содержащих аргиллизитов и березитоидов (кварц-каолиновые, кварц-каолин-гидрослюдистые, кварц-карбонат-серицит-гидрослюдистые с хлоритом породы) с обильной вкрапленностью пирита, нередко пирротина, прожилками кварц-карбонатного, реже кварц-гидрослюдистого (с серицитом) или кальцитового составов, как правило, со сферолитами турмалина и сульфидами железа.

С глубиной метасоматические преобразования становятся менее интенсивными и приобретают околотрещинный характер. Вообще для березитоидных фаций характерно интенсивное окварцевание вдоль трещин-каналов, сопровождаемое отложением обильного карбоната, турмалина, серицита, реже флюорита. Внешние части околотрещинных оторочек сложены монтмориллонитизированными породами с примесью сидерита и гидрослюда. Постоянно в различных количествах здесь содержатся пирит, пирротин, иногда мелкие зерна сфалерита, галенита, пластинки вермита. Самая нижняя из изученных зон (500-600 м) представлена неполно проявленными метасоматитами пропилитового типа (калшпат-эпидот-хлорит-карбонатный парагенезис) с примесью турмалина, реже флюорита, в верхней части которой прослеживается переходная к березитоидам порода с наложенным на пропилитизацию окварцеванием и серицитизацией. Спорадически встречаются кварц-карбонат-сульфидные прожилки и верит.

Во внешнем ореоле аргиллизированных пород в виде сплошных зон или изолированных участков размещаются гидрослюдисто-монтмориллонитовые фации метасоматитов, переходящие с глубины 150 м в кварц-каолин-гипс-ангидритовые. Еще более внешнее положение занимают разрозненные небольшие тела опалолитов, ниже которых залегают галлуазит-алунитовые и мономинеральные алунитовые метасоматиты.

Роторными скважинами на участке Сияк в жерловой зоне одноименного вулкана на глубину до 1,5 км вскрыты гидротермально измененные андезитобазальты, диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры. В верхней части (до глубины 800 м) породы превращены в гидросерицитовые и серицитовые березитоиды с равномерной вкрапленностью сульфидов железа (хлорит-серицит-карбонат-кварцевая ассоциация) с микропрожилками и просечками хлорит-карбонатного, кварц-хлорит-карбонатного состава.

вов, как правило, с турмалином, реже флюоритом и пирротинном. Нижняя часть колонки гидротермалитов — пропилитизированные (хлорит-эпидотовая и эпидот-актинолитовая фации) диорит-порфириды и микро-гранодиориты (с уклоном в сторону кварцевых монцодиоритов) с наложенными зонами полнопроявленных мелкокристаллических турмалиновых (до 10 %) серицит-мусковит-карбонат-кварцевых березитов. Березитизированные породы имеют устойчивые повышенные содержания Sb (до десятых долей процента), Bi, Cu, As, Zn (до сотых), Sc, Sn (до тысячных), S и F (до десятых долей и целые проценты). В зоне пропилитизации повышен фон содержания меди, цинка и бора. Охарактеризованная ситуация очень сходна с обстановкой касситеритовых месторождений Кавалеровского района Приморья. Находки касситерита в ассоциации с турмалином и рутилом в идентичных метасоматитах в связи с плиоценовыми интрузиями порфиритов известны в кальдере Кэлиман (Румыния) [29].

По данным [61], на участках Ильковцы и Подулки оруденение развито на дневной поверхности и спорадически встречается до глубин 600 м во всех разностях кварцитов, аргиллизитовых, березитоидных и пропилитовых гидротермалитов.

Основной рудный компонент — верлит, иногда вместе с самородным висмутом обычно встречается в виде единичных пластинчатых зерен или микрочешуйчатых масс на стенках трещин, реже образует метаколлоидные выделения. Повсеместно с ним ассоциирует турмалин, реже топаз и флюорит. Вблизи дневной поверхности (до глубины 100 м) верлит в кварцитах, опалолитах, монтмориллонитизированных и алунитизированных породах встречается в зонах дробления и на стенках трещин дегидратации опал-кварцевых линз вместе с марказитом, гидроксидами железа, реже с самородным висмутом, метациннабаритом, киноварью, сидеритом, кальцитом. В более глубоких горизонтах (фации березитоидов и пропилитов) верлит встречен в кварц-кальцитовых прожилках и турмалин-кварц-серицит-карбонатных околотрещинных оторочках совместно с пиритом, пирротинном, арсенопиритом, галенитом и сфалеритом. Наибольшие скопления верлита на участке Подулки связаны с ореолами кремнисто-турмалиновых жилков, пронизывающих гидрослюдизированные дациты и их туфы в зоне, примыкающей к штокообразным телам кварц-турмалиновых пород. Мощность жилков 1–3 см, в раздувах — гнезда до 1 м в поперечнике. Верлит встречается в виде вкрапленности в кремнистой массе, обогащенной турмалином и топазом, и отдельных кристаллов в трещинах дегидратации в ассоциации с пиритом, арсенопиритом. Ореол кремнистых жилков имеет мощность по вертикали 5 м [63]. Поля метасоматитов на участках проявления теллур-висмутовой минерализации (Ильковцы, Подулки) характеризуются различной интенсивности эн-

догенными ореолами рассеяния *Hg, Bi, Pb, As, Sn, Mo, Cu*. Полные масштабы оруденения нигде не определены. Аномальные концентрации *Bi*, находки верлита и других минералов висмута установлены на участках развития молибденовой минерализации, с которой теллур-висмутное оруденение, вероятно, составляет единую рудную ассоциацию. Висмут-молибденовое оруденение представлено двумя рудопроявлениями на участках Смереков Камень и Толстый Верх, размещающимися в вулканических толщах верхнегутинской подсвиты и бужорской свиты, открытыми и опояскованными Закарпатской ГРЭ.

Рудопроявление участка Толстый Верх находится в центральной части Шоллеской очаговой структуры. Участок развития метасоматитов, геохимических аномалий и оруденения непосредственно связан с одноименной интрузивно-вулкано-купольной структурой, образовавшейся в околожерловой части полигенного вулкана. История его развития характеризуется мощными извержениями кислого материала (верхнегутинский стратовулканический и экструзивный андезит-дацит-риолитовый комплексы), сменявшими фазу формирования андезитобазальтового стратовулкана и сопровождавшими образование вулкано-тектонической просядки. Завершают вулканизм в бужорское время эффузивные извержения базальтов, андезитобазальтов и последовавшие затем внедрения штоков и даек андезитобазальтов, андезитодацитов и порфиритов, связанных с гипабиссальным интрузивом. Структурным центром интрузивно-вулкано-купольного сооружения является трубообразное тело эруптивных брекчий (или кальдера-кратер размером 0,9x1,2 км) смешанного состава, пронизанных системой ветвящихся даек и штоков андезитодацитов, соединяющихся на глубине 300-500 м. На основании геофизических данных предполагается, что вся система рвущих тел непосредственно связана с коническим выступом залегающего на глубине 1,5-1,8 км сложного многофазового плутона размеров в плане 7,5 x 4,5 км.

Тело эксплозивных брекчий и породы прилегающего обрамления подвержены гидротермальной проработке, охватившей площадь 3x1,5 км. Участок находится в узле пересечения сквозьеструктурных региональных разломов северо-восточного, северо-западного и меридионального направлений. При этом первых два определяют общую ориентировку поля гидротермалитов, зон дробления и даек.

