РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА

Средиземноморский пояс

77 2004

553
Т 26

РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

(Средиземноморский пояс)

24364

Издательство «Недра»
Москва 1972

УДК 553.3/.9(4-015)

Твалчрелидзе Г. А. **РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА** (Средиземноморский пояс) М., «Недра», 1972, 368 с. 344.

Работа посвящена результатам металлогенического анализа одного из крупнейших на Земле Средиземноморского геосинклинального пояса. В вводной части изложены принятые автором основные понятия и принципы исследования, а также разработанные им схемы металлогении главных структур земной коры — геосинклиналей, платформ и областей тектонической активизации. Вторая, наиболее значительная часть работы посвящена описанию металлогении Средиземноморского пояса. В нем выделено пять областей: 1) Средне-Европейская, 2) Западно-Средиземноморская, 3) Альпийско-Динарская, 4) Кавказско-Анатолийская и 5) Ирано-Афганская. Каждая из них подразделена на ряд металлогенических провинций в рамках геосинклинальных систем. По провинциям приведены тектоническая и металлогеническая характеристики. Последняя основана на группировке месторождений по металлогеническим эпохам и их стадиям — геосинклинальной, раннеорогенной и позднеорогенной. В общем случае в провинциях Средиземноморского пояса выделены эндогенные месторождения ассинтской, герцинской, киммерийской и альпийской эпох.

В кратком заключении на основании анализа обширного материала по металлогении Средиземноморского пояса обоснован ряд теоретических положений по вопросам металлогенической эволюции земной коры, связи оруденения с магматизмом, классификации рудных месторождений и источника металлов. Высказаны соображения о последовательной смене магм разного генезиса в процессе полициклического развития геосинклиналей. Предполагается, что вследствие этого проявляется смешивание разнотипных магм, а также контаминация молодых магм за счет переплавления древних пород. В результате в наложенных геосинклиналях возникают месторождения «аномальных» рудных формаций, в которых совместно присутствуют металлы различных геохимических связей.

Таблиц 5, иллюстраций 90, список литературы — 401 название.

2-9-4
54—71

Предисловие

Металлогения является отраслью геологических наук, вызванной к жизни, с одной стороны, растущими потребностями промышленности, а с другой — обилием фактического материала, накопленного в процессе обширных разнородных геологических исследований. Эта отрасль, как и каждая естественная наука, базируется на фактах, число которых растет с непостижимой быстротой, а также на обобщении, синтезировании этих фактов, для чего привлекаются достижения смежных отраслей геологических знаний. В настоящее время с той или иной детальностью обследованы месторождения полезных ископаемых почти всех рудных провинций мира и число «белых пятен» с каждым годом резко сокращается. Поэтому сейчас появилась возможность осуществить попытку схематичного предварительного обобщения данных по металлогении рудных провинций мира. Такая работа, какой бы обширной она ни оказалась, способна обогатить нас интересными сведениями о рудоносности различных стран мира, но что более существенно — новыми данными о закономерностях размещения, времени и особенностях формирования полезных ископаемых в процессе развития разнотипных структур земной коры. Эти данные могут вызвать к жизни идеи и соображения, относящиеся к кругу не только чисто металлогенических проблем, но и смежных геотектонических и петрологических.

В основу данной монографии автором были положены результаты анализа обширного и разностороннего литературного материала, далеко не полное представление о котором дает прилагаемый список литературы; собственные детальные и достаточно длительные металлогенические исследования на территории Кавказа и отчасти сопредельных стран; личные впечатления от посещения многих рудных районов Советского Союза (Украинский щит, Урал, Приморье, Средняя Азия и др.) и ряда зарубежных стран (Чехословакия, Болгария, Великобритания, Польша, Австрия, Иран, Мексика, Индия, Алжир); участие в многочисленных совещаниях, конференциях и съездах как в Советском Союзе, так и за рубежом, посвященных рассмотрению вопросов металлогении и рудообразования; наконец, тесные личные контакты с большим числом геологов различного профиля, способствующие постоянной информации о развитии идей в современной науке.

Автор полностью отдает себе отчет о невозможности выполнения задуманной работы с равной детальностью по всем рудным провинциям мира. Такое задание не под силу одному человеку и даже коллективу одной страны, а требует международного сотрудничества широкой группы геологов. Многие геологи указывали на возможность грубых ошибок при обобщениях зарубежных материалов. Действительно, трудно себе представить, чтобы, скажем, американский ученый, даже самый квалифицированный, сумел бы составить достаточно ценный металлогенический очерк Кавказа или другого района Советского Союза. Поэтому в данной монографии автор вынужден был ограничиться характеристикой рудных провинций только Средиземноморского металлогенического пояса, оговаривая в каждом отдельном случае степень достоверности приводимых сведений и отдельных выводов. Возможно, в дальнейшем автору удастся распространить предпринятые исследования на другие складчатые пояса и древние платформы.

Данная работа посвящена анализу закономерностей рудообразования в земной коре эндогенных месторождений, главным образом рудных. Обзор всех месторождений полезных ископаемых Земли представляет собой практически невыполнимую задачу, даже если этот обзор и имеет столь схематичный, предварительный характер, как в данном случае.

Работа подразделяется на две неравные части: в вводной части в сжатой форме приведены общие определения металлогении как новой отрасли геологических наук, ее цели, задачи и методы, научные основы принятых автором положений и разработанной им схемы металлогенической эволюции земной коры. Вторая, основная часть работы посвящена последовательной металлогенической характеристике отдельных провинций Средиземноморского пояса.

Опыт металлогенического анализа не является оригинальным. Аналогичные попытки предпринимались Ф. Тернером (1958), И. Г. Магакьяном (1959), а по металлогении СССР В. И. Смирновым (1963). Эти и другие подобные работы по металлогении отдельных крупных районов полностью использованы автором. В отличие от отмеченных исследований в данной работе помимо более детальной описательной части принята несколько иная методика анализа.

В многолетней работе на данную тему автор неизменно пользовался ценными советами и наставлениями В. И. Смирнова и Г. С. Дзоценидзе, которым он выражает самую искреннюю признательность. Трудно переоценить также любезность В. Е. Хаина, взявшего на себя труд подробно ознакомиться с рукописью книги и сделать по ней ряд замечаний, с благодарностью принятых автором.

Часть первая

Основы металлогении

Металлогения является сравнительно молодой отраслью науки о рудных месторождениях, развившейся главным образом в СССР в течение последних 15—20 лет в тесной связи с бурным ростом народного хозяйства нашей страны. Геолог не только должен быть готов к успешному решению стоящих перед ним задач по подготовке сырьевой базы, но и заблаговременно наметить пути к решению задач ближайшего будущего. В этих условиях особое значение приобретает научное прогнозирование в пределах известных рудных районов и потенциально рудоносных площадей, в том числе и закрытого типа.

В настоящее время разработаны и успешно применяются различные геофизические, геохимические, петрологические и другие методы поисков, способствующие выявлению новых месторождений в рудных полях, а иногда и районах. Что же касается более обширных площадей — металлогенических зон и провинций, то их прогнозная оценка, необходимая для планирования поисков полезных ископаемых того или иного типа, требует проведения металлогенического анализа.

Теоретические основы металлогении были разработаны творческим коллективом ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина. Этим коллективом на основании обобщения как предыдущих работ в данной области, так и материалов по истории геологического развития, магматизма и рудоносности складчатых областей Советского Союза были выявлены общие закономерности рудообразования во времени и пространстве и разработана схема металлогенической эволюции геосинклинальных зон (Билибин, 1955; Серпухов, 1955 и др.).

Идеи Ю. А. Билибина, базирующиеся на представлении о связи процесса рудообразования с общим процессом развития земной коры, за короткое время распространились среди геологов Советского Союза; металлогеническими исследованиями были охвачены все крупные регионы в пределах как складчатых областей, так и впоследствии платформ (Шаталов и др., 1964). Эти работы в той или иной степени использованы как при разработке схемы металлогенической эволюции земной коры, так и при описании отдельных рудных провинций. Основные понятия применяются автором данной работы в соответствии со специальным руководством (Обзор геологических понятий ..., 1963) и лишь в отдельных случаях несколько от них отступают.

Металлогения — отрасль науки о полезных ископаемых, изучающая геологические условия нахождения, а также закономерности формирования и размещения в пространстве и времени месторождений полезных ископаемых. В зависимости от генезиса последних различают эндогенную и экзогенную металлогению. Помимо этого иногда говорят об общей или теоретической металлогении, а также о региональной, специальной и, наконец, о минералогении.

Металлогеническим анализом принято называть изучение геотектонических,структурных, литологических, магматических, геохимических и других особенностей конкретных геологических районов, определяющих проявление процессов рудообразования в определенные стадии их развития. На основании результатов такого комплексного изучения выявляются закономерности формирования и размещения полезных ископаемых и производится металлогеническое районирование территории. Это последнее и представляет собой основной прикладной итог региональных металлогенических исследований, поскольку служит базой для выделения рудоносных территорий различных масштабов и типов.

Что касается методов металлогенического анализа, то мы не склонны разделять мнение некоторых исследователей о их самостоятельном значении. В металлогении методы изучения комплексные, принятые обычно при проведении геотектонических, структурных, литологических, петрологических, рудно-геологических, геохимических и геофизических исследованиях. Как конечный результат анализа составляются металлогенические и прогнозно-металлогенические карты в разных масштабах (Шаталов и др., 1964).

Металлогения ставит своей задачей выявление закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре, для чего необходимо знание геологического строения коры. Последнее обусловлено тектоническими движениями, вызывающими деформации горных пород, что представляет предмет изучения геотектоники (Белоусов, 1962). Поэтому основные положения этой науки должны быть использованы в качестве теоретических основ металлогении.

Однако задачи металлогении не могут быть решены на основе только знаний об основных структурах земной коры. Полезные ископаемые представляют собой геологические тела, горные породы, а образование последних обусловлено не только тектоническими движениями, но также химическими и физико-химическими процессами, протекающими в земной коре и верхней мантии. В частности, все разнообразие явлений магматизма и метаморфизма обусловлено не только тектоникой, но и физико-химическими процессами, протекающими на различных глубинах. Эти явления изучает петрология, главные положения которой также необходимо учитывать при металлогеническом анализе.

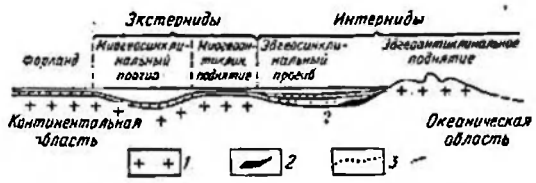
Наконец, задачей металлогении является выявление закономерностей не только размещения, но и формирования полезных ископаемых. Поскольку эти вопросы входят в сферу науки о рудных месторождениях, то знание современного состояния теории образования полезных ископаемых, в данном случае эндогенных, необходимо для геолога, проводящего металлогенические исследования.

Нет необходимости перечислять основные положения названных дисциплин, поскольку они изложены в соответствующих трудах и руководствах. Для обоснования принятых автором принципов металлогенического анализа и разработанной им схемы металлогенической эволюции земной коры необходимо раздельно рассмотреть основные особенности тектоники, магматизма и рудообразования трех главных структур земной коры: геосинклиналей, платформ и областей тектонической активизации.

О классификации геосинклиналей

Главными структурными элементами земной коры, представляющими предмет изучения металлогении, являются геосинклинали, платформы и области тектонической активизации. Представ-

Рис. 1. Схема, обобщающая геологические особенности пары эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь. По *Ж. Обуэну* (1967)



1 — сиалическое основание; *2* — офиолиты; *3* — флиш

ления о геосинклиналях, предложенные более 100 лет назад Д. Голлом и Д. Дана, прошли длительный путь развития и вылились в обоснованную научную теорию, на которой базируется современная геология.

Металлогеническое районирование геосинклиналей может быть основано на следующем их тектоническом членении (Шатский, 1946; Хаин, Шейнманн, 1960): 1) геосинклинальные пояса, занимающие межконтинентальное или окраинно-континентальное положение и развивающиеся в течение одного мегацикла, 2) геосинклинальные области — сегменты поясов, отсеченные крупными поперечными разломами, 3) геосинклинальные системы — части областей (или поясов), расположенные между двумя кратонами (платформами, срединными массивами, океанами), 4) геосинклинальные прогибы и поднятия (интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, по В. В. Белоусову, 1962). Последние в простейшем случае образуют элементарные пары — миогеосинклиналь (внешние зоны, экстериды) и эвгеосинклиналь (внутренние зоны, интериды; Обуэн, 1967). Каждый из элементов состоит из прогиба и поднятия (рис. 1).

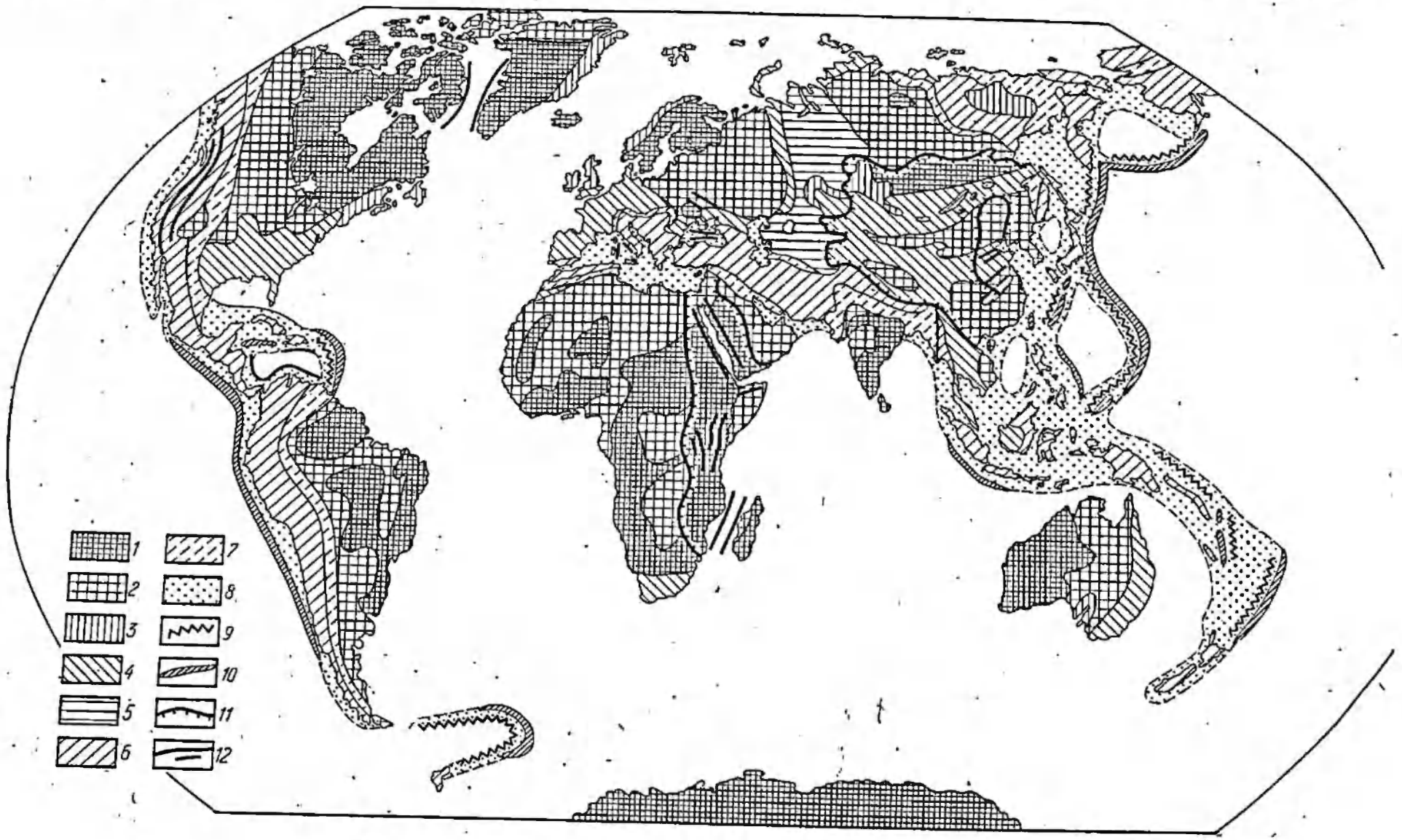
Эти элементы геосинклинальной системы дают представление о стиле ее строения, которое в действительности осложнено сопряжением в пространстве ряда элементарных пар, а также наложением во времени одного геологического цикла на другой. С данным обстоятельством связано возникновение в унаследованных циклах сложных структур, среди которых М. В. Муратов (1949) выделяет геоантиклинали объединенного и остаточного типов. Для первых более удачным следует признать наименование «геоантиклиналь унаследованного типа».

К современным геосинклиналям относятся Индонезийский архипелаг, восточная окраина Азии, Антильско-Карибский, Южно-Сандвичевый и Средиземноморский районы (рис. 2). Островные дуги фиксируют места заложения геосинклиналей, характеризуясь вулканической активностью, гипербазитовыми поясами, глубокофокусными землетрясениями, глубоководными желобами и аномалиями силы тяжести (Хесс, 1957; Устиев, 1959; Васильковский, 1960; Хаин, 1964 г).

Важным критерием для членения геосинклиналей служат осадочные формации — естественные комплексы горных пород, отдельные разновидности которых парагенетически связаны друг с другом и образуют естественные сообщества, возникшие в результате одного естественноисторического процесса (Рухин, 1953; Шатский, 1954). В связи с этим главные стадии развития геосинклиналей характеризуются определенными группами осадочных формаций. Основным критерием выделения последних следует считать повторяемость осадочных пород в сходных геологических условиях вне зависимости от времени и места их образования. Отмеченный принцип сохраняется при выделении магматических и рудных формаций, что позволяет использовать при металлогеническом анализе формационный метод исследования.

В историческом процессе развития земной коры устанавливается периодичность, на основе чего выделяются геологические циклы и мегациклы. В каждом цикле различаются две стадии — геосинклинальная и орогенная, причем вто-

Рис. 2. Тектоническая карта мира (составлена с использованием материалов В. В. Белоусова, 1962; В. Е. Хаина и Ю. М. Шейнманна, 1960; В. Е. Хаина, 1964 и др.).



1 — древние щиты; *2* — древние платформы; *3—10* — геосинклинальные области; *3* — каледонские, *4* — герцинские, *5* — эпигерцинские впадины, *6* — альпийские, *7* — альпийские краевые прогибы, *8* — современные геосинклинали, *9* — островные дуги, *10* — глубоководные желоба; *11* — граница областей тектонической активизации; *12* — некоторые авлакогены и террогеосинклинали

рую можно подразделить на ранне- и позднеорогенную стадии.

Эволюция геосинклинальных поясов охватывает несколько последовательно сменяющих друг друга циклов, объединяющихся в мегациклы, представляющие собой эры истории Земли. В конце каждого мегацикла происходит региональная перестройка всего структурного плана земной коры, расчленение платформ и заложение новых геосинклиналей. Аналогичное явление, но в меньшем масштабе отмечается и в конце каждого геологического цикла.

В настоящее время отсутствует общепринятая классификация геосинклиналей, применимая для целей металлогенического анализа. Опыты в данном направлении предпринимались неоднократно (Радкевич, 1959; В. Смирнов, 1962; Твалчрелидзе, 1966; Семенов и др., 1967), однако они не во всех случаях соответствуют данным по тектонике и магматизму геосинклиналей.

Наиболее существенной в данном вопросе является характеристика контрастных структур, выделенных еще Г. Штилле (1964 $_2$) в составе ортогеосинклипальных поясов — миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей. Первые являются амагматичными и вследствие этого малоперспективными на эндогенные месторождения, а вторые — плиомагматичными, включающими основные массы магматических пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

Такое содержание главных элементов первичных геосинклиналей было принято М. Кэем (1955) в его подробной классификации. Между тем в последующих попытках, предпринятых в данном направлении, первоначальное содержание, вложенное Г. Штилле в отмеченные термины, было нарушено. Так, Е. А. Радкевич (1959) к миогеосинклиналям отнесла зоны с обильным гранитоидным магматизмом, т. е. типичные эвгеосинклинали. Е. А. Радкевич внутреннюю зону выделенного С. С. Смирновым (1946) Тихоокеанского рудного пояса считает эвгеосинклинальной, а внешнюю — миогеосинклинальной. По нашему мнению, обе эти зоны, характеризующиеся обильным магматизмом, следует относить к эвгеосинклиналям, но различать их по характеру магматизма. Несколько отличное от Г. Штилле и М. Кэя толкование термина «миогеосинклиналь» приводят в своей работе А. А. Богданов и др. (1963).

Исследование миогеосинклинальных зон альпийской Европы, предпринятое Л. П. Зоненшайном (1969), привело его к выводу о большем сходстве развитых в их пределах формаций с платформоидными, чем с геосинклинальными. Вместе с тем, по его наблюдениям в Центральной Азии структуры, относимые ранее к категории миогеосинклиналей, резко отличаются от европейских как положением их во внутренних частях геосинклинальных систем, так и наличием магматических пород и набора типично геосинклинальных осадочных формаций. Л. П. Зоненшайн делает вполне справедливый вывод о принадлежности этих последних к эвгеосинклиналям и целесообразности в связи с этим расчленения последних на два типа: вулканогенный и терригенный. Эти типы по существу соответствуют «эвгеосинклиналям» и «миогеосинклиналям» Е. А. Радкевич, или ее «фемическим» и «сиалическим» областям.

Дальнейшее изучение составных частей эвгеосинклинальных зон приводит к необходимости выделения еще одной их разновидности. Г. С. Дзоценидзе (1948) на примере изучения вулканизма южного склона Большого Кавказа выделил вулканогенную и сланцевую геосинклинали, различающиеся особенностями развитых в них магматических пород и выполняющих их осадочных формаций. Зоны этого типа, как это будет показано ниже, находят выражение не только на Кавказе, но также в Альпах и Центральной Европе.

Предлагаемый опыт металлогенического анализа Средиземноморского пояса основан на следую-

щей классификации главных составных частей геосинклинальных систем.

1. Миогеосинклинали, экстериды, или внешние зоны геосинклинальных систем. Обычно эти зоны имеют асимметричное строение: внешней частью они наложены на платформенное основание, вследствие чего их осадочное выполнение здесь менее мощное, а складчатость менее интенсивна, чем во внутренней части, относящейся к собственно ортогеосинклинальной области. В связи с этим в миогеосинклиналях могут быть выделены зоны относительных поднятий и погружений.

2. Эвгеосинклинали, интериды, или внутренние зоны геосинклинальных систем, в свою очередь, подразделяются на три типа:

а) вулканогенный, представляющий собой внутренний прогиб, в отдельных случаях, возможно, заложенный на океанической коре, в других — на глубоко погруженном сиалическом основании, в третьих — на поднятиях сиалического фундамента. В соответствии с этим мы имеем дело с офиолитовыми поясами, относительными прогибами и поднятиями вулканогенных геосинклиналей. Геосинклинали выполнены вулканогенно-осадочными породами спилит-кератофировой формации (Ю. Кузнецов, 1964), испытавшими региональный зеленокаменный метаморфизм, обусловленный геотермическим градиентом (Хорева, 1966; Miyashiro, 1961). Все магматические проявления, представленные здесь эффузивными и интрузивными образованиями, генетически связаны с подкоровой, основной магмой;

б) терригенный, сложенный в прогибах преимущественно терригенными породами песчано-сланцевой формации большой мощности, а в поднятиях — карбонатными и отчасти вулканогенными породами. Интенсивно проявлен синорогенный гранитоидный магматизм, генетически связанный с коровой, кислой магмой. Геосинклинальный прогиб заложен на сиалическом основании, служащем, по-видимому, резервуаром обильного син- и посторогенного гранитоидного магматизма. В орогенную стадию прогиб трансформируется в центральное поднятие, вмещающее батолитовые массивы нормальных калиевых гранитов. Метаморфизм весьма интенсивен, развивается в зонах глубинных разломов и сопровождается мигматизацией и гранитизацией (ультраметаморфизм);

в) сланцевый, сложенный в прогибах песчано-сланцевыми и отчасти вулканогенными толщами формации блестящих сланцев, менее мощными в зонах поднятий. Складчатость и региональный метаморфизм весьма интенсивны. В прогибах развиты изверженные породы базальтоидного происхождения габбро-диабазовой формации, а в поднятиях — производные палингенной гранитоидной магмы. Сиалический фундамент, по-видимому, раздроблен и погружен на различную глубину, обеспечивая дифференциацию ложа геосинклинали.

Суммарная характеристика мио- и эвгеосинклинальных зон приведена в табл. 1, построенной в соответствии с данными Л. П. Зоненшайна (1969), дополненными в отношении сланцевого типа эвгеосинклиналей.

Несколько более подробного рассмотрения заслуживают офиолитовые пояса, обычно включаемые в состав эвгеосинклинальных зон, но иногда выходящие за их пределы и косо срезающие различные сектора геосинклинальных систем. Офиолиты подробно были изучены около г. Анкары американским геологом Э. Бейли, назвавшим их «анкарской смесью» («Ankara melange») и связавшим их происхождение с тектоникой. А. Гансер (Gansser, 1959) обследовал офиолиты во всем Альпийском поясе Азии вплоть до Гималаев и, подчеркнув пестрый состав слагающих их пород, назвал эти образования «пестрой смесью» («coloured melange»). В настоящее время принято, заимствовав из обоих наименований слово «melange» (смесь), называть офиолитовые

Таблица 1

Сравнительная характеристика основных составных частей геосинклинальных систем

Миогеосинклинали	Эвгеосинклинали		
	вулканогенные	терригенные	сланцевые
Расположены во внешних частях геосинклинальных систем	Расположены во внутренних частях геосинклинальных систем	Расположены во внутренних частях геосинклинальных систем	Расположены на границе внутренних и внешних частей геосинклинальных систем
Магматические проявления отсутствуют	Начальный вулканизм интенсивен; синорогенный магматизм выражен небольшими массивами базальтоидных гранитоидов	Начальный вулканизм слабый; синорогенный магматизм представлен батолитами калиевых гранитов палингенной магмы	Начальный вулканизм отчетливо выражен; синорогенный магматизм представлен в зонах поднятий массивами гранитов смешанного происхождения
Метаморфизм отсутствует	Метаморфизм отчетливый, обусловлен геотермическим градиентом	Метаморфизм весьма интенсивный, развиты гранитизация и мигматизация	Метаморфизм умеренный, проявлен рассланцеванием пород
Развиты формации платформенного типа	Геосинклинальные вулканогенно-осадочные формации	В прогибах мощные терригенные, на поднятиях— карбонатные и отчасти вулканогенные формации умеренной мощности	Мощные песчано-глинистые формации, местами чередующиеся с вулканогенными основного состава
Интенсивность складчатости убывает в направлении к платформе; соответствует наиболее молодым движениям в системе	Складчатость интенсивна и равномерна; соответствует наиболее ранним движениям в системе	Складчатость распространяется от периферии к центру; интенсивна и длительна	Складчатость интенсивна, несколько затухает к периферии
Заложены на платформенном основании	Заложены, по-видимому, на океанической коре	Заложены на сиалическом фундаменте	Заложены на сиалическом фундаменте, нарушенном глубинными разломами
Эндогенная металлогения слабо выражена (низкотемпературные и телетермальные свинцово-цинковые и сурьмяно-ртутные месторождения)	Эндогенная металлогения выражена отчетливо формациями геосинклинальной и раннеорогенной стадий (колчеданные и скарново-магнетитовые месторождения)	Эндогенная металлогения выражена формациями ранне-и позднеорогенной стадий (редкометальные, полиметаллические, радиоактивных металлов и др. месторождения)	Эндогенная металлогения выражена преимущественно формациями геосинклинальной стадии (колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения)

зоны просто «меланж». А. Гансер, так же как французские геологи, приписывает этим образованиям осадочное происхождение.

В. Е. Хаин (1968[1]), отмечая хаотическое расположение пород в составе меланжа, наличие относительных перемещений отдельных глыб, обилие зеркал скольжения в серпентинитах, будирование, тектонические контакты с породами различного возраста, считает, что эти породы не могут рассматриваться в качестве стратиграфической еди-

ницы. Очевидно они представляют собой тектонит, связанный с глубинными разломами. Но первично меланж, по его мнению, накапливался в глубоководных прогибах, ограниченных разломами, создавшими крупные скарпы.

А. В. Пейве (1969), основываясь на собственных наблюдениях меланжа в Динаридах, Малом Кавказе, Турции и Иране, а также на данных А. Л. Книппера (1969) и В. Г. Казьмина (1966), устанавливающих более древний возраст отмеченных образований по сравнению с сопредельными породами, построил сводный разрез отложений меланжа, выдержанный от Динарид до Гималаев. В его основании расположены перидотиты с дунитами и хромитами, далее — серпентинизированные гипербазиты с меньшим количеством хромитов, выше следуют габброиды, на которых покоится формация диабазов и спилитов, сменяющаяся порфиритами и яшмами. Разрез венчается пестрыми радиоляритами, туфогенными сланцами и известняками. Гипербазиты и габброиды являются несравненно более древними, чем осадочные члены серии, в которых фаунистически определены отложения триаса, юры и мела, а их ассоциация определяется принадлежностью к единым разрезу и тектонической структуре.

Разрез меланжа, по мнению А. В. Пейве, соответствует океанической коре, на которой покоилась центральная часть Тетиса. В связи с меловой перестройкой структурного плана планеты под влиянием движения платформ Гондваны к северу произошло перетекание мантийного материала, океанической коры и ее осадочного чехла в северном направлении. В результате дисгармоничного сжатия и образования меланж, представляющий собой материал океанической коры, тектонически перемешанный с экзотическими глыбами сиалической коры и пластинами, заимствованными из верхней мантии. Последующая альпийская тектоника обусловила протрузии меланжа, вытекающего по глубинным разломам.

Не должно вызывать сомнения участие в составе меланжа верхней мантии и глубоководных осадков океанического типа (радиоляриты). Столь же бесспорной является крайне интенсивная тектоническая переработка всех компонентов этих сложных образований. Трудно отрицать и наличие здесь вулканических, субвулканических и интрузивных образований, длительное время формировавшихся в пределах узких зон, обладавших повышенной подвижностью. Очевидно эти зоны первоначально формировались в условиях, близких современным глубоководным желобам.

3. К следующей категории структур относятся устойчивые геоантиклинали, возникшие в качестве зон поднятия в предыдущих геологических циклах. Они не вписываются в структуры, которые относятся к мио- и эвгеосинклиналям, а противопоставляются им. Одновременно зоны унаследованных геоантиклиналей (объединенного типа) сходны по проявлениям магматизма и металлогении с терригенными эвгеосинклиналями. В их пределах широко развиты разновозрастные массивы гранитов, сопровождаемые характерным для них комплексом рудных месторождений. Те и другие наравне с общим сходством с терригенными геосинклиналями обладают и рядом специфических особенностей.

Что касается геоантиклиналей остаточного типа, то для них характерны своеобразные магматизм (умереннокислые гранитоиды) и металлогения (медно-порфировые месторождения). Эти особенности, по нашему мнению, обусловлены длительным квазиплатформенным состоянием, предшествовавшим повторному геосинклинальному погружению, а также различным генезисом начального и последующего магматизма.

Приведенные главные структуры геосинклинальных систем подразделяются на две главные группы — геосинклинали базальтоид-

Геосинклинали базальтоидного типа

Эвгеосинклинали
вулканогенного типа
офиолитовые пояса
прогибы
поднятия
сланцевого типа
прогибы
Геоантиклинали остаточного типа
(1 фаза магматизма)

Геосинклинали гранитоидного типа

Эвгеосинклинали
терригенного типа
прогибы
поднятия
сланцевого типа
поднятия
Геоантиклинали унаследованного типа
остаточного типа
(2 фаза магматизма)

ного типа и геосинклинали гранитоидного типа (Твалчрелидзе, 1967[1]).

Эти две категории структур отражают все названные здесь составные части геосинклиналей и обеспечивают выражение в пределах рудных провинций контрастной металлогенической зональности.

4. Вне непосредственной связи с рассмотренными структурными элементами в составе геосинклинальных систем должны быть рассмотрены срединные массивы. Природа этих стабильных элементов, захваченных геосинклинальным развитием, отдельными исследователями расшифровывается различно. Одни (В. Е. Хаин) относят их к стабильным частям геосинклиналей и рассматривают как центры консолидации; другие (А. Л. Яншин) считают обломками областей более древней консолидации; третьи (А. В. Пейве) рассматривают срединные массивы как глыбы континентальной коры, надвинутые на океаническую кору. До сих пор эти воззрения, а также особенности магматизма и металлогении срединных массивов остаются слабо изученными.

К срединным массивам следует, очевидно, относить реликты древних платформ или зон более ранней консолидации, которые остаются пассивными в общем процессе геосинклинального развития. Магматические и металлогенические процессы, проявляющиеся в срединных массивах, генетически связаны с развитием сопредельных геосинклиналей, но выражены здесь качественно отлично. В отличие от магматизма, развитого в сопредельных геосинклинальных зонах, магматизм срединных массивов обладает повышенной щелочностью (Дзоценидзе, 1948; Штилле, 1964[3]; Яншин, 1965), что объясняется ассимиляцией сиалического фундамента геосинклинальной основной магмой.

Срединные массивы отчетливо оконтуриваются на площадях, где они сохраняют приподнятое положение и фиксируются обнажениями на поверхности древних кристаллических пород. Одновременно в погружениях, где они перекрыты чехлом молодых осадков, а часто и молассами межгорных впадин, срединные массивы картируются с известной долей условности. Наименее достоверным является отнесение к срединным массивам современных морских бассейнов, особенно глубоководных (В. И. Славин).

В общем случае геосинклинальное развитие следует в направлении: вулканогенная (или сланцевая) эвгеосинклиналь — терригенная эвгеосинклиналь — геоантиклиналь унаследованного типа — миогеосинклиналь — молодая платформа. При возвратно-поступательном направлении развития, проявленном регенерацией геосинклинального режима в пределах молодой платформы, возникают геоантиклинали остаточного типа и вулканогенные эвгеоантиклинали.

Таким образом, по нашему мнению, отмеченные структурные эле-

менты геосинклинальных систем относятся к историческим категориям — они сменяют друг друга от цикла к циклу. Однако существует и иное мнение; М. И. Иицикасон (1964), рассматривая магматизм и металлогению внешней и внутренней зон Тихоокеанского пояса, которые по принятой нами классификации должны быть отнесены соответственно к терригенной и вулканогенной эвгеосинклиналям, считает их принадлежащими к исходно различным типам структур земной коры, не образующих взаимопереходов. Вопрос этот заслуживает дальнейшего изучения на фактическом материале по тектонике и магматизму разнотипных складчатых областей.

Схема металлогенической эволюции геосинклиналей

В Советском Союзе первые крупные металлогенические обобщения были сделаны Ю. А. Билибиным. Коллективом ВСЕГЕИ под его руководством была проведена громадная работа по анализу эндогенной минерализации на территории Советского Союза. Эта работа была и положена в основу металлогенической схемы Ю. А. Билибина (1955), построенной на представлении о закономерной связи рудообразования с процессом развития геосинклиналей. Схема Ю. А. Билибина вскрывает эволюцию формирования геологических структур, магматизма и рудообразования на всем протяжении времени от заложения геосинклинали до ее консолидации и преобразования в платформу. Эта схема сыграла крупную роль в развитии региональной и теоретической металлогении в Советском Союзе и за его пределами. Однако новый фактический материал по металлогении различных регионов нарастал столь стремительно, что жесткая схема Ю. А. Билибина вскоре стала для него тесной и потребовалась творческая доработка главным образом двух вопросов: 1) Ю. А. Билибин рассматривал металлогеническую эволюцию в рамках одного геологического цикла, тогда как процесс формирования геосинклиналей полициклический; 2) свою схему он разрабатывал путем синтеза материала по металлогении разнотипных рудных провинций, при этом все разнообразие эндогенной минерализации сводил к пятиэтапному членению процесса развития геосинклинали, тогда как в природе мы имеем дело с различными направлениями развития различного типа геосинклиналей. Именно с двумя отмеченными вопросами и связаны замечания в адрес Ю. А. Билибина и его схемы (В. Смирнов, 1954; Твалчрелидзе, 1961 и др.).

За рубежом долгое время пользовалась популярностью классификационная схема Г. Шнейдерхёна (1957), оказавшая влияние на развитие металлогенических работ. Но ряд недостатков (положения о продуктивности только герцинской эпохи рудообразования, о стандартности металлогении различных провинций, о широком развитии регенерированных месторождений и др.) не позволяют широко использовать эту схему.

Большое влияние на развитие металлогенических исследований в СССР оказали работы К. И. Сатпаева (1958 и др.), Х. М. Абдуллаева (1959), В. И. Смирнова (1962, 1963), А. И. Семенова и др. (1967), Е. А. Радкевич (1959), Е. Т. Шаталова и др. (1964), Я. Н. Белевцева (1965), Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко (1965) и многих других исследователей.