Зональность в размещении фаций метасоматитов традиционная. Латеральный ряд: ядро - топаз- и турмалинсодержащие кварциты, кварцевые аргиллизиты, периферия - существенно аргиллизитовые породы; вертикальная колонка (сверху вниз): 0-150 м - кварциты, 100-300 м - кварцевые аргиллизиты, соержащие в различных количествах гидрослюда, диксит и переходящие ниже (вскрытый интервал 240-330 м) в кварц-

карбонат-гидрослюдистые березитоиды, иногда содержащие кварц-кальциевые прожилки, гнезда мелкозернистого кварца с ромбиками адуляра и чешуйками красно-бурого биотита, скопления тремолита. Повсеместно породы пиритизированы. Пиритизация широко развита во вторичных кварцитах (5-15%), а в периферической части поля образует пиритовый "чехол", содержащий до 30% минерала. На все фации метасоматических пород наложены околотрещинные зоны кремнисто-диккитового замещения, кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-карбонат-флюоритовые, кварц-карбонат-сульфидные, гидрослюдистые, анкеритовые, доломитовые и, наиболее поздние, пиритовые прожилки. На глубоких горизонтах появляются прожилки магнетита. Геофизическими методами блок метасоматических пород без тенденции к выклиниванию прослеживается до глубины 500 м. На поверхности с полем гидротермалитов в контуре эксплуативной жерловины совмещена комплексная геохимическая аномалия *Mo*, *Sn*, *Bi* (до 0,00n%), *As* (до 0,0n%) со спорадическими ореолами *Pb*, *Ag*, *Zn*, *Hg*, *W*, протягивающаяся полосой шириной 1,5-2 км в северо-восточном направлении вдоль рудоконтролирующей системы разломов и интрузивных тел. За редкометальным контуром развиты аномалии *Va*, *Zn*, *Cu*. Разбуривание редкометальной аномалии на глубину позволило установить зоны молибденового и висмутового оруденения, связанные с околотрещинным метасоматозом в эндо-экзоконтактовой зоне субинтрузивных тел андезитодацитов. Кроме того, здесь устанавливается *As* и *Zn* (десятые доли процента), *Cu* (до 1%), *W*.

Молибденовое оруденение, структурно связанное с контактными зонами даек и штоков, наложено на топазсодержащие гидрослюдистые и березитоподобные метасоматиты, где образует тела прожилково-вкрапленной и вкрапленной минерализации, а на глубинах более 350 м - штокверк. Молибденит образует прожилки и мельчайшие скорлуповатые выделения, встречается также в кварц-карбонатных прожилках с галенитом и сфалеритом. В ассоциации с ним, кроме того, установлены пирит, арсенипирит, феррьерит, висмутин, флюорит, зунит, вулхаузит [128]. Намечается несколько стадий молибденовой минерализации.

Висмутовая минерализация (висмутин?) образует редкие гнезда и тонкую распыленность в кварцитах и кварцевых аргиллизитах в экзоконтактах штоков андезитодацитов. Уже упоминавшаяся прожилково-вкрапленная минерализация киновари, вероятно, представляет собой верхнюю часть главной редкометально-полиметаллической рудной колонны.

По комплексу геолого-геохимических признаков рудопоявление оценивается как надрудная зона молибденит-кварцевого штокверка. В целом оруденение, видимо, следует классифицировать как молибден-порфировое молибденит-гумбеитовое в сочетании с березит-грейзеновым молибден-вольфрамовым.

Рудопроявление Смереков Камень приурочено к интрузивно-вулкано-купольной структуре Явор. По данным поисковых работ, ореолы эндогенных геохимических аномалий, гидротермально измененных пород и проявления рудной минерализации почти полностью вписываются в контур субвулканического интрузива по изогипсе -1500 м. Апикальные части интрузива, судя по геофизическим наблюдениям и бурению, залегают на глубинах менее 500 м. С ними совпадают площади развития пучков даек и штокообразных тел, состав которых изменяется от базальтов и андезитобазальтов до риодацитов (?). Предполагается, что интрузив главной фазы внедрения имеет умеренно кислый диоритовый состав, а кислые дайки и штоки связаны со второй гранитоидной фазой формирования батолита. Надинтрузивная толща сложена тремя пачками вулканических пород гутинской и бужорской свит: нижней базальт-андезитобазальтовой лаво-пирокластической, средней и верхней преимущественно лавовыми андезитобазальтового состава. В центральной части структуры расположено изометричное в плане тело вулканических брекчий и туфов, возможно, выполняющее главное жерло аппарата. В некоторых пунктах обнаружены нековые части лавовых покровов. Субвулканический интрузив и связанные с ним дайки являются постбужорскими, наиболее молодыми магматическими образованиями.

Структура Явор приурочена к узлу сгущения разрывных нарушений. Здесь пересекаются зоны трещиноватости северо-восточной, северо-западной и меридиональной ориентировки, причем первая и последняя принадлежат к зонам региональных сквозьструктурных разломов. Они обуславливают конфигурацию в плане интрузива, площадей метасоматитов и простирание некоторых роев даек. Менее четко выражена система каркасных внутривидовых трещин, хотя иногда явно видна контролирующая роль кольцевых разломов в распределении даек и геохимических ореолов рассеяния.

В поле гидротермалитов устанавливается отчетливая тенденция к образованию концентрической фациальной зональности относительно двух центров, отмеченных телами вторичных монакварцитов. В периферической части участков последовательно располагаются кварц-аргиллизитовые, аргиллизитовые и слабой пропилизитизации фации. Скважина, вскрывшая, вероятно, наклонное тело монакварцитов с оксидами и гидроксидами железа (на глубине 0-100 м), прошла затем разрез измененных средне-основных вулкаников: интенсивно пиритизированные с мало-мощными линзами железных колчеданов гидрослюдисто-аргиллизитовые породы (монтмориллонит, каолинит, кварц, гидрослюда, редко хлорит) с содержанием фтора до 0,5-2,8 % (100-200 м), гидрослюдисто-кварцевые с монтмориллонитом и каолинитом гуды, равномерно пиритизированные

с линзами железных колчеданов (200–350 м), кварц–карбонат–гидрослюдастые с монтмориллонитом и каолинитом березитоподобные породы, равномерно пиритизированные с линзами колчеданов и карбонатными прожилками (350–500 м), пропилитизированные (калишпат–хлорит–карбонатное замещение) порфириты с карбонатными прожилками, пиритизированные. На все фации наложен околотрещинный метасоматоз, связанный с карбонатными, кварц–карбонатными, гидрослюдасто–карбонатными, гипс–ангидритовыми прожилками и зонами окварцевания. В кварцевых и аргиллизитовых метасоматитах установлено широкое развитие топазсодержащих разностей. Геохимическая зональность эндогенных аномальных концентраций проявлена в приуроченности ртутно–редкометалльной ассоциации элементов к блокам кварцитовых тел, а ртутно–полиметаллической – к пиритизированным зонам кольцевых и меридиональных разломов. Статистический анализ геохимических данных показывает следующие ассоциации ковариационно связанных элементов (самостоятельные металлогенные линии): а) *Si, Sn, As* (отчасти *W, Mo, Au*); б) *Mo(+Cu), W*; в) *Pb, Ag, Au* (*Cu, Zn, Hg*); г) *Hg, Mo, Cu, Zn (Ag)*; д) *Pb, Zn, Ba*. В центральных кварцитовых и кварц–аргиллизитовых ядрах метасоматических полей установлены верлит, тетрадимит, висмутин (?), молибденит, в современных рыхлых отложениях – халькопирит. Комплексная геохимическая аномалия фиксирует надрудные горизонты и отражает полиформационный характер оруденения, относящегося к сульфидно–висмутовой кварцитовой и (медь, вольфрам) – молибденит–гидрослюдастой, частично киноварной формациям.