Непосредственным прикладным результатом металлогенического анализа служит металлогеническое районирование. В его основу должен быть положен тектонический принцип, соответствующий изложенным выше представлениям о характере структур геосинклиналей. Нами выделяются следующие металлогенические единицы: металло-

генический пояс, соответствующий геосинклинальному поясу; металлогеническая область, соответствующая геосинклинальной области; металлогеническая провинция, соответствующая геосинклинальной системе; металлогеническая зона, в состав которой могут входить как отдельные изопические (первичные) зоны геосинклиналей (поднятия, погружения эвгеосинклиналей, различные типы геоантиклиналей), так и собственно структурные зоны, сформированные в орогенные стадии развития геосинклинальных систем (наложенные прогибы, пояса глубинных разломов и др.). Рудные пояса, районы и узлы выделяются в составе металлогенических зон (иногда они наложены на определенные зоны) и представляют собой участки, объединяющие сближенные, обычно однотипные группы месторождений. Они разделяются безрудными площадями. Более мелкое подразделение рудоносных площадей не входит в задачу металлогенического анализа, хотя результаты подобных исследований всегда учитываются.

Металлогеническая эпоха охватывает время, соответствующее геологическому циклу в применении к процессам образования полезных ископаемых. Время металлогенических эпох варьирует в пределах 150—200 млн. лет. Каждая эпоха в общем случае подразделяется на три стадии: геосинклинальную (раннюю, доскладчатую), раннеорогенную (среднюю, складчатую), позднеорогенную (позднюю, постскладчатую). Эти стадии соответствуют стадиям тектоническим, причем орогенная разделена на две части, первая из которых знаменует общее поднятие и консолидацию геосинклинали, часто сопровождающееся внедрением интрузивных пород, а вторая — стадию развития складчатого пояса до преобразования его в молодую платформу.

Рудные формации — группы месторождений и рудопроявлений, обладающие сходными вещественным составом и часто генетическим типом. Они выделяются по принципу повторяемости сходных месторождений различных металлогенических эпох и рудных провинций. В общем случае рудные формации объединяют месторождения, образованные в одни и те же стадии разных металлогенических эпох.

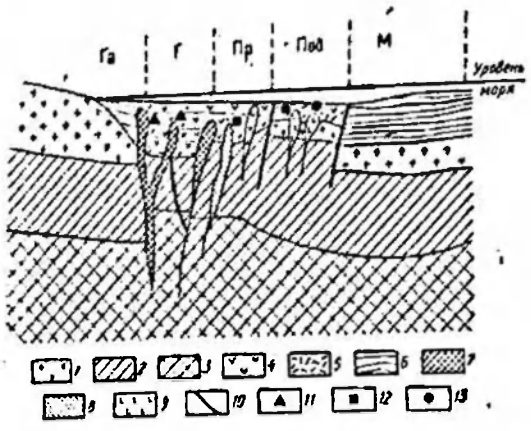
Предлагаемая металлогеническая схема развития геосинклиналей несколько отлична от прежних опытов в этом направлении (Твалчрелидзе, 1962, 1966), поскольку основывается на доработанной тектонической классификации геосинклиналей. Характеристика металлогенических особенностей проводится по стадиям металлогенических эпох.

Месторождения геосинклинальной стадии

В геосинклинальную стадию металлогенических эпох эндогенная минерализация проявляется в базальтоидных геосинклиналях (рис. 3). Месторождения этой стадии в геосинклинальных прогибах ассоциируются с производными гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой магматических формаций.

Металлогенически эти группы формаций отличны. Для первой характерны магматические месторождения хромита (часто с осмием и иридием), гидротермальные хризотил-асбеста, талька, гипергенные силикатных никелевых руд и экзогенные магнезита. Для второй — магматические месторождения хромита и платины, связанные с дунитами, и титаномагнетита, связанные с габбро, пироксенитами и горнблендитами (Ю. Кузнецов, 1964). К характерным рудообразованиям отмеченных формаций относятся магматические месторождения различных полезных ископаемых, генетически связанных с ультраосновными и основными изверженными породами. Среди этих месторожде-

Рис. 3. Схема расположения основных составных частей геосинклинальной системы в геосинклинальную стадию развития.



1—3 — слоя земной коры: *1* — гранитный, *2* — базальтовый, *3* — верхняя мантия; *4—9* — магматические и осадочные формации: *4* — спилито-диабазовая, *5* — кварц-кератофировая, *6* — песчаносланцевая, *7* — гипербазитовая, *8* — габбро-пироксенит-дунитовая, *9* — габбро-плагиогранитовая; *10* — глубинные разломы; *11—13* — рудные формации геосинклинальной стадии: *11* — магматическая хромитовая, *12* — магматическая хромито-платиновая, *13* — колчеданная

Га — геосинклинальная рама (платформа, плита, геоантиклиналь); базальтоидные геосинклинали: Г — гипербазитовый пояс глубинных разломов, Пр — относительное погружение, Под — относительное поднятие; гранитоидные геосинклинали: М — геосинклинальное погружение

ний различаются собственно магматический (сегрегационный), позднемагматический (гистеромагматический) и ликвационный типы. Последний редко встречается в геосинклинальных условиях, характеризуя в большей степени месторождения платформ.

Хромиты и металлы платиновой группы связаны преимущественно с ультраосновными магнийсодержащими породами, а титаномагнетитовые и сульфидные месторождения — с основными. Эти месторождения, закономерно присутствующие в областях развития пород гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формации, следует отнести к специфической рудной формации, в которой можно выделить две субформации — хромитовую с платиной (главным образом, осмистый иридий) и титаномагнетитовую с платиной и медно-никелевым оруденением. Первая рудная субформация практически является составной частью гипербазитовой магматической формации, а вторая — габбро-пироксенит-дунитовой. Их возникновение характеризует ранние стадии развития глубинных разломов, достигающих своими корнями верхней мантии.

Второй не менее существенный вопрос в металлогении базальтоидных геосинклиналей относится к расчленению по магматическим и рудным формациям прогибов и поднятий. Ю. А. Кузнецов (1964) вполне обоснованно спилито-кератофировую группу подразделяет на два формационных типа: спилито-диабазовый и кварц-кератофировый. Спилито-диабазовая формация обычно характеризует мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, заполняющих прогибы. Кислые члены здесь либо редки, либо отсутствуют. С этими непрерывными толщами отложений ассоциируются незначительные скопления серноколчеданных, железных и марганцовых руд вулканогенно-осадочного типа. Такого рода образования представлены во всех эвгеосинклинальных поясах (Дзоценидзе, 1960; Ю. Кузнецов, 1964; Твалчрелидзе, 1964, 1966 и др.

Кварц-кератофировая формация приобретает развитие в структурах по крайней мере двух типов. Во-первых, как это устанавливается для Урала (Иванов, 1964), подобные образования выражены в локальных поднятиях, представляющих собой древние вулканические постройки; они приурочены к крыльям прогибов, где вулканогенные отложения обладают меньшими мощностями, чем в осевых частях погружений. Во-вторых, как это имеет место на Малом Кавказе, Рудном Алтае и в других провинциях, они широко распространены в эвгеосинклинальных прогибах, развивающихся на древнем складчатом основании и перерастающих после консолидации в антиклинорные зоны. Именно для подобного типа структур характерно обильное и разнообразное эндогенное оруденение, генетически связанное с кислыми дифференциатами базальтоидного эффузивного вулканизма.

В структурах данного типа к ме-

сторождениям, связанным с вулканизмом, в первую очередь относится весьма существенная в практическом отношении колчеданная рудная формация. Она объединяет обширную группу эндогенных месторождений, сложенных преимущественно массивными пиритными рудами (до 85—90%), содержащими часто значительное количество халькопирита (2—14% меди). Месторождения залегают в вулканогенно-осадочных породах кварц-кератофировой формации либо в непосредственной от них близости в сланцах. Рудные тела морфологически представлены пластообразными, согласными или секущими залежами или штоками. Редко встречаются также жилы. Околорудные изменения вмещающих пород выражены альбитизацией, хлоритизацией, серицитизацией и окварцеванием. В непосредственном контакте рудных тел развиты гидротермальные серицитолиты и вторичные кварциты. Эти месторождения часто сопровождаются залегающими в аналогичных условиях и образованными, по-видимому, в результате одного процесса барит-полиметаллическими, гематитовыми и гематит-пиролюзитовыми месторождениями небольшого масштаба.

В. И. Смирнов (1964, 1968 и др.), учитывая асимметричность гидротермальных изменений в висячем и лежачем зальбандах рудных тел, их морфологию, соотношение с субэффузивными дайками, стадийность оруденения и другие факты, относит колчеданную минерализацию к эксгаляционно-осадочному типу. Аналогичных представлений придерживаются многие советские (Н. С. Скрипченко, В. Н. Котляр, Г. С. Дзоценидзе, В. С. Домарев, И. В. Дербиков и др.) и иностранные (Х. Офтедаль, Д. Виллиамс, Г. Борхерт, Г. П. Гейс и др.) исследователи.

В последнее время большое внимание привлек новый тип медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, развитых в сланцевых юрских толщах Большого Кавказа. Геологическая позиция оруденения сходна с колчеданными месторождениями Европы Мегген и Раммельсберг, отнесенными Г. Шнейдерхёном (1958) к эксгаляционно-осадочному типу. Вероятно, и на Кавказе мы имеем дело с вулканогенными месторождениями (В. Смирнов, 1967). Этот тип по всем данным является весьма продуктивным. Так, в соответствии с последними работами австралийских геологов к нему относятся месторождения Маунт-Айза и Брокен-Хилл.

Месторождения раннеорогенной стадии

В раннеорогенную стадию развития магматические и рудные формации базальтоидных геосинклиналей сходны между собой. В этот период в пределах офиолитовых поясов внедряются массивы плагиогранитов, часто имеющие ленточную форму; в зонах поднятий и прогибов возникают габбро-граносиенитовые и габбро-гранодиоритовые формации. С ними ассоциируются в пространстве и генетически связаны контактово-метасоматические месторождения железа и меди, а также гидротермальные высоко-среднетемпературные месторождения свинца и цинка, кобальта, золота и барита. Для этих рудообразований характерна жильная форма и часто наблюдающаяся вертикальная зональность отложения, выраженная относительно различными содержаниями на разных горизонтах свинца, цинка и меди, а также барита, кальцита и кварца. Эта же зональность иногда проявляется и в плане, где представлена менее отчетливо, чем в районах развития редкометальных гранитов.

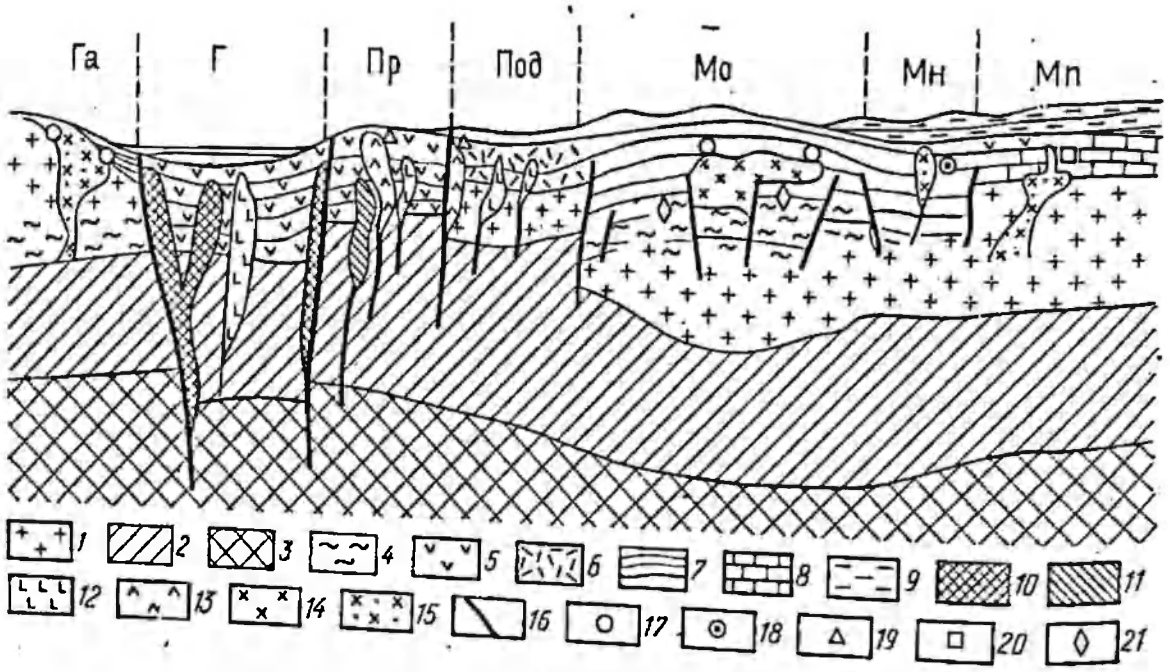
Магматизм и металлогения раннеорогенной стадии в гранитоидных геосинклиналях более сложные, что связано не только с разнообразием их структур, но и с наличием некоторых существенных различий древних и постпротерозойских геосинклиналей (рис. 4).

Гранитизация, как известно (Елисеев, 1959 и др.), представляет собой проявление регионального метаморфизма в условиях складкообразования корневых частей геосинклинальных зон. Этот процесс сопровождался образованием крупных пегматитовых полей, широко развитых именно в зонах ультраметаморфизма. А. Н. Заварицкий (1947, 1953 гг.) первым высказал мысль, что кристаллизация пегматитов происходит не из растворов, а в результате перекристаллизации близких по составу пород. В дальнейшем эту гипотезу развил В. Д. Никитин (1955, 1968) и др.

Если наиболее крупные месторождения пегматитов, залегающие в древних метаморфических комплексах, относятся к данному типу, то пегматитовые жилы, ассоциирующиеся с гранитоидами магматического происхождения, являются типично магматогенными образованиями, находящими свое закономерное положение в общем зональном ряду рудных месторождений данного района.

Для древних щитов характерны также месторождения руд железа, залегающие в своеобразных метаморфических породах, называемых джеспилитами, или итабиритами. Показательно, что месторождения железа и пегматитов обнаруживаются в зонах разных типов. Если вторые характерны для зон гранитизации, то первые обычно

Рис. 4. Схема расположения основных составных частей геосинклинальной системы в раннеорогенную стадию развития



1—3 — слой земной коры: *1* — гранитный, *2* — базальтовый, *3* — верхняя мантия; *4* — гранитизированные породы в зоне ультраметаморфизма; *5—15* — магматические и осадочные формации: *5* — спилито-диабазовая, *6* — кварц-кератофировая, *7* — песчано-[illegible], *8* — карбонатная, *9* — эпиконтинентальная, *10* — гипербазитовая, *11* — габбро-пироксенит-дунитовая, *12* — габбро-плагиогранитоидная, *13* — габбро-граносиенитовая, *14* — батолитовая гранитная, *15* — умеренно кислых гранитов; *16* — глубинные разломы; *17—21* — рудные формации: *17* — высокотемпературная гидротермальная кварц-касситерит-вольфрамитовая, кварц-шеелит-арсенопиритовая и др., *18* — сульфидно-касситеритовая, *19* — скарново-магнетитовая и скарново-медная, *20* — скарново-полиметаллическая, *21* — пегматитовая

Га — геосинклинальная рама (геоантиклиналь, щит, платформа); эвгеосинклинальный пояс: Г — гипербазитовый пояс глубинных разломов, Пр — относительное погружение (эвгеоантиклиналь), Под — относительное поднятие (эвгеоантиклиналь); миогеосинклинальный пояс: Мо — обращенное центральное поднятие, Мн — необращенное поднятие, Мп — относительное поднятие (миогеоантиклиналь)

встречаются среди метаморфизованных вулканогенных образований, свойственных эвгеосинклиналям. В связи с этим не лишено основания предположение, что образование руд генетически связано с метаморфизмом вулканогенно-осадочных толщ. По всем данным они распространены в эвгеосинклинальных зонах, насыщенных продуктами активности основной магмы. Эти породы труднее поддаются расплавлению и перекристаллизации, реже, чем лейкократовые образования, а поэтому в зонах ультраметаморфизма эвгеосинклиналей не наблюдается сплошного развития гранитоидов.

Примерно так представляют себе генезис Криворожского месторождения Я. Н. Белевцев и другие (1962).

Высказанные соображения свидетельствуют о связи с гранитизацией весьма ограниченной группы месторождений, свойственных лишь древним геосинклиналям. Более того, с этими типами не ассоциируются в пространстве месторождения нормального магматического ряда, что и служит доказательством невозможности использования процессов ультраметаморфизма и гранитизации в целях разработки универсальной теории рудообразования.

В раннеорогенную стадию развития гранитоидных геосинклиналей происходит инверсия центральных прогибов, на месте которых возникают крупные поднятия. Этот процесс сопровождается внедрением батолитов гранитоидов.

В связи с батолитами гранитов, в отличие от зон ультраметаморфизма, не обнаруживаются крупные месторождения пегматитов либо железистых кварцитов, а развита группа редкометальных месторождений, в том числе и пегматитовых. Рудообразования обычно располагаются зонально по отношению к выходам изверженных пород. Именно на примерах рудных районов, характеризующихся гранитоидным магматизмом, разработаны гипотезы горизонтальной и вертикальной зональности рудных тел. Вероятно, критика представлений В. Эммонса (1937), базирующаяся на примерах рудных районов иных типов, не всегда основательна. Выявленные этим исследователем закономерности с дополнениями С. С. Смирнова (1937) верно отражают особенности в расположении рудных тел по отношению к выходам интрузивных пород, с которыми они генетически связаны. Одновременно эти представления оказываются бессильными при попытках установления закономерностей размещения месторождений по отношению к малым интрузиям или субвулканическим породам.

Батолиты гранитоидов образуются не в одну, а в несколько фаз, большей частью в две крупные фазы. Первые фазы магматической деятельности знаменуются формированием умеренно кислых гранитоидов, а последующие — кислых и ультракислых гранитоидов, обладающих повышенным содержанием калия, представляющего собой продукт процесса микроклинизации.

Для Тихоокеанского пояса В. И. Смирнов (1963) устанавливает обратные соотношения между фазами. С первыми внедрениями связываются небольшого масштаба контактово-метасоматические (скарновые) месторождения магнетита, а поздние фазы являются продуктивными па магматогенные пегматитовые, грейзеновые и турмалиновые месторождения кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой фаций. Они сопровождаются типичными процессами метасоматического изменения: грейзенизацией, окварцеванием, турмалинизацией и серицитизацией. Именно к этим пегматитовым месторождениям применима гипотеза А. Е. Ферсмана (1940) и его последователей. Горизонтальная зональность расположения отдельных месторождений проявлена приуроченностью редкометальных пегматитов к самому телу батолита, кварц-касситеритовых жил и оловорудных грейзенов — к зонам эндоконтакта, вольфрамитовых жил — к зонам экзоконтакта; еще далее располагаются золоторудные и не-

которые сульфидные жилы. Зональность, как правило, эксцентрична и выражена сгущением месторождений в пределах пологих контактов интрузива (В. Смирнов, 1954). Примеры рудных проявлений отмеченного типа достаточно многочисленны: Восточное Забайкалье, Калбинская зона Алтая, Восточный Казахстан и др.

В качестве детали магматизма и металлогении раннеорогенной стадии развития гранитоидных геосинклиналей следует выделить зоны, не испытавшие обращения геотектонического режима, прошедшие путь унаследованного развития. В таких провинциях не возникает абиссальных батолитов гранитов, для них характерна формация гипабиссальных гранитов, сопровождающаяся парагенетически с ними связанными месторождениями сульфидно-касситеритовой формации. Такого рода рудные районы распространены в Сихотэ-Алине, Боливии и ряде других мест.

В пределах зон поднятий главная складчатость сопровождается внедрением небольших массивов гранитоидов пестрого состава, с которыми связана существенно полиметаллическая минерализация. В зонах контакта изверженных пород с известняками развиваются крупные скарновые полиметаллические месторождения или метасоматические залежи типа «манто». Такого рода рудообразования часто наблюдаются в Карамазаре (Средняя Азия) или Приморье (Тетюхинский район). В эффузивно-осадочных толщах образуются пластообразные и жильные полиметаллические месторождения (Приаргунская зона Восточного Забайкалья).

Металлогения раннеорогенной стадии качественно различно проявляется в геоантиклиналях унаследованного и остаточного типов.

В первых на фоне слабо проявленной минерализации пегматитовых жил приобретает широкое развитие гидротермальное оруденение. Здесь в отличие от центральных прогибов терригенных геосинклиналей олово встречается в качестве акцессорного металла, а первое место занимают мышьяк в виде арсенопирита, вольфрам в виде шеелита, молибден и отчасти золото. Месторождения представлены штокверками, кварцевыми жилами и зонами вкрапленных руд. Встречаются также скарновые шеелит-молибденитовые месторождения.

В геоантиклиналях остаточного типа магматизм и металлогения проявляются в раннеорогенную стадию геологического цикла, завершающего их геосинклинальное развитие. В это время внедряются крупные массивы гранитоидов умеренно кислого состава. В формировании последних четко различаются две самостоятельные фазы: монцонитовая (сиенитовая) и фаза порфировидных гранитоидов. Они оторваны во времени, сопровождаются самостоятельными дайковыми сериями и месторождениями. С первой фазой внедрения связано образование контактово-метасоматических месторождений магнетита, локализующихся в зонах экзоконтакта во вмещающих карбонатных или вулканогенных породах.

Вторая фаза внедрения завершается формированием штоков порфировидных, реже равномернозернистых гранодиоритов и гранитов, с которыми связаны мощные зоны роговиков и вторичных кварцитов, иногда обогащенных высокоглиноземистыми и титановыми минералами (андалузит, рутил) и содержащими вкрапленное молибденовое и вольфрамовое оруденение. В зонах эндо- и экзоконтакта гранодиоритов размещаются штокверковые и жильные медно-молибденовые месторождения, иногда достигающие весьма значительных масштабов. Часто оруденение контролируется крупными, долгоживущими разломами и дайками изверженных пород. В связи с этим в данном случае устанавливается не столь непосредственная связь рудной минерализации с гранитоидами, как это имело место в геоантиклиналях унаследованного типа.

На расстоянии от 1 до 3 *км* от контакта интрузивов в обособлен-

ных зонах смятия и трещинных структурах, среди вмещающих осадочных образований или изверженных пород первой фазы внедрения различаются вкрапленные и главным образом мелкие жильные полиметаллические месторождения. Иногда промежуточное положение в этом зональном ряду занимают небольшие кварц-вольфрамовые жилы. Вольфрам в них присутствует в виде гюбнерита. Металлогенические зоны этого типа встречаются на Малом Кавказе, Балканах, в Средней Азии, Североамериканских Кордильерах и Андах.

Месторождения позднеорогенной стадии

Позднеорогенная стадия развития геосинклиналей до последнего времени остается изученной слабее, чем геосинклинальная и раннеорогенная. Данное обстоятельство обусловлено отсутствием четко выраженной связи их с магматизмом, что служит поводом для полемики о генетических особенностях многих распространенных формаций гидротермальных месторождений (свинцово-цинковые в карбонатных породах, медистые песчаники, сурьмяно-ртутные и др.).

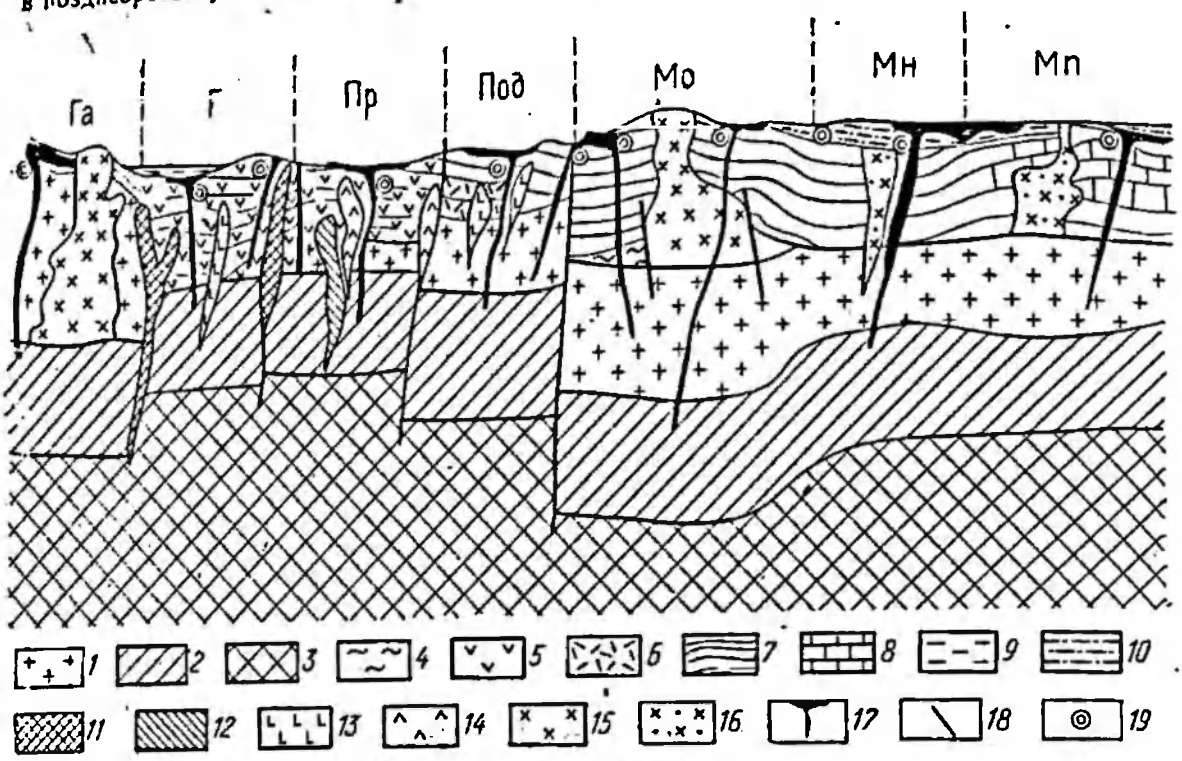
Оруденение позднеорогенной стадии охватывает обширную группу гидротермальных месторождений цветных, редких и радиоактивных металлов, причем последние образуют именно в эту стадию подавляющее большинство концентраций.

После замыкания отдельных геосинклиналей и образования складчатого сооружения, его развитие протекает в условиях прогрессирующего воздымания, сопровождающегося расколами жесткой коры, вдоль которых в верхние структурные этажи проникают малые трещинные интрузии и лавы, создающие мощные наземные покровы, которыми завершается развитие геосинклиналей в течение цикла. Эти магматические проявления характеризуют не отдельные элементы геосинклиналей, индивидуализированные при зарождении системы, а те структурные формы, которые были созданы после главной складчатости. К таким структурам первого порядка относятся складчатые сооружения, состоящие из антиклинориев и синклинориев различных порядков, краевые (передовые) и межгорные прогибы, наложенные впадины, разломы различного масштаба и характера (рис. 5).

Магматизм прогибов и складчатых зон различен, чем обусловлено и отличие их металлогении. Если в пределах складчатых зон можно выделить их исходные структуры и в известной степени проследить эволюцию металлогении от раннеорогенной стадии к позднеорогенной, то наложенные прогибы отличаются своеобразным характером металлогении, иногда сходной с платформенной. В изменении состава исходной магмы малых интрузий наблюдается две тенденции (Билибин, 1955): повышение основности от гранитов до диабазов и повышение щелочности от гранитов до сиенитов и нефелиновых сиенитов. Первое направление эволюции более типично для гранитоидных геосинклиналей, второе — для базальтоидных.

В базальтоидных геосинклиналях, которые после консолидации образуют узкие синклинории, вытянутые вдоль глубинных разломов, к наиболее молодым магматическим породам относятся малые трещинные интрузии гранитоидов гранодиоритового и дацитового состава. С последними парагенетически связывается низкотемпературная гидротермальная минерализация теллуристого золота, наложенная на ультраосновные и основные изверженные породы. Синклинории обычно нарушены крупными разломами.

Рис. 5. Схема расположения основных составных частей геосинклинальной системы в позднеорогенную стадию развития



1—3 — слои земной коры: *1* — гранитный, *2* — базальтовый, *3* — верхняя мантия; *4* — гранитизированные породы в зоне ультраметаморфизма; *5—17* — магматические и осадочные формации: *5* — спилито-диабазовая, *6* — кварц-кератофировая, *7* — песчано-сланцевая, *8* — карбонатная, *9* — эпиконтинентальная, *10* — молассы, в том числе пестроцветные и карбонатные, *11* — гипербазитовая, *12* — габбро-пироксенит-дунитовая, *13* — габбро-плагиогранитовая, *14* — габбро-граносиенитовая, *15* — батолитовая гранитная, *16* — умеренно кислых гранитоидов, *17* — малые интрузии разного состава и наземные лавы (вулканизм складчатых областей); *18* — глубинные разломы; *19* — месторождения рудных формаций (слева направо): свинцово-цинковой в гранитоидах и эффузивах; золоторудной в гипербазитах; ртутной в гипербазитовых поясах; галенит-сфалеритовой, вкрапленной в эффузивах; колчеданно-полиметаллической в кислых эффузивах (рудноалтайский тип); сурьмяно-ртутной; колчеданно-ферберит-киноварной; пропилитовой золото-серебряной; свинцово-цинковой в карбонатных породах; медистых песчаников; флюоритовой, исландского шпата и др.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Последние в ряде рудных провинций контролируют ртутные пояса. В. А. Кузнецов (1958) относит ртутные месторождения к наиболее поздним образованиям офиолитовых поясов, отмечая их пространственную обособленность от рудопроявлений других типов и подчиненность иным структурам. Они образованы на средних и малых глубинах. Вмещающими являются различного состава породы, в основном известняки и серпентиниты. При отсутствии ассоциации в пространстве между ртутными проявлениями и измененными породами он склонен связывать оруденение с магматическими очагами, возникающими в зонах разломов на посторогенных стадиях развития последних, благодаря проявлению глыбовых движений.

Примерами эвгеосинклиналей отмеченного типа являются Севано-Акеринская зона Малого Кавказа, Курайская зона Юго-Восточного Алтая, Корякско-Камчатская зона на Дальнем Востоке и др.

Эвгеоантиклинали после консолидации образуют антиклинории, ограниченные молодыми прогибами. Вдоль скрытых разломов фундамента здесь развиты цепочки малых интрузий пестрого состава — от габбро до гранитов. Широко распространены также наземные лавовые излияния. С малыми интрузиями парагенетически связываются две группы рудных формаций: жильные медные и полиметаллические месторождения, контролируемые тектоническими нарушениями, а также полиметаллические вкрапленные

месторождения, локализующиеся в пределах благоприятных туфогенных пород, главным образом карбонатсодержащих туфопесчаников. Первые из них широко распространены на Рудном Алтае (Иванкин, 1959 и др.). В геотектоническом отношении обстановка здесь аналогичная колчеданоносным зонам, но максимального развития рудообразование приобретает в позднеорогенную стадию, когда вдоль разломов формируются крупные колчеданно-полиметаллические месторождения.

В последнее время появляется все большее число фактов, противоречащих представлениям П. Ф. Иванкина, Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского и других исследователей Рудного Алтая о принадлежности месторождений к позднеорогенной стадии, а свидетельствующих о связи оруденения с геосинклинальным вулканизмом.

Вторая группа формаций устанавливается нами на примере Малого Кавказа; она развита и во многих других регионах. Вкрапленное полиметаллическое оруденение приурочено к верхнему структурному этажу, сложенному наиболее молодыми геосинклинальными вулканогенно-осадочными отложениями, и ассоциируется в пространстве с малыми интрузиями (дайки, штоки). Оруденения представлены вкрапленностью галенит-сфалеритовых руд, приурочены к туфогенным карбонатным песчаникам или контактам даек порфиритов (Привольненский район Армении).

В тектонических зонах, возникших после консолидации прогибов базальтоидных геосинклиналей в связи с поздними разломами и малыми интрузиями альбитофиров и кератофиров, проявляется свинцово-цинковое и баритовое оруденение. В отдельных случаях развиты также месторождения золота (Трансильванская зона Юго-Восточной Европы).

В гранитоидных геосинклиналях вдоль трещинных структур внедряются интрузии преимущественно кислого состава, иногда эволюционирующие в направлении пород щелочного ряда. С этими образованиями, местами обнаруживающими непосредственное генетическое родство с наземным эффузивным вулканизмом, связано оруденение, состав которого в значительной степени унаследован от более ранних месторождений соскладчатого типа. Вместе с тем молодые месторождения относятся к низкотемпературным, близповерхностным образованиям. Среди них различают формации золото-ферберит-сурьмяно-ртутных месторождений ксенотермального типа, золото-вольфрамово-оловянных; серебро-свинцово-цинковых эпитермального типа; радиоактивных проявлений разного состава. Все они проявляются вдоль швов тектонических разломов или скрытых нарушений фундамента и А. Д. Щегловым (1968) относятся к рудообразованиям областей автономной активизации.

В геоантиклиналях унаследованного типа послескладчатая металлогения представлена редкометальным и мышьяковым оруденением, в известной степени унаследованным по составу от месторождений соскладчатого типа. Месторождения первого типа представлены ферберит-антимонитовой и реальгар-аурипигментовой формациями. В ряде провинций (Большой Кавказ, Балканы, Альпы) широко развиты полиметаллические жильные и вкрапленные месторождения в карбонатных породах. Они относятся к месторождениям спорного генезиса и не обладают видимой связью с магматизмом.

Для геоантиклиналей остаточного типа характерно проявление наземной вулканической активности. С эффузивным вулканизмом связано образование лакколитоподобных малых интрузий, приуроченных к разломам глубокого заложения. Последние также контролируют оруденение свинца и цинка, редких и радиоактивных металлов, мышьяка (в виде реальгара и аурипигмента), сурьмы и ртути. Отмеченные рудообразования парагенетически связаны с эффузивным вулканизмом и

малыми интрузиями, реже относятся к телетермальному типу близповерхностных месторождений, не имеющих видимой связи с магматизмом.

Наконец, в пределах краевых разломов и наложенных впадин, сформированных после консолидации геосинклиналей, развит ряд специфических рудных формаций. Прежде всего к ним относятся ртутные месторождения (Смирнов, Рыженко, 1958), образованные в позднеорогенную стадию. Месторождения приурочены к внешним многогеосинклинальным зонам геосинклинальных систем и локализуются вдоль краевых разломов, образуя пояса, прослеживаемые на сотни километров по простиранию, часто пересекающие металлогенические зоны разного типа. Оруденение обнаруживает связь с глыбовыми перемещениями. Все это свидетельствует об отсутствии прямой зависимости оруденения от внутреннего строения геосинклинальной области.

В зонах краевых прогибов и наложенных мульд, обладающих двухэтажным строением и выполненных пестроцветными молассовыми отложениями, развиты две характерные рудные формации: вкрапленная свинцово-цинковая в карбонатных породах и медистых песчаников. Некоторые исследователи относят их к осадочным, другие — к месторождениям телетермального типа.

Ряд рудных формаций, характерных для позднеорогенной стадии развития геосинклиналей, обнаруживает генетическую связь с наземным эффузивным вулканизмом. Как это было установлено в ряде предыдущих работ (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965; Твалчрелидзе, 1965, 1966), эти формации развиты в наложенных прогибах с вулканизмом и в пределах вулкано-плутонических поясов типа Охотского (Устиев, 1959). К этого рода формациям относятся золото-серебряная, галенит-сфалеритовая, марганцовая и другие, изученные Д. Уайтом (1958) и рядом советских авторов (Рудоносность вулканогенных формаций, 1965).

Характерна рудоносность вулканогенных пород не на всем их протяжении, а на участках, где они перекрывают геоантиклинальные поднятия, насыщенные гранитоидным магматизмом и связанными с ними месторождениями. В этом отношении заслуживают интереса данные В. С. Суркова (1964) о платформенном чехле Западно-Сибирской низменности, сквозь который просвечивают структуры герцинского фундамента. Вероятно, и под обширными лавовыми плато, служащими плащом для молодых складчатых сооружений, геоантиклинали продолжают свое прогрессивное воздымание, сопровождающееся раскалыванием. С этим процессом и связан обильный вулканизм, а также эндогенная минерализация.

Схема металлогенической эволюции платформ

Месторождения, возникшие в платформенную стадию развития земной коры, довольно разнообразны. С одной стороны, они образуют взаимопереходы с рудообразованиями позднеорогенной стадии развития геосинклиналей, а с другой, представлены рядом специфических рудных формаций, свойственных исключительно платформенным областям. Среди последних различаются рудообразования, формирование которых обусловлено процессом метаморфизма либо связано с условиями, характерными только для древних периодов развития Земли.

Изучение металлогении древних платформ началось сравнительно недавно и в настоящее время закономерности формирования и размещения в их пределах полезных ископаемых менее ясны, чем в гео-

синклиналях. Между тем в докембрийских щитах Земли сосредоточены крупнейшие месторождения железа, марганца, золота, меди, урана, тория, алюминия, никеля, кобальта, платины, хрома, титана, редких элементов, алмазов, апатита, слюды, графита. Эти громадные минеральные ресурсы образованы как в геосинклинальный период формирования фундамента, так и в платформенный период формирования чехла.

Докембрийская история развития земной коры расчленяется на ряд этапов. Так, А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов (1961) выделяют четыре эры: катархей, архей, протерозой I и протерозой II. В. А. Разницин (1965) склонен различать только три этапа, причем два последних захватывают, по его мнению, палеозой и более молодое время. В. Е. Хаин (1968$_1$) свидетельствует о наличии четырех главнейших этапов: архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского и фанерозойского. Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965) рассматривают три этапа: протогей, дейтерогей и неогей.