Общая геолого–геохимическая ситуация и широкое развитие топазсодержащих метасоматитов на участке Смереков Камень дают основание предполагать на глубине рудоносный порфировый интрузив, окруженный штокверком молибденовых руд (тип Юред–Гендерсон).

Таким образом, проявления теллур–висмутовой и висмут–молибденовой минерализации, сопровождаемые в целом однотипными по набору элементов эндогенными геохимическими аномалиями (олово, молибден, висмут, ртуть, мышьяк, медь и др.) и метасоматитами, характеризуют Вигорлат–Гутинскую гряду как зону комплексного ртуть–висмут–молибденового (молибден–вольфрамового) оруденения. Аналогичную геохимическую характеристику имеют некоторые участки вторичных кварцитов в Средне–словацком вулканическом районе [9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение особенностей вулканогенного рудообразования позволило произвести их синтез и предложить схематическую генетическую модель вулканогенного рудообразования ТМА.

С учетом последних обобщений и построений советских геологов, в частности Д.В.Рундквиста [94] и Л.Н.Овчинникова [85], в основу генетической модели вулканогенного рудообразования положены данные о глубинности "рудообразующего" процесса и его типе, источниках рудного вещества, растворов, их составе и механизме рудоотложения, особенностях термодинамики процесса.

В настоящее время можно наметить такие основные черты рудообразующего процесса.

1. Глубинные магматические очаги возникли в верхней мантии в результате фазовых, полиморфных и других преобразований вещества в такой последовательности: возникновение интрателлурических потоков тепла — их воздействие на перидотиты верхней мантии — выплавление магматической эмульсии — создание обширной области проплавления — формирование астенолитного тела, "всплывающего" с глубин первых сотен километров со скоростью 1 см/год при постоянном "потоке" новых порций вещества и энергии [85, 94].

Предпосылки для движения магматического вещества создаются разницей парциального давления летучих веществ в нижних и верхних частях закрытой магматической системы. В верхней части астенолита более быстрое (0,5–1,0 см/год) "растекание" вещества обусловило прогревание литосферы региона, образование палингенных магматических очагов в земной коре Паннонского срединного массива (в "гранитном" слое и низах "базальтового", а также образования последующих периферических магматических очагов в земной коре). В результате под Паннонским массивом был сформирован астеносферный (магмо- и рудогенерирующий) слой мощностью 40 км с кровлей на глубине 55 км. В то же время под складчатой зоной Карпат астеносферный слой находится на глубине 90–100 км.

Большая роль в поступлении тепловой энергии принадлежит сейсмофокальной зоне (зоне Заварицкого-Беньофа) — "энергетической отдушине", по образному выражению Ю.М.Шейнманна, реконструкция положения которой для этапа ТМА была предпринята нами ранее [81]. Более поздними исследованиями Е.А.Сагаловой [111] установлено, что сейсмофокальная зона до глубины 100–120 км погружается в виде клина от Предкарпатского прогиба под Паннонский массив под углом 60° , глубже (120–170 км) приобретает вертикальное положение. Вполне вероятно, что вертикальные составляющие зоны были своеобразными границами раздела блоков верхней мантии различной энергетической активности.

Сопряжение сейсмофокальной зоны с астеносферным слоем создавало энергетически благоприятную обстановку для формирования первичных магматических очагов в подкоровых глубинах земли. Располагающаяся над областью сопряжения астеносферного слоя и сейсмофокальной зоны площадь отвечает сочленению Паннонского массива и Карпатской складчатой области, характеризуется повышением теплового потока и наличием на глубине 15–20 км зоны расплава, большей частью располагающейся под внутренней зоной Карпатской складчатой области, а также ряда зон волноводов в земной коре.

2. Неогеновый вулканизм в массиве обусловлен расплавами швельного и корового происхождения, причем извержения магм кислого состава предшествуют формированию среднеосновных лав, хотя в процессе возникновения основной магматизм провоцирует кислый.

О принадлежности андезитобазальтовой формации к производным подкоровой магмы свидетельствуют особенности минерального и химического составов пород [28, 29, 76]. Некоторое влияние на образование кислых дериватов, вероятно, оказали процессы ассимиляции и гибридизма. Это, в частности, подтверждается изотопными составами свинца из вулканогенных пород. Изотопные характеристики андезитобазальтовой формации таковы: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет от 36,0 до 40,24; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — от 14,96 до 16,04; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — от 16,59 до 20,39. В ряду дериватов базальт-андезит-дацит-риолит отличия обнаружены только для отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которое у дацитов и риолитов характеризуется более широким разбросом значений (36,0–40,24), чем у андезитов и базальтов (36,5–39,8).

Диорит-порфириды и гранодиорит-порфириды Вышковского района имеют близкие отношения изотопов. Изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах и андезитах близки к расчетной кривой "обыкновенного" свинца, что подтверждает их подкоровое происхождение. В то же время широкий разброс отношений в кислых разностях и субвулканических интрузиях свидетельствует о значительной контаминации магмы продуктами плавления земной коры.

Следовательно, предпочтительнее считать, что вулканические породы основного состава, с которыми пространственно и, вероятно, парагенетически связано эндогенное оруденение ртутных и медно-порфировых формационных типов, — производные магматических очагов верхней мантии (базальтового слоя), претерпевшие дифференциацию в промежуточных камерах при подъеме в верхние части коры и на поверхность.

Подъем ювенильного магматического вещества стимулировал возникновение зон метаморфического преобразования и в дальнейшем анатектического плавления участков гранитно-метаморфического слоя земной коры, образования очагов гранитоидных расплавов — источников риолитовой формации и связанного с ней гидротермального оруденения золото-полиметаллического формационного ряда [89].

Соотношения изотопов свинца в неогеновых рудных месторождениях Закарпатья имеют широкие вариации значений и близки к соотношениям во вмещающих вулканогенных породах.

Положение точек на графиках в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в соответствии с данными таблицы отвечает полю верхней коры ("гранитного" слоя) и орогенной зоны [41]. Изотопные данные свидетельствуют о формировании вулканических пород и локализованных в них золото-полиметаллических руд главным образом из вещества "гранитного" слоя земной коры, хотя трудно отрицать и некоторую примесь рудогенных элементов сквозьмагматических потоков, сопровождающих вулканизм ранней стадии активизации.

3. Рудообразование золото-полиметаллического и ртутного оруденения происходило при средних и низких температурах (300–260 — 170–90 °C). Растворы были высокощелочные, содержали хлоридные и сульфидные комплексы, много метана и водорода. Оруденение формировалось в условиях переменной восстановительно-окислительной обстановки.

4. Свинец, цинк, медь и благородные металлы транспортировались в гидрохлоридных комплексах, которые, попадая в область понижения температуры и давления, частично распадались, освобождаясь в первую очередь от неустойчивых систем, несущих тяжелые металлы (Au, Fe, Cu). Локализация ртутного оруденения связана в основном с гипабиссальными интрузивными телами, которые при формировании в газовой фазе содержали много метана и почти не содержали водорода. Концентрация углекислого газа была невысокой и возрастала в кислых дифференциатах.

Минералообразующие флюиды имели повышенные содержания щелочных и щелочноземельных элементов главным образом в сульфатной форме. Га-

зовая фаза характеризуется высоким содержанием углекислого газа (до 76,3%), метана (до 28,5%). Руды ассоциируют с органическими минералами и нефтями [51].

5. В верхней части земной коры по характеру рудоотложения различаются рудно-гидротермальные системы двух типов: вулкано-субвулканического и вулкано-плутонического (вулкано-интрузивного).

Вулкано-субвулканический тип (вертикальной мощностью более 1 км) рудно-гидротермальных систем развит во внутренней зоне вулканического пояса в связи с распространением здесь палингенным вулканизмом ранней стадии ТМА. Этот тип характеризуется развитием в рудных полях фельдшпатолит-аргиллизитовой формации метасоматитов, наложенной на толщи кислых туфов риолитовой формации. Выделяются такие рудно-метасоматические зоны (сверху-вниз): а) аргиллизитовых гидротермалитов (опалолиты, алунитовые кварциты, кварц-каолин-диккит-гидрослюдистые породы), с эпitherмальным оруденением *Ва*, вкрапленным убогосульфидным оруденением, реже *Hg, Sb*; б) эпи-мезотермальных хлорит-кварц-фельдшпатолитовых (с альбитолитовой фацией внизу и калишпатолитовой вверху) метасоматитов и жильного полиметаллического (*Pb, Zn, Cu, W, Mo*) и *Ва* оруденения.

Вулкано-плутонический тип развит в пределах площади проявления андезитобазальтового вулканизма поздней стадии ТМА внешней зоны пояса. Вулканоплутоническому типу (мощностью до 1,5 км) свойственно формирование метасоматитов калишпат-грейзеновой формации в надинтрузивных толщах андезитобазальтовой формации в связи с интрузиями габбро-диорит (монзонит)-гранитной формации. Здесь развиты зоны (сверху-вниз):

а) *F-B* - содержащих аргиллизитов (опалолиты, монокварциты, гидрослюдистые кварц-аргиллизитовые породы) с вкрапленной эпitherмальной *Tb-Bi, Mo* и *Hg* минерализацией;

б) турмалиновых, реже топазовых с флюоритом березитоидов (вверху) и гидросерицитовых березитов, переходящих в мелкокристаллические турмалиновые березито-грейзены с мезотермальным прожилково-вкрапленным оруденением *Mo*, минерализацией *Te-Bi* и *Pb-Zn*;

в) турмалин-содержащих хлорит-эпидот-актинолитовых пропилитов с биотитом и турмалиновыми березитовыми грейзенами.

Глубже предполагаются зоны грейзенов с локальными телами скарнов и кварц-биотитовых калишпатолитов с *Bi-Cu-Mo* и *W-Mo* оруденением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. / Труды II Всесоюз. вулканологич. совещания. Т. I. М. : Наука, 1966, с. 118-128.
2. Артешков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. - В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М. : Наука, 1980, с. 5-9.
3. Багдасарян Г.П., Ваши Д., Тежер Ю. и др. Хронология вулканических событий в пограничной зоне Западных и Восточных Карпат в свете радиометрических исследований. - В кн.: Материалы XI конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Магматизм и метаморфизм. Киев : Наук. думка, 1980, с. 18-27.
4. Багдасарян Г.П., Данилович Л.Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 15-23.
5. Белов А.А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. - В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М. : Наука, 1980, с. 55-66.
6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. - М. : Недра, 1975. - 262 с.
7. Безр М.А. Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона. - В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М. : Наука, 1980, с. 146-155.
8. Бёмер М., Штол Я. Обзор металлогенических условий Средне-Словацкого неовулканического комплекса. - В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава : Изд-во геол. ин-та им. Дιονиза Штура, 1967, с. 110-123.
9. Бёмер М., Штол Я. Закономерности размещения оруденения в неовулканиках Центральной Словакии. - В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М. : Мир, 1971, с. 136-146.
10. Бородаевская М.Б., Рожков И.С. Месторождения золота. - В кн.: Рудные месторождения СССР. Т.3. М. : Недра, 1978, с. 5-76.
11. Брандшур В.М. Температурный режим минералообразующих растворов неогеновых полиметаллических месторождений на примере Береговского и Беганского. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966, с. 60-61.
12. Браун Дж.С. Рудные свинца и изотопы. - В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М. : Атомиздат, 1969, с. 124-174.
13. Брай А., Буриан Я., Штол Я. Вулканизм и металлогения Штявничских гор (Словакия). - В кн.: Материалы XI конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Магматизм и метаморфизм. Киев : Наук. думка, 1980, с. 47-52.
14. Вадас Э. Геология Венгрии. - М. : Мир, 1964. - 532 с.
15. Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. - М.: Недра, 1973. - 278 с.
16. Василевский М.М. Вулканогенно-рудный пояс гор Сьерра-Невада и плато Колорадо. - В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М. : Недра, 1977, с. 135-145.

17. Василевский М.М., Некрасова Ж.А. Вулканогенно-рудные центры Трансильвании и Восточных Карпат. - В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М. : Недра, 1977, с.150-155.
18. Варчек Ц. Экскурсия по месторождениям полезных ископаемых Западных Карпат. - Братислава : Изд-во Геол. ин-та им. Диониза Штура, 1973. - 64 с.
19. Виноградов А.П. Газовый режим Земли. - В кн.: Химия земной коры. М. : Изд-во АН СССР, 1964, с. 5-21.
20. Виноградов В.И. Роль сульфатов в рудообразовании. - В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М. : Наука, 1967, с.123-145.
21. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. - М. : Недра, 1975. - 391 с.
22. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений. - М. : Недра, 1978. - 224 с.
23. Вялов О.С. Глубинные разломы и тектоника Карпат. - Геол. сб. Львов.геол. о-ва, 1965, № 9, с. 21-40.
24. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. - М. : Недра, 1971. - 392 с. - (Тр. УкрНИГРИ, вып. XXV).
25. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат / Под ред. М.И.Толстого. - Киев : Вища шк., 1976. - 188 с.
26. Гитулеску Т., Боркош М. Структурный контроль металлогенеза, связанного с поздним проявлением магматизма в Рудных горах Трансильвании. - В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М. : Мир, 1971, с. 107-109.
27. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. - М. : Недра, 1968. - 246 с.
28. Гончарук А.Ф. Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезитобазальтовой формации Закарпаття. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал.наук. - Киев, 1974. - 28 с.
29. Гончарук А.Ф. Эндеогенное оруднение андезитобазальтовой формации Закарпаття. - Киев : Наук. думка, 1982. - 166 с.
30. Гончарук А.Ф., Жуков Ф.И., Зайцева В.Н. и др. Особенности размещения гидротермального оруднения в структурных этажах Карпат. - Киев : Наук. думка, 1968. - 100 с.
31. Гончарук А.Ф., Коптюх Ю.М., Науменко В.В. Взаимосвязь неогеновых структур, вулканизма и оруднения Закарпаття. - Геол.журн., 1976, 36, вып. 6, с. 40-45.
32. Горжевский Д.И., Рожков И.С., Шеглов А.Д. Неогеновый вулканизм и золоторудные месторождения Апусенских гор. - В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Наука, 1971, с. 317-324.
33. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. - Киев : Изд-во АН УССР, 1964. - 182 с.
34. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. - М. : Наука, 1974. - 274 с.
35. Данилович Л.Г. Кислый вулканизм Карпат. - Киев : Наук. думка, 1976. - 146 с.
36. Данилович Л.Г. Петрогенезис магматических образований Карпат по данным изучения изотопного состава стронция. - Геол. журнал, 1977, 37, вып. 4, с. 50-62.
37. Де Жонг К.А. Введение. Горнообразование в Средиземноморской области. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М. : Мир, 1976, с. 141-153.
38. Деменишкая Р.М. Кора и мантия Земли. - М. : Недра, 1967. - 280 с.
39. Диденко-Любинская А.В. Минералогия и геохимия углеродсодержащих соединений ртутных и мышьяково-ртутных парагенезисов образований фанерозоя Украины. Автореф. дис. ... канд.геол. - минерал.наук. - Львов, 1931. - 24 с.