Рассматривая металлогению платформ, ряд исследователей (Старицкий, 1958; 1960) в их развитии выделяют три стадии: 1) ранний протерозой — ранний палеозой, 2) ранний палеозой — мезозой, 3) мезозой — антропоген. От стадии к стадии амплитуда погружений и поднятий уменьшается и тектонические движения затухают до очередного расчленения платформ.

Автором (Твалчрелидзе, 1970) была предпринята попытка выделения главнейших металлогенических эпох Земли, основанием для чего послужили платформообразующие эпохи складчатости, выделенные М. В. Муратовым (1965$_{1-2}$, 1966), а также современные определения абсолютного возраста ряда крупных месторождений. В докембрии нами выделено пять металлогенических эпох: архейская, раннепротерозойская, среднепротерозойская, раннерифейская и позднерифейская, разделенные главнейшими эпохами складчатости (табл. 2). В течение каждой эпохи образуются месторождения двух типов: геосинклинального и платформенного. В отдельных случаях месторождения возникают только в периоды, переходные от геосинклинального режима к платформенному. По данным И. К. Туезова (1966), такие этапы иногда длятся до 1,5 млрд. лет.

Архейская эпоха устанавливается на всех платформах по породам с возрастом 3,5—2,5 млрд. лет, что позволяет В. Е. Хаину (1968$_1$) предположить одновременное начало формирования коры на всей Земле. Древнейшие образования представлены гранито-гнейсами, возникшими в результате гранитизации магматических пород основного состава. Эти последние под влиянием процессов метаморфизма превращены в гиперстен-плагиоклазовые гнейсы (чарнокиты), отражающие амфиболитовую и гранулитовую ступени метаморфизма. Характерны также высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, метавулканиты и кварциты, с которыми ассоциируются магнетит-гиперстеновые и магнетит-амфиболитовые породы (Салоп, 1964). Этот древнейший период Е. В. Павловский (1962) выделяет под названием «нуклеарная стадия развития земной коры». Исключительное развитие закисных соединений железа в архее Н. М. Страхов (1962) объясняет отсутствием в архее свободного кислорода.

Морские осадки архея не обладают признаками геосинклинальных или платформенных формаций; они характеризуются постоянством состава в горизонтальном направлении при резких изменениях по вертикали. Древнейшие отложения, имеющие громадные мощности, сложены в крупные изометричные, куполовидные складки, окруженные дисгармоничными складками течения. Магматические образования представлены гранито-гнейсами, чарнокитами, относительно более молодыми аляскитами и пегматитами, различными мигматитами (Лазько, 1964).

Таблица 2

Главнейшие металлогенические эпохи докембрия

Главнейшие металлогенические эпохи и их возраст в млн. лет	Главнейшие платформообразующие эпохи складчатости и их возраст в млн. лет	Интенсивность проявления процессов рудной минерализации	Главнейшие рудные формации	
			геосинклинального типа	платформенного типа
Позднерифейская 900—500	Байкальская 700—500	Очень высокая	Медноколчеданная, магнетит-ильменитовая, хромитовая, жильная кварц-золоторудная, пегматитовая	Свинцово-цинковая в карбонатных породах медистых песчаников и сланцев (часто с Co и U), пегматитовая с ураном, грейзеновая олово-вольфрамовая, кимберлитовая
Раннерифейская 1650—900	Готская 1000—900	Слабая	Джеспилитовая, железо-сульфидная с ураном, жильная кварц-редкометальная (W, Sn, Au, Ta—Nb), пегматитовая, железо-марганцевая, железо-титановая	Медно-никелевая, медно-никель-серебро-кобальтовая (типы Седбери—Дулут)
Среднепротерозойская 1800—1650	Гудзонская 1700—1650	Средняя	Колчеданно-полиметаллическая, джеспилитовая, пегматитовая, хромитовая	Металлоносных конгломератов, пятиэлементная
Раннепротерозойская 2500—1800	Беломорская 2000—1800	Очень высокая	Джеспилитовая, хромитовая, железо-марганцевая, жильная кварц-золоторудная, медная (линзы в метаморфитах)	Золото-урановосных конгломератов, медистых песчаников, хромито-медно-никелевая с Pt, V, Sn, Au (типа Бушвельд)
Архейская 3500—2500	Южно-Родезийская 2700—2500	Слабая	Магнетит-гиперстеновая, магнетит-амфиболовая, пегматитовая с Nb, Ta, жильная кварц-золоторудная	

Металлогения архея довольно убога. Помимо месторождений железных и хромитовых руд здесь встречаются керамические и редкометальные пегматиты, а также жильные кварц-золоторудные месторождения (Йеллоунайф в Канаде) и, возможно, небольшое число других формаций, отнесенных к этому возрасту Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965).

Верхней границей архея, завершившей своеобразные условия, существовавшие в этот ранний период развития сиалической земной коры, следует считать крупную складчатость, проявившуюся повсеместно на Земле и ознаменовавшуюся возникновением первых платформенных структур, названных Е. В. Павловским (1962) в силу их своеобразия (небольших размеров, подвижности, линейных очертаний) протоплатформами. Эта эпоха складчатости датируется М. В. Муратовым (1965$_1$) в 2500—2700 млн. лет.

В раннем протерозое существовала континентальная кора мощностью 35—50 *км*, возникшая в пределах протоплатформ в результате первой главнейшей эпохи складчатости. Между протоплатформами, представлявшими собой отдельные глыбы — останцы некогда единой архейской коры, были заложены первичные геосинклинали — узкие зоны длиной в первые тысячи километров. Для них характерна джеспилитовая формация (Криворожская, Лабрадорская, Западно-Квинслендская и другие геосинклинали). Развитие геосинклиналей завершилось замыканием без инверсии и горообразования, следовательно, не сопровождалось отложением мощных моласс. Платформы при относительно небольших размерах (порядка 1000 *км* вдоль линейных их ограничений) обладали высокой подвижностью, что обусловило как высокие мощности осадков чехла, так и проявление специфической магматической активности. В этом этапе широко распространены не только метасоматические и палингенные, но и магматические граниты. Складчатые структуры геосинклиналей имеют в основном линейные формы, а метаморфизм резко отличен по интенсивности в геосинклиналях и на платформах. При этом наиболее метаморфизованные образования обычно приурочены к узким зонам интрузивного магматизма (Хаин, 1968$_1$; Лазько, 1964).

Эндогенная минерализация раннепротерозойского этапа продуктивна и разнообразна, причем характерно развитие разнотипных рудных формаций в геосинклиналях и на платформах. В первом случае мы имеем дело с крупнейшими месторождениями железных руд, приуроченных к железистым кварцитам, для которых сейчас большинством исследователей устанавливается первичное вулканогенно-осадочное происхождение (Белевцев, 1968; Дзоценидзе, 1969; Формозова, 1962 и др.). Дальнейшие преобразования вещества под влиянием наложенных процессов метаморфизма приводят к образованию богатых железорудных месторождений. Последние характеризуют раннепротерозойские эвгеосинклинали фундамента древних платформ. Эти месторождения отличаются как от развитых в архее, так и от залегающих в отложениях неогея, в связи с чем их следует считать типоморфными для протерозоя, что, по-видимому, связано с обилием геосинклинального базальтоидного вулканизма и специфическими климатическими условиями.

Помимо типоморфных железорудных формаций в течение раннепротерозойской эпохи образуются «сквозные» рудные формации, в частности хромитовые, марганцеворудные, жильные кварц-золоторудные, метаморфизованные линзообразные медные и другие геосинклинального типа.

В пределах протоплатформ, к которым относятся в Канадском щите массивы Большого Медвежьего и Большого Невольничьего озер (Йеллоунайф) и оз. Верхнего, а в Южной Африке — Южно-Родезийский массив, возникли платформенные

месторождения золотоносных и урановосных конгломератов. Их также можно отнести к типоморфным для протерозоя. Громадная мощность грубообломочных осадков требует, по-видимому, особых условий, определявшихся здесь подвижностью древних платформенных массивов. Характерно, что в раннем протерозое впервые появляются и месторождения типа медистых сланцев и песчаников (Чарско-Олекминский массив). Правда, эти месторождения в отличие от аналогичных более молодых под влиянием пострудного магматизма испытали частичную регенерацию (Богданов и др., 1965).

Раннепротерозойская эпоха характеризуется возникновением ряда типоморфных магматических формаций, таких как Бушвельдский массив и Великая дайка Родезии. Очевидно, они типичны для этапа, переходного от геосинклинального к платформенному. Этот этап, по данным Н. К. Туезова (1966), для областей архейской складчатости охватывает весь ранний протерозой. Месторождения, связанные с отмеченными формациями, обладают неповторимым разнообразием (магматические месторождения хрома, меди, никеля, платины, ванадия и гидротермальные золота, олова); они относительно хорошо сохранились до наших дней, будучи предохранены от последовавших тектонических преобразований жестким основанием.

Средний протерозой, в рамки которого вписывается третья главнейшая металлогеническая эпоха, охватывает время всего 150 млн. лет. Тем не менее она является весьма существенной как в геотектоническом, так и в металлогеническом отношении. В первом случае она отчетливо отбивается двумя платформообразующими эпохами, а во втором — в этот период возникли крупные месторождения мирового значения.

От предыдущей эпохи эта эпоха отделяется Беломорской складчатостью, ознаменовавшейся образованием протоплатформ Белого моря, Украино-Воронежской, Алдано-Анабарской, запада Северной Африки, Бразильской и Дарварской. Для этих платформ типичны мощные серии глубоко метаморфизованных гнейсов, возникших при консолидации обширных геосинклинальных прогибов (Павловский, 1962). Эти платформы охватывали, по-видимому, громадные площади, испытавшие впоследствии геосинклинальное погружение.

В пределах второй группы протоплатформ распространены пегматитовые жилы, послужившие главным источником информации В. Д. Никитину (1968) для разработки гипотезы метасоматического их происхождения. К геосинклинальным относятся и многие месторождения джеспилитовой формации, в частности развитые в бразилидах (Минас Жерайс, Жатапу, Венесуэла), а также очень крупные месторождения колчеданно-полиметаллической формации (Брокен-Хилл и Маунт-Айза).

В платформенных условиях образовались крупнейшие урановые месторождения, наиболее древние в Канаде (Эльдорадо). Мы склонны с этой эпохой связать образование и других платформенных месторождений, в том числе металлоносных конгломератов Бразилии, Австралии, Финляндии.

Раннерифейская эпоха следует после Гудзонской (Карельской) платформообразующей эпохи складчатости. Она вызвала образование остовов древних платформ Северного полушария, которые в дальнейшей своей истории испытали уже относительно менее значительные изменения. Существовавшие до этого времени протоплатформы были проплавлены гранитами, геосинклинальные пояса преобразовались в складчатые, консолидированные зоны карелид, гудзонид (система Черчиль) и других. На сформированных древних платформах отложились осадки чехла, уже мало деформирующиеся в дальнейшем (серии иотнийская, овручская, кивано, Станового хребта и др.).

Металлогения этого этапа менее

продуктивна, чем предыдущего. В геосинклинальных зонах, окаймляющих остовы платформ, продолжают формироваться мощные толщи железистых кварцитов, послуживших источником для метаморфогенных месторождений железа (Индийская, Африканская, Южно-Американская и другие платформы). По-видимому, вулканогенные сульфидные и железорудные, урансодержащие месторождения Центральной Швеции и Финляндии, возраст которых определяется в рамках 1600—1500 млн. лет, могут быть отнесены к этой эпохе. На многих платформах ограниченное развитие имеет редкометальная минерализация, представленная вольфрамитовыми, касситеритовыми, золоторудными с ниобием и танталом кварцевыми жилами (АРЕ, Уганда, Южно-Африканская Республика, Австралия, Индия). Они обычно связаны с гранитоидами, возраст которых 1050—850 млн. лет (Кип, 1963). Не особенно богаты рудными месторождениями пояса Гренвилльской системы, припаявшиеся к периферическим частям древнейших платформ. К ним относятся метаморфогенные железорудные, марганцевые и пегматитовые месторождения Сатпурского пояса в Индии (980 млн. лет), метасоматические железорудные месторождения, связанные с анортозитами Феноскандии и Гренвилльского пояса вблизи Лабрадорского залива (магматические магнетитовые руды с ильменитом и титанитом).

К платформенному типу месторождений данной эпохи по имеющимся сейчас данным может быть уверенно отнесен ряд месторождений Канадского щита, расположенных в отложениях серии кивано. Наиболее значительные из них — Седбери (1200 млн. лет), Дулут и Ниписсинг — представлены концентрациями меди, никеля, серебра и кобальта.

Позднерифейская эпоха регионально распространена по всей Земле. Верхняя ее граница совпадает с планетарной байкальской складчатостью. В период времени 700—550 млн. лет консолидировались геосинклинальные пояса Катангский, Бразильский, Аделаиды, Делийский, Байкальский, Тиманский (Муратов, 1966).

В металлогеническом отношении эта эпоха необыкновенно продуктивна и может быть сопоставлена лишь с раннепротерозойской. К ней относится образование грандиозных платформенного типа осадочных или телетермальных месторождений меди, кобальта и урана Медного пояса Замбии (Катанга), а также сходных месторождений Мангулы (Южная Родезия). Пожалуй, впервые появляются месторождения медной и свинцово-цинковой формаций в карбонатных породах, которые прослеживаются в Экваториальной Африке от Габона до Анголы (720—500 млн. лет).

Некоторое значение в металлогении Африки имеют месторождения, связанные с областями активизации, прослеживаемыми через Центральную Сахару и Мозамбик. В 1968 г. нами были здесь обследованы довольно многочисленные, но небольшие месторождения олова, вольфрама и бериллия грейзеновой формации, связанные с гранитами типа Таурирт возраста 600 млн. лет, вытянутые вдоль крупного разлома, разграничивающего сюггарский и фарузский комплексы основания Ахаггара. С активизацией следует, по-видимому, также связывать месторождения пегматитов, урана и хромита Мадагаскара, возраст которых 500 млн. лет.

К геосинклинальному типу относятся метасоматические месторождения железа юга Сибирской платформы, Аппалачей, а также золоторудные месторождения запада и юга Африки и востока Южной Америки. Эти два континента в обращенных к друг другу частях обладают замечательным сходством геологического строения и металлогении.

Краткий обзор металлогении древних платформ выявляет ряд специфических их особенностей, проявленных развитием типоморфных месторождений, характерных

лишь для определенных этапов формирования земной коры, а также месторождений «сквозных», прослеживающихся без изменения через все главнейшие металлогенические эпохи.

Между древними и молодыми (последокембрийскими) платформами В. Е. Хаин (1964₃) отмечает следующие существенные различия: 1) молодые платформы более подвижны; 2) синеклизы и антеклизы в их пределах наследуют передовые и межгорные прогибы либо складчатые сооружения, сформированные в предшествующий геологический цикл; 3) складки чехла в молодых платформах соответствуют структурам фундамента; 4) между фундаментом и чехлом переход не очень резок, вследствие чего разломы из фундамента часто переходят в чехол, где и затухают.

Столь существенные различия тектоники молодых и древних платформ обусловливают специфичность в их пределах магматизма и металлогении. Вследствие этого многие исследователи выделяют отдельно стадии развития земной коры с наименованием «стадия молодых платформ» и «стадия древних платформ». Такие стадии вполне можно обосновать лишь в случае, если мы сумеем провести четкую грань между позднеорогенной стадией и стадией молодых платформ. Между тем, на наш взгляд, для этого пока нет оснований, вследствие чего рудные формации, характерные для молодых платформ, нами были перечислены при характеристике металлогении позднеорогенной стадии развития геосинклиналей.

По степени подвижности В. Е. Хаин выделяет платформы устойчивые и подвижные. В последних сеть глубинных разломов создает блоковую структуру фундамента и чехла. Для них характерны наложенные впадины, развитие континентальных осадков, а также проявления магматической активности, представленные трапповым вулканизмом, лакколитами и кольцевыми интрузиями щелочных пород, кимберлитовыми трубками и т. д. Вследствие этого именно подвижные части платформ и представляют непосредственный интерес для целей металлогенического анализа.

Магматизм и металлогения платформ тесно связаны с главнейшими этапами их развития. В общем случае в конце каждого этапа наблюдается регенерация геосинклинального режима и некоторое отступание общего необратимого процесса развития земной коры. Магматизм платформ представлен тремя группами формаций: 1) трапповой, 2) щелочной пестрого состава (ультраосновные, средние и кислые породы), 3) кимберлитовой. Проявление каждой из них связано с определенными этапами и их стадиями.

Трапповая формация проявляется в конце отдельных этапов, когда опускание сменяется поднятием вдоль крупных разломов коры. Последние служат путями транспортировки в верхние части коры мантийной магмы. Тектонические разломы обеспечивают быстрый подъем магмы, которая своими первыми порциями армирует канал, гарантируя тепловую изоляцию и постоянство состава расплава, не реагирующего по пути движения с вмещающей средой (Хитаров, 1961). В связи с этим на дневную поверхность поступает основная, базальтовая магма в виде неизмененного первичного материала, образующая лавы, интрузивные тела или туфы. Дифференциация трапповой магмы происходит на месте ее остывания.

В период коренной перестройки структурного плана платформ на границе двух этапов появляются линейные глубинные разломы, вдоль которых проникает магма с еще больших глубин, чем трапповая. Дифференциация этой магмы происходит на глубине, поскольку ее выход на поверхность затруднен. В этих условиях, по данным Н. И. Хитарова (1961), неминуемо взаимодействие магмы с вмещающей средой, парциальное давление водорода падает и одновременно растет роль воды. Присутствие воды

приводит к отделению растворов, обогащенных кремнеземом, щелочами. В результате образуются расплавы, близкие к кислым и щелочным производным основной магмы, а остаточная часть обогащается компонентами ультраосновных расплавов.

С траппами связаны магматические медно-никелевые и железорудные, а также гидротермальные свинцово-цинковые, медные, флюоритовые и кальцитовые (исландский шпат) месторождения. С формацией ультраосновных, щелочных и кислых пород связаны магматические и гидротермальные месторождения железа, золота, олова, молибдена, титана, редких земель, хрома, платины, кобальта, флюорита, флогопита. С кимберлитами связаны алмазы и их спутники.

Краткая характеристика рудных формаций, развитых на платформах, приводится только для месторождений собственно платформенного и переходного типов; месторождения геосинклинальные здесь не рассматриваются.