40. Джушке Д. Эволюция вулканизма в районе Бая-Маре. - В кн.: Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации. - Киев: Изд-во АН УССР, 1960, вып. 2, с. 60-66.
41. Доу Б.Р., Зартман Р.Е., Стейси Дж.С. Общая теория плюмботектоники. - М.: Наука, 1979. - 48 с.
42. Дюратин С., Фусан О, Кутан М. и др. Связь глубинного строения с развитием субсеквентного вулканизма в средней Словакии. - В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава: 1967, с. 73-91.
43. Жовтуля В.Д. Физико-химические условия образования вулканических пород и связанных с ними углеродсодержащих соединений Закарпатской области. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1976. - 19 с.
44. Задица В.В. Типоморфизм киновари и оценка рудоносности Карпатской металлогенической провинции и Донбасса. - В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981, с. 187-196.
45. Земная кора и история развития Средиземного моря. - М.: Наука, 1982. - 206 с.
46. Иванюшина О.М. Типоморфизм киновари месторождений Украины. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1982. - 22 с.
47. Йенсен М.Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 129-147.
48. Кер А. Калабрийско-Сицилийская дуга. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 168-182.
49. Классификация и номенклатура магматических горных пород. - М.: Недра, 1981. - 160 с.
50. Князев Г.И., Куделя В.К. Изменчивость термоэлектрических свойств и микротвердости некоторых сульфидов с глубиной. - Конституция и свойства минералов, 1966, вып. 1, с. 30-34.
51. Ковалишин З.И., Братусь М.Д. Флюидный режим гидротермальных процессов Закарпатья. - Киев: Наук. думка, 1981. - 98 с.
52. Кодера М. Полиметаллические месторождения субвулканического происхождения Банска Штиавница и Годруша. - В кн.: Некоторые рудные месторождения Западных Карпат. Прага: Изд-во Чехословацкой Академии наук, 1963, с. 70-87.
53. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. - М.: Недра, 1965. - 114 с.
54. Короновский Н.В. Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - М.: 1979. - 37 с.
55. Костюк В.Е. Геолого-петрографичний нарис магматизму Карпат. - Київ: Вид-во АН УРСР, 1961. - 153 с.
56. Котляр В.Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом. - В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965, с. 7-29.
57. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. - 2-е изд. - М.: Недра, 1977. - 176 с.
58. Кутас Р.И. О связи теплового потока с глубинными процессами. - Геофиз. сб. 1968, вып. 25, с. 25-31.
59. Куталин В.А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 90-97.
60. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. - Геофиз. сб. 1970, вып. 31, с. 29-41.
61. Лазаренко Е.К. и др. Минералогия Закарпатья. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. - 614 с.
62. Лазаренко Э.А. Магматическая формация и ее металлогеническое значение. - Геол. журн., 1980, № 6, с. 116-122.

63. Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпатья. - Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1968. - 176 с.
64. Лебедев Т.С. и др. Геотермические условия Советских Восточных Карпат и Крыма. - В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы, № 5, М. : Наука, 1976, с. 107-116.
65. Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П., Муратов М.В. и др. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. - В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М. : Наука, 1980, с. 22-39.
66. Лебединский В.И. О геологической экскурсии в Бая-Маре. - Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев : Изд-во АН УССР, 1965, с. 57-60.
67. Лейе Ю.А., Теллов В.П. Морфологические типы рудных тел ртутного месторождения Боркут (Закарпатье). - Сов. геология, 1972, № 9, с. 154-157.
68. Лейе Ю.А., Теллов В.П. Очаговые структуры Закарпатья и их роль в размещении месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Запада Украинской ССР. Ч. II, Киев: Наук.думка, 1973, с. 13-14.
69. Луговая И.П., Коптых Ю.М., Жуков Ф.И. Генезис золото-полиметаллического оруденения одного из регионов Украины по изотопным данным (кислород, углерод, сера). - В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. симпози. по стабил. изотопам в геохимии. М. : 1978, с. 215-217.
70. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. - М. : Наука, 1971, Т. 1, 480 с.; Т. 2, 383 с.
71. Малеев Е.Ф. Неогенный вулканизм Закарпатья. - М. : Наука, 1964. - 250 с.
72. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М. : Изд-во МГУ, 1973. - 323 с.
73. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2500000 (гл. ред. Н.С. Шатский). - МГК, Комиссия по геол. карте мира. Наука - Недра, 1962.
74. Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогенный магматизм и оруденение Закарпатья. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т.2. - Львов : Изд-во Львовск. ун-та, 1974. - 174 с.
75. Милановский Е.Е., Короновский А.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. - М. : Недра, 1973. - 280 с.
76. Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Шыгора В.Н. Палеомагматизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. - Киев : Наук. думка, 1974. - 252 с.
77. Мовсесян С.А., Исаенко М.П. Комплексы медно-молибденовые месторождения. - М. : Недра, 1974. - 344 с.
78. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. - М. : Наука, 1977. - 304 с.
79. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активизации. - М. : Наука, 1980. - 200 с.
80. Науменко В.В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1974. - 190 с.
81. Науменко В.В., Гончарук А.Ф. К вопросу о положении генеральной плоскости скалывания в структуре Восточных Карпат. - Сов. геология, 1969, № 5, с. 26-34.
82. Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Коптых Ю.М. Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1978. - 152 с.
83. Науменко В.В., Коптых Ю.М., Гончарук А.Ф. и др. Некоторые генетические особенности вулканических пород и эндогенных руд Закарпатья по данным изотопии. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 10, с. 876-879.

84. Науменко В.В., Марус В.И. О возможном составе гидротермальных растворов Вышковского района Закарпаття. - Геол. журнал., 1969, 29, вып. 4, с. 96-100.
85. Овчинников Л.Е. Геохимические аспекты единой модели рудного месторождения. - В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Том 1. Новосибирск : Наука, 1983, с. 26-34.
86. Озерова Н.А. и др. Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса. - В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М. : Наука, 1973, с. 275-310.
87. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. - М. : Изд-во иностр. лит., 1960. - 520 с.
88. Петровская Н.В. Самородное золото. - М. : Наука, 1973. - 346 с.
89. Пучков Е.В. Условия формирования меднопорфировых месторождений Казахстана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - Алма-Ата, 1977. - 56 с.
90. Регматические разломы, морфоструктуры и минералогия Украинских Карпат и Закарпаття. - Препринт ИГЧМ АН УССР, 1976. - 48 с. (Авт. Лейне Ю.А., Науменко В.В., Теплов В.П. и др.)
91. Рудоносность континентальных вулканических поясов. - М. : Недра, 1982. - 256 с.
92. Рудные формации Карпато-Балканской области (под ред. Л.Эггел). - М. : Недра, 1978. - 240 с.
93. Рудоносные орогенные структуры / Под ред. В.И.Казанского - М. : Наука, 1981. - 232 с.
94. Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций. - В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Том. 1. Новосибирск : Наука, 1983, с.14-26.
95. Русинов В.Л. Некоторые вопросы геологии рудных месторождений Западных Карпат. - В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии МГК. М. : Наука, 1971, с. 313-316.
96. Саву Х., Борком М., Кройтнер Г. Краткое описание типичных месторождений Социалистической Республики Румынии. - Матер. к карте рудных формаций Карпато-Балканской зоны. Бухарест : 1974. - 139 с.
97. Сафонов Ю.Г. Структурные особенности золоторудных месторождений в областях с различной историей геологического развития. - В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М. : Недра, 1973, с. 95-150.
98. Сафонов Ю.Г. Структурные формы гидротермальных месторождений жильного типа. - В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М. : Недра, 1980, с. 57-67.
99. Сафонов Ю.Г. Геологические структуры и условия формирования гидротермальных золоторудных месторождений. - Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал.наук. - М. : 1981. - 55 с.
100. Сафонов Ю.Г. Структурные условия формирования гидротермальных месторождений на различных глубинных уровнях сферы рудоотложения. - М. : Наука, 1982, с. 99-187.
101. Секи-Фукс В. Калиевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудной области. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М. : Недра, 1975, с. 156-160.
102. Семененко Н.П., Ткачук Л.Г., Зайдис Б.Б. и др. Итоги исследований, выполненных в Советском Союзе по абсолютной геохронологии геологических формаций Украинских Карпат и сопредельных территорий. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Budapest, t. 13, 1969 с. 359-382.
103. Семинский Ж.В. Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. - М. : Недра, 1980. - 140 с.
104. Сенаш Д. Развитие и строение Карпатского бассейна. - Будапешт : 1969. - III с.