Формация золото- и урановосных конгломератов обладает следующими особенностями (Уран в древних конгломератах, 1963):

1) образование их связано с процессом превращения древних складчатых областей в платформу. Обычно они приурочены к основанию чехла протоплатформ, менее метаморфизованному, чем фундамент;

2) формирование металлоносных конгломератов происходило на равнинах вблизи берега моря. Отложения представляют собой пляжные, дельтовые и русловые осадки, неоднократно перемывавшиеся морем;

3) конгломераты по своему положению соответствуют перерывам в осадконакоплении, причем рудная минерализация локализована в нижних частях пластов;

4) состав металлоносных пород кварц-галечниковый с размером галек 3—4 *см*. Источником галек служили граниты архея. Промышленное оруденение устанавливается в пластах конгломерата мощностью 20—30 *см*. Накопление мощных конгломератов, по-видимому, происходило в условиях интенсивной абразии.

В настоящее время месторождения металлоносных конгломератов установлены в Южной Африке, Канаде, Бразилии, Габоне, Гане, Австралии и Финляндии. С ними порой связаны крупные запасы руд золота и урана, а также тория и редких земель. Согласно мнению большинства геологов рудные минералы сконцентрировались в конгломератах в результате первично-осадочного процесса, и месторождения, таким образом, представляют собой крупные морские россыпи, испытавшие последующий незначительный метаморфизм.

Формация медистых сланцев и песчаников также относится к типичным платформенным образованиям, причем имеет «сквозной» характер, поскольку она фиксируется от раннего протерозоя (Сибирская платформа) до олигоцена (Пиренейский полуостров). Древнейшие месторождения этой формации обнаружены в чехле Чарско-Олекминского протоплатформенного массива, представленного удокано-каларским комплексом, возраст которого 2,0—1,7 млрд. лет. В средней и верхней частях песчаников и алевролитов удоканской серии известно три горизонта сингенетичных медистых песчаников и сланцев (Богданов и др., 1963).

Известные месторождения Медного пояса Северной Родезии — Катанги являются значительно более молодыми — верхнерифейскими. Возраст рудоносных конгломератов, кварцитов, аргиллитов и доломитов системы Катанга, имеющих общую мощность до 10 тыс. *м*, определяется в интервале 1,2—0,6 млрд. лет (Медный пояс..., 1963). Оруденение относится к типу медистых сланцев и местными геологами единодушно считается сингенетичным с осадконакоплением. Система Катанга с резким несогласием и большим перерывом налегает на древ-

ние дислоцированные и метаморфизованные породы системы Луфубу (2,6 млрд. лет) и Мува (1,4 млрд. лет). Ее образование можно синхронизировать с этапом, переходным от геосинклинали к платформе.

Формация медистых песчаников и сланцев широко распространена в герцинидах Центральной Европы (Мансфельд, Нижняя Силезия) и Казахстане (Джезказган). Здесь месторождения также залегают в основании платформенного чехла либо в осадках позднеорогенной стадии. В настоящее время большинство исследователей принимает гипотезу первичноосадочного накопления металлов в медистых сланцах; что касается медистых песчаников, то здесь мнения расходятся и многие геологи склонны относить их к телетермальным образованиям.

Формация свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах в истории формирования складчатых поясов часто появляется несколько позже предыдущей. Именно такие возрастные соотношения имеют место между медными месторождениями Нижней Силезии (пермь) и свинцово-цинковыми Верхней Силезии (триас). Обычно они также залегают в нижней части платформенного чехла (Три-Стейт, США; Верхняя Силезия, Польша; Каратау, Казахстан) либо в породах верхнего структурного этажа, несогласно перекрывающих складчатый комплекс основания — геоантиклиналей или срединных массивов (Северная Африка, Восточные Альпы, Балканы, Аппалачи).

В истории формирования земной коры эти месторождения впервые появились в рифее (Экваториальная Африка, Сибирская платформа), особенно широко они распространились в конце герцинской эпохи, будучи связанными с карбонатными породами верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (преимущественно триаса); известны они и в осадках мелового возраста (Северная Африка). Оруденение тяготеет обычно к доломитизированным известнякам, контролируется трещинными структурами и является, по-видимому, гидротермальным, хотя широко распространено мнение о его сингенетичном с осадконакоплением происхождении.

Пятиэлементная формация представлена месторождениями, связанными с малыми интрузиями умеренно кислых гранитоидов. Эти месторождения в Канаде относятся к докембрийскому возрасту, а в Европе (Рудные горы) — к герцинскому, а возможно, и к более молодому. Месторождения обычно жильного типа и образуют переходы к баритовым, серебро- и висмутсодержащим кобальт-никелевым либо к уран-сульфидным и настурановым формациям. Урановая слюдяная руда образует прожилки, линзы и гнезда в жильном кварце и флюорите. Характерно присутствие в рудных районах древних офиолитовых формаций, которые, по-видимому, и служат источником кобальта, никеля, меди и других металлов, обычно связанных с базальтоидным магматизмом. Что касается урана, висмута и мышьяка, то они, вероятно, привнесены кислой магмой, с которой геохимически связаны. Месторождения часто достаточно крупные (Эльдорадо) и долгое время служили источником добычи серебра, кобальта и урана.

В период развития подвижных платформ, сопровождающихся магматической активностью, в их пределах образуется ряд формаций магматогенных, в том числе и магматических месторождений.

Формация медно-никелевых месторождений (тип Седбери, Бушвельд, Печенга, Норильск) относится главным образом к ликвационному типу. Месторождения образовались в результате дифференциации крупных магматических масс основного состава, содержащих никель, медь, железо и серу. При остывании сульфидный расплав, содержащий воду, отделился от силикатной части магмы. Последняя при застывании в результате гравитационной дифференциации образовывала (снизу

вверх) основную норитовую, гранофировую и гранитную фации. Сульфидный расплав концентрировался вблизи донной (нижней) зоны, располагаясь вдоль контактов отдельных фаций изверженных пород, в пределах разломов и отчасти во вмещающих породах. В последующие, уже собственно гидротермальные стадии, отлагаются сульфиды свинца, цинка, меди, мышьяка и олова. Резко отличаются друг от друга медно-никелевые месторождения, образованные на разных глубинах и в различной тектонической обстановке. Наиболее полная их характеристика приведена в работах М. Н. Годлевского (1968 и др.).

Подтипами этой формации являются месторождения хромита и платины (риф Меренского, Бушвельд), локализованные в верхней или нижней части «слоя» норитов, а иногда в виде гнезд внутри него. Платина и палладий связаны с никеленосным пиритом, пирротином и пентландитом, в которых они образуют твердые растворы.

Формация железорудных месторождений подразделяется на два подтипа — титаномагнетитовый и магнетит-апатитовый. В первом из них главным рудным минералом является титаномагнетит, иногда ильменит и корунд. Руды обычно содержат ванадий связанный с титаномагнетитом или с ванадиевым минералом — кулсонитом. Магматические месторождения связаны с габбро, норитами или анортозитами. Рудные тела в виде шлиров или линз залегают в центральных частях массивов материнских пород. Концентрация руды обусловлена кристаллизационной дифференциацией, реже встречаются проявления процесса ликвации, а возможно, рудные минералы концентрируются в остаточном магматическом расплаве, богатом летучими, и в последующем инъецируют в застывшие интрузии вдоль трещин и зон разломов.

Магнетит-апатитовый тип месторождений железорудной формации (тип Кируна) представлен вытянутыми линзами, приуроченными к контактам изверженных пород разного состава. Последние представляют собой переходные формы между интрузивными и экструзивными щелочными породами сиенитовой группы. Руды сложены магнетитом и фторапатитом. В контактах рудных тел присутствуют скаполит, альбит, турмалин и халькопирит, свидетельствующие о богатстве расщепленной магмы кремнекислотой, натрием, железом и фосфором.

Формация интрузивных апатит-нефелиновых месторождений (тип Хибин) относится к инъекционному типу; рудообразующий расплав представляет собой остаточную подвижную ультращелочную жидкую магму, насыщенную легколетучими, главным образом водой, фтором и фосфорной кислотой. После формирования основных рудных тел небольшие порции глубинных частей остаточной магмы часто поступают вдоль трещин в затвердевшие породы. Последние имеют концентрическое кольцевое строение, причем от периферии к центру развиваются все более молодые образования. Смена пород наблюдается в следующем порядке: щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, эгирин-нефелиновые сиениты (хибиниты), часто нефелиновые породы (уртиты), жильные натрий-авгит-нефелиновые породы. В подошве массива развиты уртиты, а в кровле — йолиты, состоящие из апатита и нефелина. Среди акцессорных минералов распространены лопарит, ловчорит и другие силикаты, содержащие ниобий, тантал, циркон и редкие земли (Иванова, 1960).

Подтипом этой формации являются месторождения лопаритов и карбонатитов. Лопариты представляют собой перовскит, в котором натрий и ниобий присутствуют в равном количестве, а карбонатиты — породы, содержащие ниобиевый пирохлор, карбонаты, редкие земли и другие минералы. К ним относятся существенно карбонатные породы эндогенного происхож-

дения, приуроченные к массивам ультраосновного — щелочного состава. С ними связаны промышленные концентрации ниобия, тантала, циркония, железа, титана, фосфора, флогопита, вермикулита и редких земель, иногда урана, тория, молибдена, меди, асбеста, флюорита и хризотила (Гинзбург, Эпштейн, 1968). Карбонатиты относятся обычно к метасоматическим образованиям, но иногда наблюдаются непосредственные извержения на поверхность лав карбонатитового состава, как это имело место в 1966—1967 гг. в Восточной Африке. Вместе с тем они известны и в докембрии, например в Гане карбонатитовые пеплы встречаются в осадках рифейского возраста.

Для платформ характерны и гидротермальные, преимущественно низкотемпературные месторождения, развитые в местах сочленения геосинклинальных поясов с платформами либо внутри платформ (Великие разломы Африки). Среди этой группы преобладают месторождения золота и серебра, урана и ртути. Рудные тела характеризуются самыми различными формами, преобладают вкрапленный и жильный типы.

Ртутные месторождения (тип Никитовки) локализуются предпочтительно в пропластках песчаников. Скопления урана чаще всего приурочены к краевым прогибам. На многих платформах широко развиты молодые гидротермальные жильные месторождения золота (Алданский щит, Мадагаскар и др.), часто крупного промышленного значения. Месторождения перечисленных рудных формаций обычно парагенетически связаны с малыми интрузиями щелочных пород, контролируемых разломами фундамента.

Формация месторождений алмазов свойственна преимущественно платформам, в геосинклиналях она встречается редко. До последнего времени месторождения разрабатывались главным образом в Африке и частично в Индии и Бразилии. В пределах Сибирской платформы, по данным М. Ф. Лобанова (1960), Ю. Г. Старицкого (1958, 1960) и других геологов, алмазы обычно образуют разновозрастные месторождения в россыпях и кимберлитовых трубках. Россыпи распространены в различных отложениях — от древнейших до современных аллювиальных наносов. При этом древние алмазы имеют часто иные кристаллографические очертания, чем молодые. Материнскими породами алмазных месторождений являются брекчиевидные слюдяные перидотиты (кимберлиты). Они выполняют узкие, далеко уходящие на глубину вулканические трубки взрыва и линейно вытянутые дайки, секущие различные структурные яруса как фундамента, так и платформенного чехла. Возраст наиболее продуктивных трубок Южной Африки — меловой, на Сибирской платформе установлен как палеозойский, так и мезозойский их возраст.

Наиболее благоприятной для образования алмазоносных кимберлитовых трубок является граница фундамента и чехла платформ. Последний, по-видимому, выполняет роль экрана, препятствующего рассеиванию кимберлитовых пород. Обычно в рудных районах лишь немногие кимберлитовые трубки алмазоносны (2—5%).

Трубки в плане имеют обычно эллипсоидальную форму. Они сложены агломератовыми брекчиями, состоящими из обломков известняков, глинистых сланцев, гнейсов, диабазов, эклогитов, гипербазитов и кимберлитов более ранних генераций. Цемент — карбонатизированная и серицитизированная стекловатая масса ильменита, магнетита, пиропа, хромдиопсида, хромита, перовскита, алмаза, сфена, рутила, циркона и апатита. Спутниками алмаза являются пироп, хромдиопсид, магнезиальный ильменит и перовскит.

Таким образом, имеются все признаки, устанавливающие магматическое происхождение месторождений алмазов и их связь с ультраосновной магмой. Возникновение

алмазов связано с весьма значительными глубинами, на которых кора платформ подстилается эклогитовым слоем. Несомненно они приурочены к очень крупным и глубоким разломам фундамента. Разломы эти обладают долговременностью развития, вследствие чего контролируют распространение разновозрастных месторождений. Очевидно, отмеченным обстоятельством следует объяснять почти полное отсутствие месторождений алмазов в геосинклинальных зонах, отличающихся большой контрастностью тектонических движений.

Схематическое рассмотрение основных металлогенических особенностей платформ вынуждает признать, что связь эндогенной минерализации с деталями структур заслуживает дальнейшего изучения.

Предварительная схема металлогении зон тектонической активизации

Представления Д. Дана, изложенные им в 1872 г. в виде обширной гипотезы происхождения и развития земной коры на основе теории контракции, привели его к идее о перманентности континентов и океанов. Дальнейшее развитие гипотезы Д. Дана установило основные положения классической геотектоники, в соответствии с которыми геосинклинали, размещающиеся по периферии платформ на океанической коре, последовательно припаиваются к континентам (Шатский, 1946; Васильковский, 1960 и др.). Процесс этот сопровождается необратимой трансформацией океанической коры в материковую и неуклонным ростом платформ.

Другое направление в решении основных геотектонических вопросов базируется на данных по тектонической активизации платформ и областей завершенной складчатости. В. А. Обручев (1922) уже давно обратил внимание на наличие в Азии возрожденных гор, возникших в мезо-кайнозойское время на древних складчатых сооружениях. Значительно позже Г. Ф. Мирчинк (1940) выделил глыбовые зоны в виде структур земной коры, противопоставляющихся геосинклиналям и платформам. Этот тип структур отличается крупными контрастными вертикальными перемещениями по разломам, мощными излияниями базальтовых лав и внедрением щелочных изверженных пород. Формирование таких структур сопровождается мощными накоплениями континентальных грубообломочных осадков. Они возникли уже в палеозое, но наиболее характерны для киммерийского и альпийского геологических циклов. Процесс возникновения наложенных структур Е. В. Павловский (1948) назвал аркогенезом и объяснил его качественно иным состоянием вещества крупных участков древних платформ, приобретающих с конца мезозоя повышенную подвижность.

В. В. Белоусов (1962, 1966) под активизацией понимает весьма обширную группу тектонических явлений, вызывающих раскалывание и обрушение сиалической земной коры, излияние базальтов и в конечном итоге — океанизацию, начинающуюся в мезозое. Активизация противопоставляется поступательному полицикличному развитию земной коры, обусловленному последовательной консолидацией геосинклиналей и наращиванием платформ, и вызвана, по его мнению, массовым поступлением из средней мантии базальтового материала. Последний разъедает снизу материковую кору и превращает ее в океаническую.

По мнению В. Е. Хаина (1964), от островных дуг и глубоководных желобов в сторону материков распространяется волна активизации, генетически связанная с геосинкли-

нальными процессами. Восходящим, или прогрессивным, является процесс превращения океанической коры в материковую; обратным, нисходящим, или регрессивным, процессом, проявляющимся на границе мегациклов, служит океанизация материковой коры. Отдельные стадии океанизации проявлены различными структурами платформ, начиная от авлакогенов, тафрогеосинклиналей, внутренних морей и кончая океаническими хребтами и впадинами. Причинами океанизации В. Е. Хаин считает подкоровые течения. Формирование земной коры, таким образом, представляется полицикличным процессом, характерным как для древнейших периодов, так и для неогея. Необратимость этого процесса проявляется наличием реликтов древних структур в молодых, что и дает возможность реконструкции истории Земли в целом.

М. С. Нагибина (1963, 1967 и др.) тектонической активизацией называет разнонаправленные движения, возникающие в областях древних и молодых платформ. С этим процессом связывается возникновение наложенных, либо унаследованных структур, отделенных от формирования основания перерывом в одну — две геологические системы и даже эры.

Глыбово-складчатые структуры, связанные с тектонической активизацией, подразделяются М. С. Нагибиной на впадины байкальского типа и впадины и прогибы восточно-азиатского, или тихоокеанского типа. Они различаются между собой размещением в пространстве, масштабами, мощностью и формациями слагающих осадков, что свидетельствует о их генетическом различии. Байкальский тип впадин характеризуется обильным базальтоидным наземным вулканизмом (оз. Байкал, Рейнский грабен и др.). Тихоокеанский тип представлен линейно вытянутыми системами прогибов, заложенными на древнем фундаменте и разделенными между собой сводовыми поднятиями этого фундамента. Впадины выполнены континентальными, реже морскими, грубообломочными, часто угленосными осадками, чередующимися с вулканогенными образованиями андезитового состава. Мощность выполнения местами достигает 6—7 *км*. Характерно наличие гранитоидов, прорывающих молассы.

Первые из названных структур не имеют пространственной связи с одновозрастными геосинклиналями, тогда как вторые развиваются в краевых частях платформ, прилегающих к одновозрастным геосинклиналям. Процесс, вызывающий образование глыбово-складчатых структур и гранитов на платформах в связи с развитием сопредельных геосинклиналей, М. С. Нагибина называет «ревивацией», в противоположность «активизации», вызывающей формирование глыбово-складчатых структур с базальтоидным вулканизмом.

А. Д. Щеглов (1968) отмечает, что активизация, охватывая обширные площади, одновременно развивается в пределах различных структур: в разновозрастных складчатых зонах, платформах, срединных массивах, т. е. отсутствует непосредственная связь этих процессов со структурами, на которых они развиваются. Данное обстоятельство позволяет А. Д. Щеглову назвать территории, охваченные наложенным тектоническим процессом, областями автономной активизации. Они подразделяются на области в пределах складчатых зон, области в пределах срединных массивов и области в пределах платформ.

В процессах активизации А. Д. Щеглов различает две стадии: 1) стадия пологих прогибов с континентальными вулканитами и трещинными интрузиями, 2) стадия наложенных терригенных впадин, интрудированных щелочными изверженными породами, сопровождающимися базальтовыми излияниями. Процессы автономной активизации им связываются с базификацией земной коры.

Разработка металлогенической схемы областей тектонической активизации представляет немалые

трудности в связи с отсутствием объективных критериев для отнесения отдельных месторождений к геосинклинальным, платформенным, либо активизированным областям. Вероятно, в ряде случаев мы имеем дело с конвергенцией отдельных типов месторождений (например, олово-вольфрамовых), образованных при процессах развития геосинклиналей и активизации древних платформ. В других случаях создаются сходные условия возникновения месторождений (например, вулканогенных свинцово-цинковых) в поздние стадии развития геосинклиналей и активизированных сопредельных срединных массивов. Поэтому предлагаемая здесь схема имеет сугубо предварительный характер. В ее основу положена классификация активизированных структур, предложенная М. С. Нагибиной (1967).

1. В глыбово-складчатых структурах, сопровождаемых базальтоидным магматизмом, развиты месторождения свинца и цинка (типа Верхне-Рейнского грабена), барита и флюорита (типа молодых месторождений Чешского массива), карбонатитов (типа современных и недавних месторождений Восточной Африки). Для структур первого типа характерно присутствие даек, согласных с простиранием флексур и магмоподводящих сбросов; одновременность формирования флексур, даек и базальтовых покровов; образование структур в условиях растяжения земной коры. Таким образом, эти структуры можно выделить в качестве третьего типа структур земной коры, противопоставив его геосинклиналям и платформам.

2. С процессом ревивации, приводящим к образованию глыбово-складчатых структур, сопровождаемых кислым магматизмом, проявленном в форме вулкано-плутонических формаций, связана довольно обширная группа месторождений олова и вольфрама, золота и серебра, свинца и цинка, редких и радиоактивных элементов. Процесс ревивации не является автономным, а провоцируется геосинклинальным развитием сопредельных геосинклиналей. Он проявляется лишь в краевых частях платформ, почему его и следует отнести к процессу геосинклинальному.

Месторождения, возникшие во втором типе структур, весьма многочисленны в областях, тяготеющих к Тихоокеанскому поясу. Они датируются преимущественно яньшаньским возрастом, когда ранее консолидированные структуры Центральной и Восточной Азии были раздроблены. Родопский срединный массив также служит хорошим примером ревивации, обусловленной развитием соседней Вардарской геосинклинальной зоны. Свинцово-цинковые месторождения здесь отчетливо связаны с молодыми (олигоцен — миоцен) вулканическими проявлениями.

Приведенный фактический материал по металлогенической эволюции земной коры на разных стадиях общего процесса ее развития можно изложить в виде сводной схематической табл. 3.

Таким образом устанавливается, что эндогенное рудообразование закономерно проявляется на всех основных стадиях развития геосинклиналей, платформ и активизированных областей. В полицикличном процессе развития геосинклинальных поясов характер рудообразования обусловлен не только временем его развития (этапом, стадией), но и строением (типом) отдельных составных частей геосинклиналей. При этом тип геосинклинальных структур определяет характер магматизма и металлогении в геосинклинальную и раннеорогенную стадии развития, а структурные формы складчатых областей — в периоды позднеорогенной стадии.

Намечается генетическая связь месторождений первых двух стадий в вулканогенных и сланцевых эвгеосинклиналях с базальтоидным магматизмом. Гранитоидный магматизм и связанные с ним редкометальные месторождения харак-

Таблица 3

Схема металлогенической эволюции земной коры

Основные элементы геосинклиналей	Рудоносные магматические формации	Рудные формации
	Месторождения геосинклинальной стадии	
Геосинклинальные пояса: Офиолитовые пояса	Гипербазитовая	Хромитовая, асбест-талько-вая, силикатного никеля, магнезитовая
Эвгеосинклинали вулканогенного типа		
Прогибы	Габбро-пироксенит-дунитовая	Титаномагнетитовая, хромито-платиновая
Поднятия	Диабаз-альбитофировая, андезитовая	Медно-серноколчеданная, барит-полиметаллическая, гематит-марганцевая
Эвгеосинклинали сланцевого типа		
Прогибы	Габбро-диабазовая	Колчеданно-полиметаллическая, медно-пирротиновая
	Месторождения раннеорогенной стадии	
Эвгеосинклинали вулканогенного типа	Габбро-плагиогранитовая, габбро-граносиенитовая	Скарновая магнетит-медная золото-полиметаллическая
То же в зоне ультраметаморфизма (докембрийские)	Не наблюдается	Железных кварцитов (джеспилитовая)
Эвгеосинклинали сланцевого типа		
Прогибы	Габбровая	Сидерит-полиметаллическая
Поднятия	Гранитоидная	Кварц-молибденит-шеелитовая, кварц-галенит-сфалеритовая
Эвгеосинклинали терригенного типа		
В зоне ультраметаморфизма (докембрийские)	Гранито-гнейсовая, метасоматических гранитов	Пегматитовая (редкие и рассеянные элементы)
Прогибы обращенные	Батолитовая—гранитная	Пегматитовая и гидротермальная грейзеновая и кварц-турмалиновая (олово, вольфрам, молибден, висмут, редкие элементы)
Прогибы необращенные	Малые интрузии гранитоидов	Касситерит-сульфидная
Поднятия	Гранитоидная пестрого состава	Кварц-арсенопирит-сфалерит-галенитовая

Продолжение табл. 3

Основные элементы геосинклиналей	Рудоносные магматические формации	Рудные формации
Геоантиклинали унаследованного типа	Гранитоидная батолитовая	Пегматитовая и гидротермальная редкометально-мышьяковая (шеелит, арсенопирит, молибденит)
Геоантиклинали остаточного типа	Умеренно кислых гранитоидов, батолитовая	Медно-молибденовая, скарново-магнетитовая, кварц-галенит-сфалеритовая
	Месторождения позднеорогенной стадии	
Офиолитовые пояса	Не наблюдается	Ртутная
Геосинклинальные пояса: Эвгеосинклинали вулканогенного типа	Малые интрузии гранитоидов	Золоторудная
Поднятия	Малые интрузии габбро-гранодиоритового состава	Халькопирит-сфалерит-галенитовая (вкрапленный и колчеданный типы)
Эвгеосинклинали терригенного типа		
Центральные поднятия	Малые интрузии ультракислых и щелочных гранитоидов	Касситерит-ферберит-молибденит-золото-халцедоновая
Периферические зоны	Малые интрузии лампрофиров и альбитофиров	Скарновая свинцово-цинковая
Геоантиклинали	Малые интрузии субщелочных гранитоидов	Ферберит-антимонит-киноварно-реальгаровая
Миогеосинклинали, наложенные впадины, поздние разломы	Лакколиты щелочных гранитоидов, андезитовая Не наблюдается	Редкометальная, золото-серебряная, свинцово-цинковая Ртутная, свинцово-цинковая в карбонатных породах, медистых песчаников

Продолжение табл. 3

	Основные элементы геосинклиналей	Рудоносные магматические формации	Рудные формации
Платформы	Магматические формации	Рудные формации	
	Не наблюдается	Золото-урановая в древних конгломератах (тип Витватерсранд)	
	Не наблюдается	Вкрапленная медно-кобальтовая (тип Замбия)	
	Основные—ультраосновные, сильно дифференцированные интрузии	Хромитовая, медно-никелевая с кобальтом, олово-золоторудная (типы Бушвельд, Седбери, Норильск)	
	Трапповая	Титаномагнетитовая (типы Аллард, Кочканар)	
	Щелочно-ультраосновные интрузивные, дифференцированные породы	Магнетит-апатитовая (тип Кируна), лопаритовая (тип Ловозеро), карбонатитовая, цветных металлов (типы Три-Стейт, Никитовка, Алдан, Енисей)	
	Кимберлитовая	Алмазная (тип Кимберли)	
Активизированные области	Структуры	Магматические формации	Рудные формации
	Складчато-глыбовые структуры, связанные с процессом активизации	Базальтоидные эффузивные и отчасти интрузивные	Свинцово-цинковая, флюорит-баритовая, карбонатитовая
	Складчато-глыбовые структуры, связанные с процессом ревивации	Вулкано-плутонические кислого состава	Пропилитовая золото-серебряная, грейзеновая касситерит-вольфрамитовая, вулканогенная свинцово-цинковая и др.

терны для раннеорогенной стадии развития терригенных геосинклиналей, унаследованных геоантиклиналей и глыбово-складчатых структур ревивации. Месторождения позднеорогенной стадии характеризуются приуроченностью к крупным разрывным нарушениям, унаследованностью состава от более древних месторождений, парагенетической связью с малыми трещинными интрузиями пестрого состава, а иногда отсутствием видимой связи с магматизмом.

Эндогенные месторождения платформ и, по-видимому, областей активизации, отличаются четкой приуроченностью к разломам фундамента, особенно к местам их пересечения, вдоль которых транспортируются продукты подкоровых магм.

Месторождения, связанные с процессом ревивации, по всем данным, имеют генетическое родство с производными палингенной, коровой гранитной магмы.

Часть вторая

Характеристика Средиземноморского металлогенического пояса

Металлогеническое районирование Земли

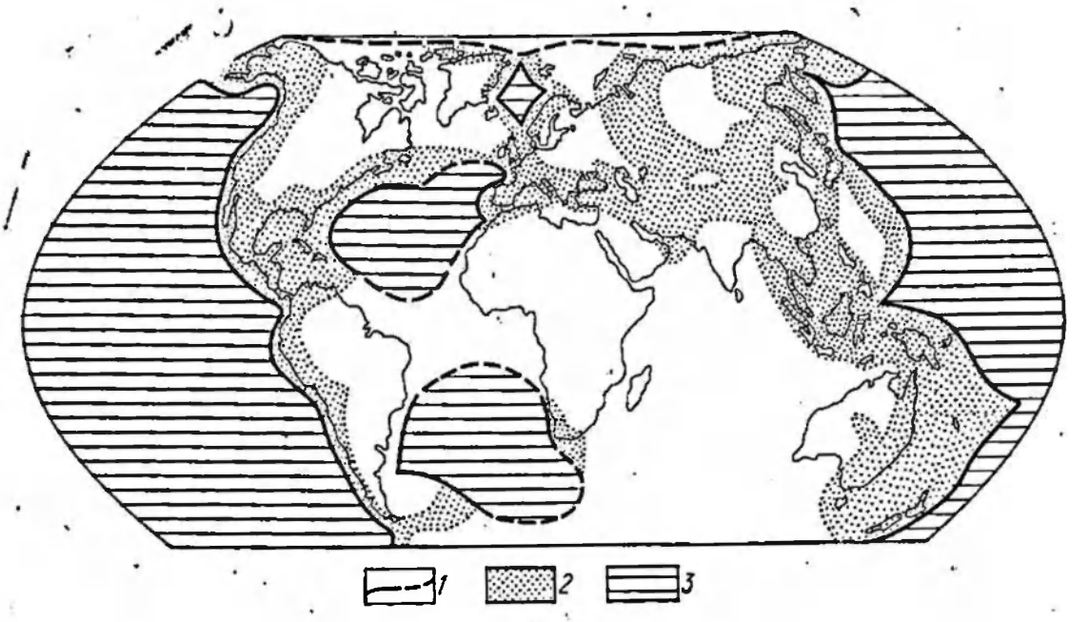
Металлогеническое районирование должно базироваться на районировании тектоническом. Исходя из этого в основу подразделения Земли на отдельные металлогенические единицы следует положить тектонические структуры, в первую очередь геосинклинальные пояса и платформы. К числу первых в соответствии с данными М. В. Муратова (1966) принадлежат: 1) Средиземноморский, 2) Урало-Монгольский, 3) Тихоокеанский, 4) Атлантический, 5) Арктический и 6) Капский подвижные пояса, в состав которых входят все фанерозойские складчатые сооружения, в том числе и молодые плотформы (эпипалеозойские).

Г. Штилле (1964_1) считал, что древнейший мегахрон в развитии Земли — протогей — завершился в раннем альгонке формированием единого громадного континентального блока — Мегагеи. Он был окаймлен Великим океаном и, кроме того, содержал три замкнутые океанические впадины, размещавшиеся в северной, центральной и южной частях современного Атлантического океана. В этот период геосинклинальные системы на Земле полностью отсутствовали. В начале позднего альгонка произошла альгонкская революция — регенерация Мегагеи и образование в зонах ремобилизации геосинклинальных областей (рис. 6). В результате этого процесса возникли древнейшие праматерики (платформы), геосинклинали и океаны, которые и развивались в течение всего неогея.

Основами всех материков служат десять древних платформ: Восточно-Европейская (Русская), Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индийская, Австралийская и Антарктическая. Из них первые пять относятся к платформам Северного полушария, а пять последних считаются обломками гипотетической единой платформы Южного полушария — Гондваны.

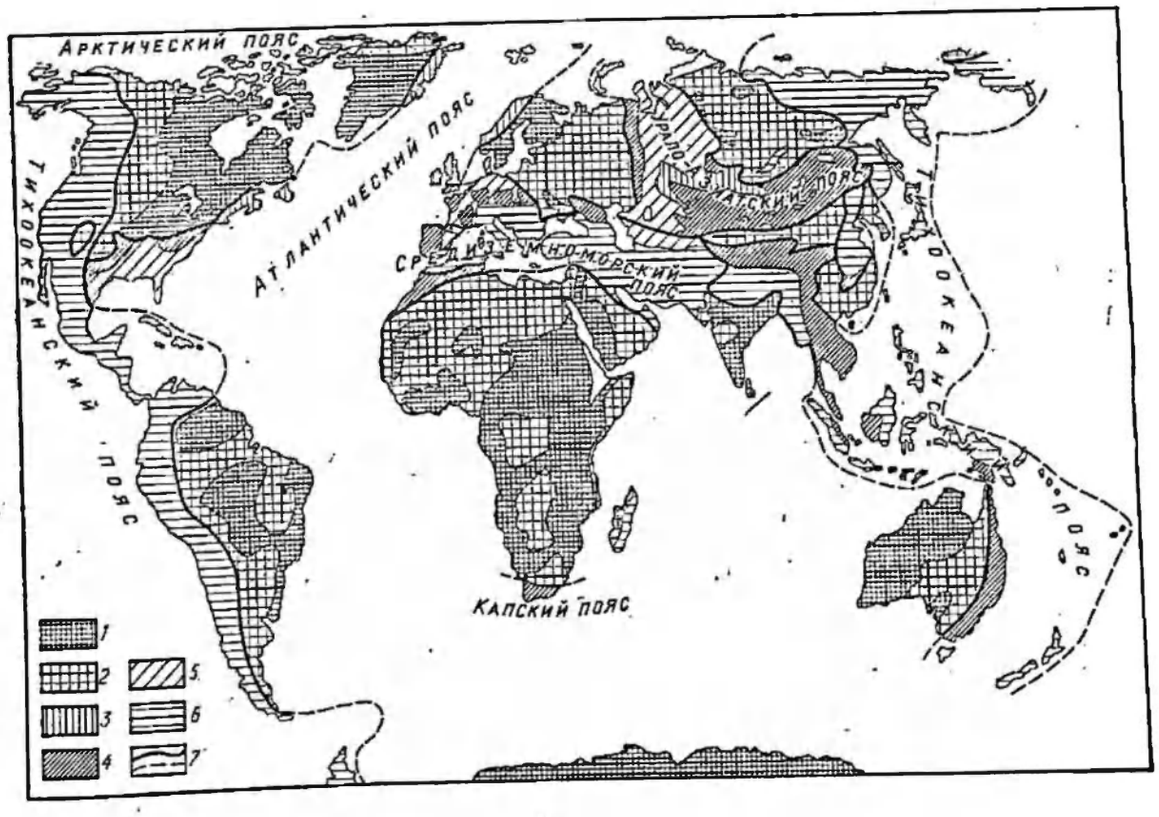
Отмеченные главные структуры не являются рудоносными на всем своем протяжении и выделение в их пределах реальных или потенциальных рудных площадей имеет большое прикладное значение. В соответствии с принятой нами классификацией рудоносных площадей геосинклинальные складчатые пояса называются металлогеническими поясами и подразделяются на металлогенические области, а последние — на рудные провинции. В составе последних различаются металлогенические зоны и рудные районы, что при мелкомасштабном металлогеническом анализе, предпринятом в настоящем исследовании, удается далеко не всегда, тем

Рис. 6. Схема расположения праматериков и праокеанов в период альгонкской революции. По *Г. Штилле*



1 — границы Мегагеи; *2* — области регенерации — прагеосинклиналь; *3* — праокеан

Рис. 7. Схема размещения металлогенических поясов Земли



1—2 — древние платформы: *1* — щиты, *2* — платформы, покрытые осадками чехла; *3* — металлогенические пояса каледонской (и байкальской) консолидации; *4—5* — то же, герцинской консолидации; *4* — выходы на поверхность палеозойского складчатого основания; *5* — плиты, покрытые осадками чехла; *6* — то же, альпийской консолидации; *7* — границы металлогенических поясов

более в пределах мало изученных провинций.

Постпротерозойские складчатые области Земли объединены нами в шесть металлогенических поясов (рис. 7): 1) Средиземноморский, 2) Урало-Азиатский, 3) Тихоокеанский, 4) Атлантический, 5) Арктический, 6) Капский. Что касается платформ, то их очертания не вызывают сомнений и полностью заимствованы из построений М. В. Муратова.

При характеристике металлогенических особенностей Земли существенное значение имеет расположение фактического материала. Во всех известных опытах, предпринятых в этом направлении (Тернер, 1958; Магакьян, 1959; В. Смирнов, 1963), рудные провинции классифицируются в порядке их возраста, за который принимается время проявления завершающей складчатости. Именно по этому принципу, как известно, построена Н. С. Шатским тектоническая карта СССР; этот же принцип часто кладется в основу и другими исследователями при составлении тектонических карт.

Возраст рудных провинций, а также возраст как основных тектонических структур, так и развитой в их пределах эндогенной минерализации является одним из существенных критериев, определяющих их металлогенические особенности. Однако не менее важно положение самих провинций в общей структуре земной коры. Поэтому в данной монографии провинции описываются по металлогеническим поясам, а внутри пояса — по областям. Возраст структур и минерализации широко используется при районировании пояса.

В качестве основных возрастных рубежей принимаются главнейшие эпохи складчатости, выделенные М. В. Муратовым (1965_1). Таких эпох в развитии древних платформ он выделяет пять. Две наиболее древние из них относятся к периоду образования ядер древних платформ (см. табл. 2).

В неогее наблюдается интенсивное развитие грандиозных геосинклинальных поясов, заложившихся, по данным Г. Штилле (1964_1), в позднем альгонке, что можно рассматривать в качестве процесса, компенсирующего последовательное наращивание платформенных массивов.

Отмеченные в неогее четыре эпохи не могут быть сопоставлены по масштабам с пятью выделенными в докембрии. В частности, они не служат вехами для выделения мегастадий развития земной коры (Муратов, 1965_1).

Районирование каждого подвижного пояса производится на основании двух главных критериев: 1) возраста геологических структур, в частности возраста завершающей складчатости, во время которой отдельные составные части подвижных поясов преобразуются в молодые платформы; 2) сходство этих структур, истории их геологического развития, магматизма и металлогении. Первый из названных принципов позволяет грубо подразделять пояса на складчатые области и молодые платформы, тогда как второй — выделять в составе последних разнотипные металлогенические провинции, обладающие специфическими особенностями структур, магматизма и эндогенной минерализации.