105. Сидоренко Е.Ф. О барите и кварце Вышковского района в Закарпатье. — Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951.
106. Славик Я. О металлогении Восточнославянских третичных отложений. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава: 1967, с. 123-129.
107. Славская А.И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. — Киев: Изд-во АН УССР, 1957. — 96 с.
108. Смирнов В.И. Энергетические основы постаigmatического рудообразования. — Геол. рудн. месторожд., 1981, № 1, с. 5-17.
109. Смирнов В.И., Дзюенидзе Г.С., Котляр В.Н. Рудноность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: 1973, с. 227-228. (Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).
110. Соболев В.С., Костык В.П., Бобривич А.П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гиабиссальных пород Советских Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1955. — 248 с.
111. Сагалова Е.А. Фокальная зона карпатских землетрясений у гор Вранча. — Геофиз. сб. / АН УССР, 1975, № 68, с. 75-81.
112. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Ливанова Л.П. Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ. — Сов. геология, 1967, № 6, с. 59-67.
113. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований (Соллогуб В.Б., Гутерх А., Просек Д. и др.) — Киев: Наук. думка, 1979. — 208 с.
114. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 40-49.
115. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). — М.: Недра, 1972. — 344 с.
116. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. — М.: Недра, 1977. — 110 с.
117. Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиты, каледониды: (Объяснительная записка к междунар. тектон. карте Европы и смежн. обл. масштаба 1 : 2 500 000). — М.: Наука, 1978. — 424 с.
118. Теплов В.П. Условия размещения ртутного оруденения Закарпатья и структурные особенности некоторых месторождений и рудных тел. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1974. — 31 с.
119. Теплов В.П., Лейе Ю.А. Про просторовий і генетичний зв'язок ендеогенних рудних і нафтово-газових проявів Закарпаття. — Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 5, с. 433-436.
120. Туговик Г.И. Эксплозивный рудный процесс. — М.: Недра, 1974, — 208 с.
121. Уайт Д. Термальные источники и эпitherмальные рудные месторождения. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Мир, 1958, с. 94-145.
122. Урдя Й., Радудеску С. К вопросу о металлогении района Бая-Маре. — Материалы VII конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. София, 1965, ч. 3, с. 239-248.
123. Федорчук В.П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. — М.: Недра, 1964. — 286 с.
124. Хаин В.Е. Общая геотектоника. — Изд. 2-е. М.: Недра, 1973. — 512 с.
125. Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958. — 240 с.
126. Чайкин В.Г. Эндеогенные рудные формации областей активизации Восточно-Европейской платформы. — Сов. геология, № 6, 1984. с. 79-91.

127. Чекунов А.В., Ливанова Л.Н., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. - Сов. геология, 1969, № 10, с. 57-68.
128. Черныш В.Б., Кирилица С.И., Спиридонов Е.Д. и др. Новые данные о металлогении Восточных Карпат. - Докл. АН СССР, 1978, № 4, с. 909-910.
129. Шаталов Е.П. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей с эндогенной минерализацией. - В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 45-61.
130. Шер С.Д. Металлогения золота. Евразия, Африка, Южная Америка. - М.: Недра, 1974. - 256 с.
131. Шигулин Ф.К. Об источнике веществ при эндогенном рудообразовании. - В кн.: Проблемы минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 46-72.
132. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. - М.: Недра, 1968. - 180 с.
133. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. - Л.: Недра, 1971. - 146 с.
134. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. - М.: Недра, 1980. - 431 с.
135. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. - Киев: Наук. думка, 1981. - 243 с.
136. Щербак Ю.Г. О некоторых особенностях рудных месторождений Трансильвании. - Геология и геофизика, 1960, № 6, с. 134-138.
137. Щербина В.В. Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 72-82.
138. Эрих Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. - М.: Наука, 1966. - 280 с.
139. Ясинская А.А. и др. Минерало-генетические типы золоторудных проявлений на Береговом месторождении Закарпатья. - Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1974, № 28, вып. 2, с. 41-51.
140. Baksa S., Cseh-Nemeth J., Csillag J. et al. Geology and genesis of the Recsk porphyry ore deposits. - Proc. of the XI Congr. of Carpathian-Balkan geol. Assoc. Mineralogy and Geochemistry. Nauk. Dumka, 1980, p. 135-149.
141. Balogh K., Arva-Spos E., Revasz-Baranyai. Potassium-argon dating of mesozoic and tertiary volcanites in Hungary. - Proc. of the XI Congress Carpathian-Balkan geol. Assoc. Magmatism and metamorphism. K.: Nauk Dumka, 1980, p. 28-37.
142. Balla Z., Korpas L. A Borzsöny hegység vulkáni szerkezete és fejlődéstörténete. - Magyar. allami földt. intez. évi jelentése az., 1978 érvől. Budapest, 1980, p. 75-101.
143. Berbelac J. Evolutia tectonică, magmatică și metalogenică a părții centrale și sudice din Munții Metaliferi. - Studii și cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol., 1970, 15, N 2, p. 329-339.
144. Böhmer M. Paragenesis of Kremnica ore veins. - Geol. sbor., 1965, 20, N 1, p. 47-64.
145. Böhmer M. Ore deposits of West Carpathian neogene volcanism. - Proc. 5th Quadran. YAGOD Symp., Utah, 1978, v. 1. Stuttgart, 1980, p. 389-399.
146. Böhmer M., Štol J. Laws of location and development of endogenous mineralization in neovolcanites of Central Slovakia. - XXIII Inter. Geol. Congr., v. 7. 1968, p. 241-253.
147. Borcos M. Observatii în legătură cu ceterminarea condițiilor termodinamice de formare a unor sone mineralizate și a unor zacaminte hidrotermale din Munții Metaliferi. - Studii și cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol., 1968, 13, N 1, p. 93-110.

148. Borcos M. Le controle thermodynamique dans la metallogenese associee au volcanisme neogene des monts Metalliferes de la Transylvanie. - Ann. soc. geol. Belg., 1969, 92, N 2, p. 307-329.
149. Borcos M., Stanciu C. Hidrometamorfusmal andezitului cuartifer neogen din sectorul Almasul Mare (Zlatna, Muntii Metaliferi). - Studii si cerc. geol., geophys., geogr., ser. geol., 1965, 10 N 2, p. 421-437.
150. Borcos M., Gheorghita J., Lang B. et all. Consideratii privind activitatea metalogenetica asociata andezitelor cuartifere din sudul muntilor Gutii. - Studii tehn. si econ. Inst. geol., 1972, I, N 6, p. 89-120.
151. Borcos M., Lang B. Le controle structural dans la metallogenese neogene de Monts Gutii. - Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1973, 17, N 1, p. 1-24.
152. Borcos M., Bastinescu S., Gheorghita J. Neogene hydrothermal ore deposits in the volcanic Gutii mountains. Dealul Crucii-Băiut district. Kavnio-Boldut, Boata-Oanta and jerapan ore deposits. Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1976, 20, N 2, p. 185-196.
153. Borcos M., Gheorghita J. Neogene hydrothermal ore deposits in the volcanic Gutii mountains. IV. Băiut-Văratec-Botiza metallogenetic field. Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1976, 20, N 2, p. 197-209.
154. Burian J., Smolka J. Geologická stavba medinato-porfýrového ložiska Zlatno. - Miner. slovac, 1982, 14, N 6, S. 517-538.
155. Burian J., Konečný V., Štohl J. Banská Stiaavnica ore deposit and its position within caldera (Czechoslovakia). - Problems of ore deposition, 4, Symp. YAGOD, Varna, 1974, Sofia., 1976, vol. 1, p. 233-240.
156. Cioflica G. Metallogenese asociée magmatites alpines des Carpates roumaines. - Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1968, 12, N 1, p. 29-36.
157. Cioflica G., Savu H., Borcos M. et all. Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni mountains. - Guide to Excursion 3AB Symposium volcanism and metallogenesis. Bucharest, 1973. - 56 p.
158. Gatter J. Újabb molibdenitlőhely a Börzsönyi hegységben. - Földt. Közl., 1979, 109, N 1, p. 118-128.
159. Ghitulescu T.P., Pitulea G., Ghitulescu J. The role of the volcanic breccia in the Baia de Aries mining district. - Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1979, 23, N1, p. 3-13.
160. Giusca D., Borcos M., Lang B., Stan N. Neogene and Metallogenesis in the Gutai mountains. Bucharest, 1973, 50 p.
161. Kaličiak M., Duda K., Kaličiaková E, et all. Nacrt metalogenézy Slanských Vrchov. - Geol. stavba a nerast. suror. hranič. zóny Vých. a Zap. Karpat. Zb. ref. semin. Geol. dni J. Slavica, 22-23 apr, 1980, Košica, 1981, s. 85-92.
162. Kaličiak M., Duda R. Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v slatobanskom rudnom poli. - Miner. slovac, 1981, 13, N 1, S. 1-23.
163. Koch S., Pantó G. Alpidisch postmagmatische Mineralisationen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. - Acta geol., Acad. Scient. Hung., 1970, 14, N 1-4, S. 161-170.
164. Konečný V., Bagdasaryan G.P., Vass D. Evolution of neogene volcanism in central Slovakia and its confrontation with absolute ages. - Acta Geol. Acad. Scient. Hung., 1969, 13, p. 245-248.
165. Konečný V. Evolutionary stages of the Banska Stavnica Caldera and its post-volcanic structures. - Bull. volcan., 1971, 35, N 1, p. 95-116.
166. Korim M. Ložiskové pomery rudných žil na Šturci v Kremnici. -

- Acta geol. et geogr. Univ. Comen. geol., 1980, 35, N2, S. 111-136.
167. Kulcsar L. Goldführende und polymetallische Erzindurationen am Ostrand des Tokayer-Gebirges. - Acta Geol. Acad. Scien. Hung., 1970, 14, N 1-4, S. 179-192.
 168. Kuthan M. Tectonic deformation of the Central Slovakian neovolcanic region and relation between volcanism and tectonics. - Geol. práce, 1963, sp. 28, p. 185-196.
 199. Lang B. The base metals-gold hydrothermal of Baia Mare, Romania. - Econ. Geol., 1979, 74, N 6, p. 1336-1351.
 170. Măldărescu J., Bonea L. Phénomènes d'altération hydrothermale dans la région Baia Mare et leur liaison avec la minéralisation. - Bul. VI Congr. Assoc. géol. Carpatho-Balkanique, v.3, Fasc I. Warszawa:Wyd. Geologiczne, 1974, S. 605-612.
 171. Măldărescu J., Popescu C. Controlul fizic și structural al formării zăcămintelor hidrotermale din partea estică a districtului metalogenetic Baia Mare. - Studii și cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol., 1981, 26, N 2, p. 241-248.
 172. Morvai G. Die Gesetzmäßigkeiten in der räumlichen Verteilung der ungarischen Buntmetallerzvorcommen und die Methoden ihrer Erkundung. - Freiburger Forschungshefte, 1963, 162, s. 46-60.
 173. Morvai G., Pantó G. Magyarországon metallogénetikai térkép. - Magyar, államföldt. intéz. évi jelentése az 1965. Budapest, 1967, S. 481-493.
 174. Nagy B. Börzsöny hegység ércesedési típusok ásványtani-geochemiai és ercföldtani vizgálat. - Magyar állami földt. intéz. évi jelentése az 1976. évről. Budapest, 1978, p. 77-93.
 175. Nagy B. Typy zrudnenia v Börzsönyi. - Geol. stavba a nerast suroviny uranicí zóny Vých. a Zap. Karpat. Zb. kef. semin. Geol. dní J. Slavíka 22-23 apr. 1980, Košice, 1981, s. 161-164.
 176. Pantó G., Mikó L. A nagybörzsönyi ércesedés. - MAFI Evkönyve. Budapest, 1964, kot.so. für.1. p.153.
 177. Panto P. Geology of Northern Hungary. - Carpatho-Balkan geol. Assoc., IX Congress. Budapest, 1969, p. 28-42.
 178. Petruțian N., Steclaci L., Jude R. et al. Contributions to the metallogenesis and geochemistry of the Căvin vein area. - Rev. roum. geol., geophys. et geogr., ser. geol., 1976, 20, N 2, p. 157-167.
 179. Pomârleanu W., Movieleranu A., Mihalka S und J. Beitrag zum studium der hydrothermalen Erzlagerstätte Văratec (Baia Mare, Rumänien). - Chem. Erde, 1972, 31, N 3-4, S. 375-285.
 180. Rădulescu D., Borcos M. Spätsubsequenter alpine Magmatismus in Rumänien. - Acta geol., Acad. Scien. Hung., 1973, 11, N 1-3, S. 139-152.
 181. Raylich P., Vlašínský P. Rudní ložiska zapadního a jihozápadního Rumunska. - Geol. průzk., 1974, 16, N 4, s. 121-123.
 182. Rožložník L. Nové poznatky o štruktúre Banskéhoštiavnického-hodrušského obvodu. - Miner. slovac, 1969, 1, N3-4, s. 167-176.
 183. Russo D. Zonalitatea metamorfizmului hidrotermal în vulcanitele neogene de la Valea Rosie și Delul Crucii (Baia Mare). - Studii și cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geol., 1971, 16, N 2, s. 353-357.
 184. Salat J., Fusan O. Vyskyt mladšieho položika v oblasti hodruskeho obvodu. - Geologični sbor., 1952, 3, N1-2, d. 18-26.
 185. Stanciu C. Processe de transformare hidrotermală asociate mineralizatiilor dintre Racscasi Dealul Crucii (muntii Gutii). - Studiitehn. și Baia econ. com. geol., 1, 1972, N6, s. 37-63.
 186. Stanciu C. Processe de transformare hidrotermală în zăcămintele Heza și Sprie - muntii Gutii. - Studii tehn. și econ., com. geol., ser. 1, 1973, N 9, p. 73-94.

187. Štol J. Structurene pomery Banskostavnicko-Hodrušské rudného obvodu. - Geol. prace, 1962, sp. 24-25, s.207-228.
188. Szádeczky-Kardoss E. u.a. Die Neovulkanite Ungarns. - Acta Geol. Akadém. Scien. Hungar., 1967, 11, N 1-3, s. 128-138.
189. Székely-Fux V. Petro - and metallogenic problems of Carpathian post-magmatic ore mineralization. - Acta Geol. Akad. Scien. Hung., 1970, 14, N 1-4, p. 223-224.
190. Forgač J. Petrografia a geochemica premenených hornin v banskostavnicko-hodrušskom rudnom obvode. - Sbor. geol. vied. Bratislava, 1966, zos. 5, s. 54-68.
191. Vidacs A. Structure and mineral association of the veins of the mines of Gyöngyösoroszi. - Acta Mineral. - Petrogr., 1957, k. 10, p. 77-85.
192. Willie Rob. J.M. Recsk, Hungarians prove big, deep porphyry copper. - World Mining, 1978, 21, N 12, p. 40-47.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО ТИПА	4
Глава 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ	12
Карпато-Динарская провинция кайнозойского вулканизма	15
Глава 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО, ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО, РТУТНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ	40
Золотое и золото-полиметаллическое оруденение	40
Геолого-структурная позиция золото-полиметаллического оруденения Внутрикarpатского пояса	41
Физико-химические условия образования золото-полиметаллического оруденения	72
Ртутное оруденение	86
Особенности ртутного рудообразования Закарпатья	86
Медно-порфи́ровое оруденение	105
Молибден-медно-порфи́ровое оруденение Внутрикarpатского пояса	109
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	119
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	123

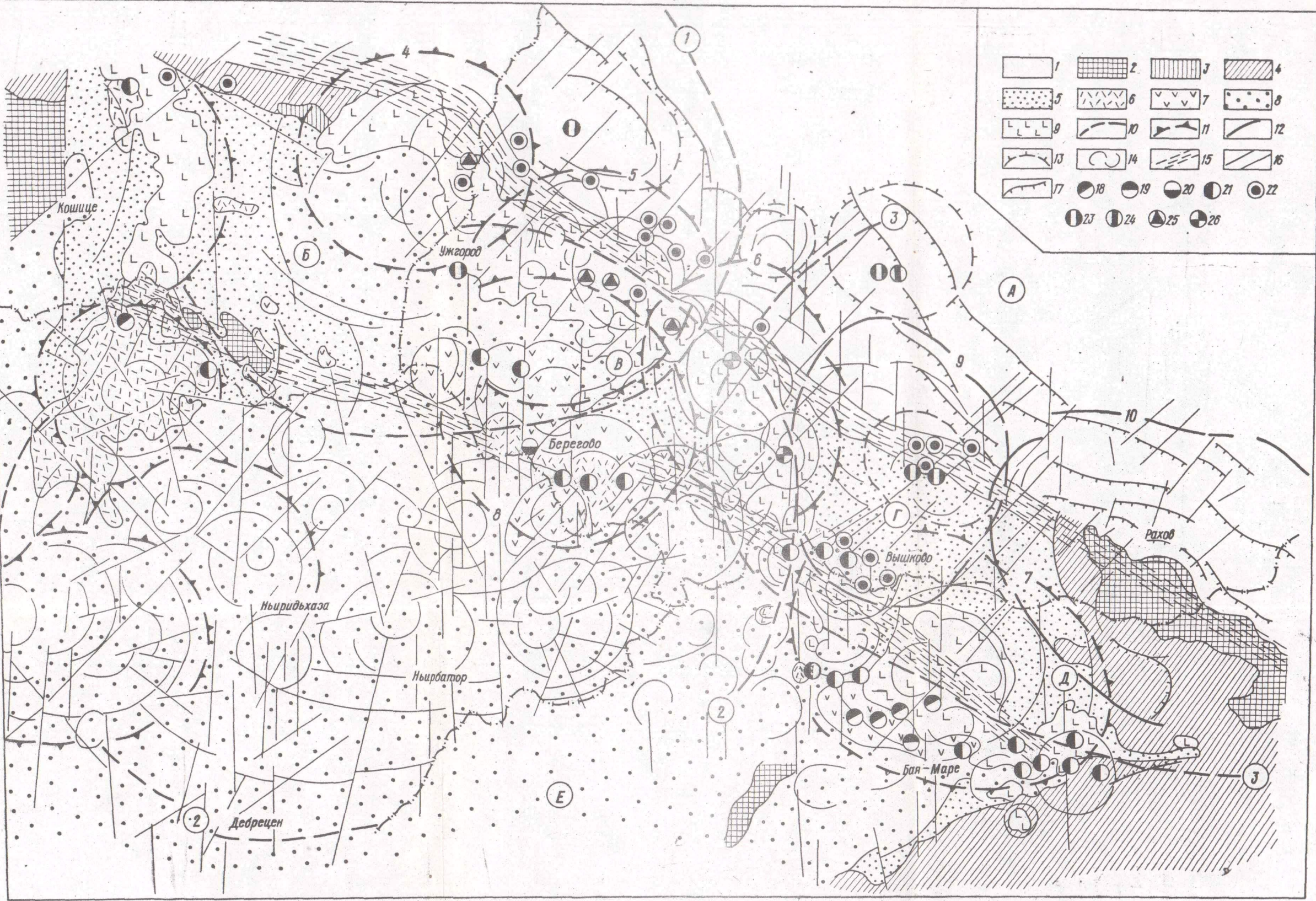


Схема структур и размещения эндогенного оруденения этапа неогеновой активизации Центрально-Закарпатской вулканической области (вулканогена).
 Структурно-формационные зоны. Складчатые Карпаты: А - внутренние зоны альпийского позднегерцинского прогиба. Активизированная часть Паннонского срединного массива: Б, В, Г - Закарпатский внутренний прогиб (соответственно Восточно-Словацкая, Чоп-Мукачевская и Солотвинская впадины), Д - Марамурешская впадина, Е - Большая Венгерская депрессия.
 Структурные этажи и ярусы, формации горных пород. Альпийский геосинклинальный структурный этаж: 1 - флишевая и менилитовая формации мела-палеогена. Формации донеогеновых структурных этажей Паннонского срединного массива: 2 - метаморфизованные байкальско-каледоно-герцинские фундамента массива; 3 - сублатформенная кремнисто-карбонатная раннего мезозоя и 4 - палеогенового внутрикарпатского (подгальского) флиша чехла массива. Формации неогенового структурного этажа ТМА срединного массива. Нижний ярус: 5 - молассовая морская сероцветная вулканогенно-осадочная, 6 - риолитовая, 7 - андезитовая. Верхний ярус: 8 - молассовая угленосная, 9 - андезитобазальтовая.
 Неогеновые кольцевые структуры и их элементы: 10 - предполагаемые гетерогенные 1 порядка, 11 - сложные очаговые вулканотектонические, 12 - сложные тектоногенные, 13 - тектоногенные аматматические сводовые, 14 - прочие высокие порядков и дуговые элементы различных кольцевых структур.
 Линейные разрывные нарушения: 15 - зоны Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов, 16 - наиболее крупные линейные разломы, в том числе разломы "сквозных" трансрегиональных зон нарушений, 17 - надвиги.
 Проявления эндогенного оруденения: 18 - золоторудные, 19 - золото-полиметаллические, 20 - барит-полиметаллические, 21 - полиметаллические, 22 - ртутные, 23 - мышьяковые, 24 - сурьмяные, 25 - теллур-висмутовые, 26 - молибденовые и висмут-молибденовые.
 Цифрами на карте обозначены структуры: 1 - Ужгородская, 2 - Центрально-Закарпатская, 3 - Мармарошская, 4 - Вигорлатская, 5 - Латорицкая, 6 - Боржавская, 7 - Гутэйская, 8 - Береговская, 9 - Солотвинская, 10 - Раховская.

1 р. 50 к.

4576

НАУКОВА ДУМКА