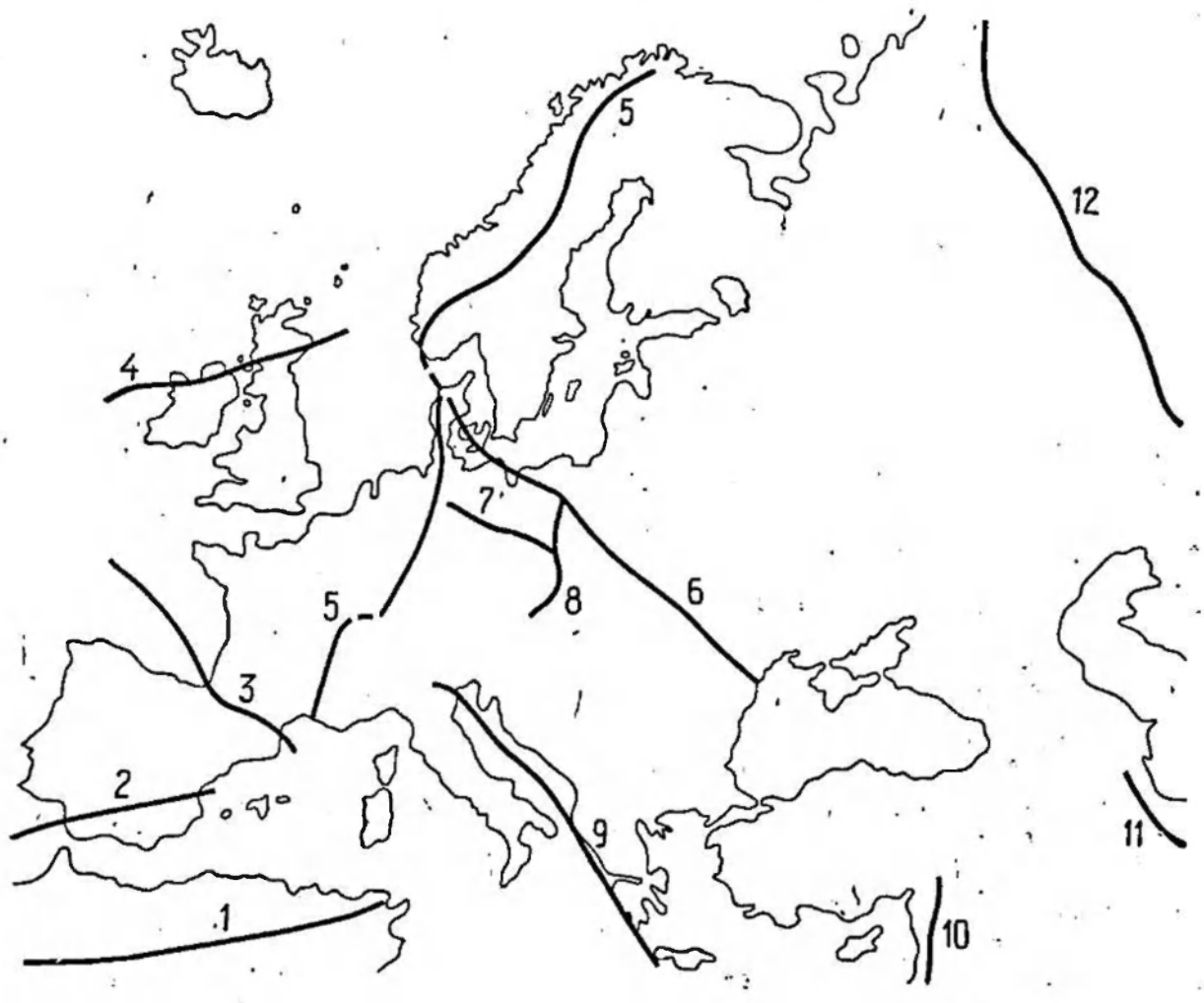
Опыт металлогенической характеристики Средиземноморского пояса предпринят на основании анализа доступных автору литературных данных по геологии отдельных рудных районов и отдельных месторождений, а в некоторых случаях по собственным материалам.

Средиземноморский металлогенический пояс

Общие сведения

Средиземноморский подвижный пояс, по данным Г. Штилле (1961_1), возник в результате предальгонкской регенерации Мегагеи на востоке от Атлантического океана. Здесь расположены два линеамента: 1) Бискайский, отделяющий Бискайский залив от Арморикапского массива, и 2) Зеленого мыса, разделяющий Африку и Атлантику (рис. 8). Геосинклинальная регенерация Мегагеи вдоль этих двух линеаментов определила субширотное направление Средиземноморского пояса (Тетиса) и относится к периоду предальгонкской революции. Эта грандиозная прагеосинклиналь рассекает Мегагею от Праатлантики до Тихого праокеана и разделяет Старый Свет и Северную и Южную Земли. Испытав в неогее полное геосинклинальное развитие,

Рис. 8. Главные линеаменты Европы. По *Г. Штилле*



1 — Североафриканский; *2* — Зеленого мыса; *3* — Бискайский; *4* — Гебридский; *5* — Средиземное море — Мьеса; *6* — Балтийско-Подольский; *7* — линия Эльбы; *8* — Мораво-Силезский; *9* — Адриатический; *10* — Сирийско-Кавказский; *11* — Иранский; *12* — Уральский

Тетис снова спаивает воедино материки Северного и Южного полушарий. Это развитие находилось под влиянием тетической тектоники сжатия.

На западе Тетис начинается в Восточноатлантическом углу, вдоль которого Праатлантика вдавалась в Мегагею. На востоке подобную роль играет Каролинский угол, вдоль которого Тихий праокеан вдавался в Мегагею (см. рис. 6). Линеаменты, определяющие эти две обширные бреши праокеана в древнем континенте, соединились и проложили пути Тетису. Общее близширотное простирание Тетиса несколько нарушается в его восточной части изгибанием к югу, где он по сложной системе глубинных разломов сочленяется с Тихоокеанским поясом.

Средиземноморский пояс состоит из двух разнородных частей: герцинской и альпийской. Первая из них охватывает эпипалеозойскую Европейскую платформу, бо́льшую часть Пиренейского полуострова и Корсики, а также Сардинию. Сюда же относятся эпипалеозойские Мизийская, Скифская и Туранская платформы (плиты), на бо́льшей части перекрытые чехлом молодых осадков.

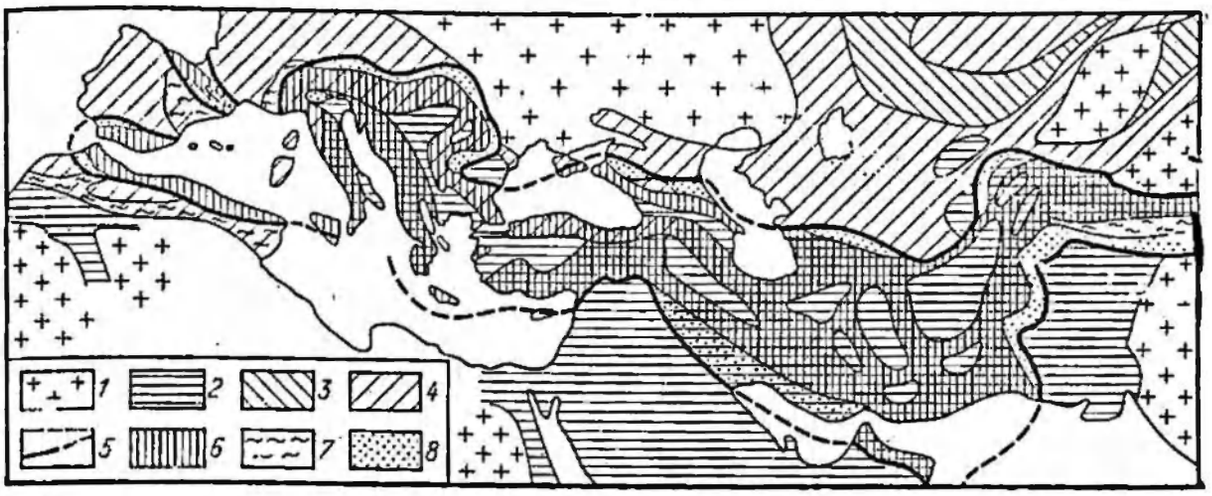
Альпийская зона Тетиса, отчасти наложенная на консолидированные палеозойские структуры, оконтуривает весь Средиземноморский бассейн, почти целиком Черное и Каспийское моря, откуда широкой полосой распространяется к востоку, охватывая Анатолию, Иран, Белуджистан.

Отмеченные изолированные части пояса разграничены цепью краевых прогибов. Что касается границ всего Средиземноморского пояса с оконтуривающими его более древними разнородными структурами, то они не всегда выражены столь отчетливо, как внутри пояса между его разновозрастными частями. Так, если северо-восточная граница между Восточно-Европейской платформой, с одной стороны, и эпигерцинской платформой, а также альпийской дугой Восточных Карпат — с другой, совпадает с выдержанной на огромном расстоянии зоной глубинных разломов, то западная граница пояса с реликтовыми останцами каледонских складчатых сооружений, отнесенных к Атлантическому поясу, не имеет столь определенного структурного выражения. Далее к югу эта граница совпадает с молодыми разломами восточного борта Атлантического океана.

На юге альпийские складки повсеместно контактируют с консолидированными образованиями различных частей Гондваны — Африканской, Аравийской и Индийской платформами. При этом они соприкасаются с ними либо вдоль крупных разломов — линеаментов, как это имеет место в Северной Африке, либо посредством краевых прогибов, отчетливо выраженных вдоль низовьев рек Тигра и Евфрата, Персидского залива, а также по долине р. Инд. Северная граница пояса, на наш взгляд, трассируется по линии глубинных разломов, иногда проведенных предположительно под платформенным чехлом, разделяющим Скифскую и Восточно-Европейскую платформы, а также отделяющих южную часть Туранской плиты от Урало-Тяньшаньской дуги складок. Наконец, восточная граница пояса является наименее ясной, ее следует, по-видимому, проводить по меридиану Памира.

История геологического развития Средиземноморского пояса уходит своими корнями в поздний докембрий. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1968) заложение пояса определяют в интервале 1700—800 млн. лет. Наиболее отчетливо здесь выделяется три цикла складчатости: байкальский (ассынтский, кадомский), герцинский (варисский) и альпийский. В конце первого из них на значительной части данной территории установились, по-видимому, субплатформенные условия; после второго обширные площади пояса преобразовались в платформу, а альпийский цикл завершился повсеместной консолидацией и почти полным отмиранием геосинклинального режима, реликты которого со-

Рис. 9. Сопоставление доальпийского фундамента и альпийских прогибов Средиземноморско-Гималайского пояса. По *Е. Е. Милановскому* и *В. Е. Хаину* (1968, схематизировано)



1 — докембрийские платформы; *2* — области байкальской складчатости; *3* — области каледонской складчатости; *4* — области герцинской складчатости; *5* — граница альпийской геосинклинали; *6* — альпийские прогибы; *7* — зоны позднеальпийского эпиплатформенного складкообразования; *8* — альпийские краевые прогибы

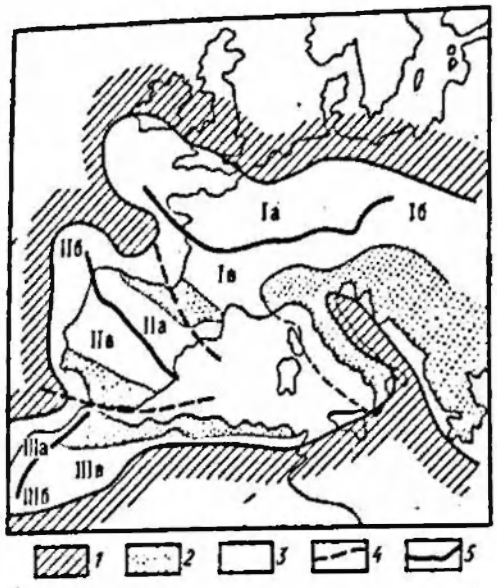
хранились на ограниченных участках пояса, в настоящее время продолжающих свое развитие уже в рамках нового, постальпийского геологического цикла (Штилле, 1957).

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин по тектонике разделяют пояс на следующие складчатые области: 1) Западно - Средиземноморская; 2) Карпато-Балканская; 3) Кавказско-Переднеазиатская; 4) Афгано-Гималайская; 5) Бирмо-Индонезийская (рис. 9). Между отмеченными сегментами пояса устанавливаются крупные поперечные разломы, тогда как расчленение внутри сегментов осуществляется по нарушениям второго порядка. Принимаемое нами ранее (Твалчрелидзе, 1964), так же как и предлагаемое здесь, районирование в общих чертах сходно с отмеченным, хотя в деталях и отличается.

Герцинская консолидация охватила почти всю территорию Средиземноморского пояса и лишь в локальных геосинклинальных зонах, как, например, в Динаридах или на южном склоне Большого Кавказа, палеозойская геосинклиналь постепенно, без видимых несогласий, наследуется мезозойской. На значительной же преимущественно северной части пояса герцинский цикл завершился полной складчатостью, консолидацией геосинклинали и установлением платформенного режима. Последний сохранился в течение последующего мезо-кайнозойского времени в пределах Центральной Европы, Предкавказья и частично в Средней Азии и Северной Африке, тогда как на большей (южной) части пояса в мезозое произошла регенерация геосинклинального режима и вдоль глубинных разломов на байкальское и отчасти палеозойское складчатое основание наложились вторичные геосинклинальные системы. Эти последние затрудняют расшифровку главных особенностей строения герцинской складчатой области. Препятствием служит также развитие на обширных территориях платформенного чехла, представленного отчасти палеозойскими, а главным образом мезо-кайнозойскими осадками.

Г. Штилле (1964_6) варисциды Европы и Северной Африки подраз-

Рис. 10. Палеозойские складчатые системы Европы и Северной Африки



1 — докембрийская и каледонская рамы варисцид Европы; *2* — альпийская наложенная геосинклиналь; *3* — варисциды; *4* — границы систем; *5* — оси симметрии систем

Главные части систем (номера на рисунке): I — Центрально-Европейская складчатая система: Iа — северный ствол, Iб — центральное поднятие, Iв — южный ствол; II — Иберийская складчатая система: IIа — северо-восточный ствол, IIб — центральное поднятие, IIв — юго-западный ствол; III — Марокканская складчатая система: IIIа — северо-западный ствол, IIIб — центральное поднятие, IIIв — юго-восточный ствол

деляет на три самостоятельных орогена (в нашем понимании — на три складчатых системы): Ренидский, Иберийский и Марокканский. Первый из них, очевидно, правильнее называть Центрально-Европейским (рис. 10). Он охватывает все пространство между европейскими каледонидами на севере, древней Восточно-Европейской платформой на востоке, Альпийским прогибом на юге и Атлантическим океаном на западе. Иберийский ороген распространяется на Пиренейский полуостров, а к Марокканскому относятся варисциды Северной Африки. Каждый из орогенов характеризуется симметричным строением, выраженным размещением вокруг центральных поднятий стволов складок, окаймляющих их с противоположных сторон. Ориентация орогенов различна: Ренидского — субширотная, Иберийского — северо-западная и Марокканского — северо-восточная.

Геосинклинальная рама палеозойской складчатости западной части Тетиса представлена областями более ранней (докембрийской, каледонской) консолидации, Атлантическим океаном и предполагаемым северным Адриатическим клином Гондваны, который на рис. 10 с учетом современных данных по тектонике Европы показан более широким, чем у Г. Штилле.

Главной особенностью альпийской части Средиземноморского пояса является заложение ее на древнем складчатом основании. Эта особенность обусловливает отличие развитых здесь наложенных, вторичных эвгеосинклиналей от первичных. С этой же особенностью связаны основные черты строения альпийского пояса, где четко выделяются три части: северный и южный стволы и центральная осевая часть, занимаемая срединными массивами. В пределах последних сохранились и иногда обнажены на поверхности древнейшие палеозойские и верхнепротерозойские образования. Таким образом, посредством срединных, а также краевых массивов, развитых в периферических частях эпипалеозойских платформ, можно связать альпийскую историю геологических структур с древней, а в отдельных случаях обнаружить следы либо их унаследованности, либо резкой дискордантности.

Противоположные стволы складок в Средиземноморском поясе, как известно, впервые выделил Л. Кобер (Kober, 1931) под названием «альпид», опрокинутых к северу, и «динарид», опрокинутых к югу. Позднее установлено отличие стволов не только по направлению перемещения шарьяжей, но и по более существенным стратиграфическим и палеогеографическим их особенностям. Так, начиная с намюра северный ствол, окаймляющий на юге варисскую Европейскую платформу, отделялся от южного горной цепью (Brunn, 1964).

Различие между стволами имеет и чисто тектоническое выражение, проявленное особенностями их геологического развития. В соответствии с данными М. В. Муратова (1949, 1962) для северной части пояса характерно прямое развитие, при котором главными определяющими элементами геологических структур являются геоантиклинали. Последние представляют собой центральные ядра, которые наращиваются последовательно консолидирующимися геосинклинальными зонами, сложенными преимущественно песчано-сланцевыми и флишевыми осадками. В ядрах геоантиклиналей, преобразованных в результате альпийской складчатости в антиклинории первого порядка, обнаружен палеозойский кристаллический фундамент, изучение которого устанавливает длительность (по крайней мере с начала герцинского цикла) и полицикличность развития этих крупных структур.

В южном стволе молодые эвгеосинклинали были вдоль разломов наложены на байкальскую и палеозойскую платформы. Части последней, не захваченные регенерацией геосинклинального режима, сохранили геоантиклинальное положение. Вместе с тем эти геоантиклинали не наращивались за счет консолидации сопредельных прогибов, а испытывали, по мнению М. В. Муратова (1962), блоковое перемещение вдоль оконтуривающих их глубинных разломов.

Зоны, сопровождаемые в период их консолидации батолитовым гранитным магматизмом, широко распространены в герцинском и, повидимому, байкальском циклах развития Средиземноморского пояса. Таковы отдельные структурные (и металлогенические) зоны Центральной Европы (Саксотюрингская), Пиренейского полуострова (Галисийская), Предкавказья и др. Для альпийского пояса эти структуры не характерны, что следует также отнести к одной из существенных его особенностей, обусловленных направлением развития основных геологических структур.

Многогеосинклинальные зоны без сколько-нибудь существенного магматизма проявлены локально в отдельных частях пояса. Таковы Пиренеи и Бетские Кордильеры, большинство зон Атласа, частные прогибы Альп, Апеннин и Карпат, некоторые зоны Кавказа, Малой Азии и других провинций. Но все они представляют собой детали на резко превалирующем эвгеосинклинальном фоне развития альпийского пояса.

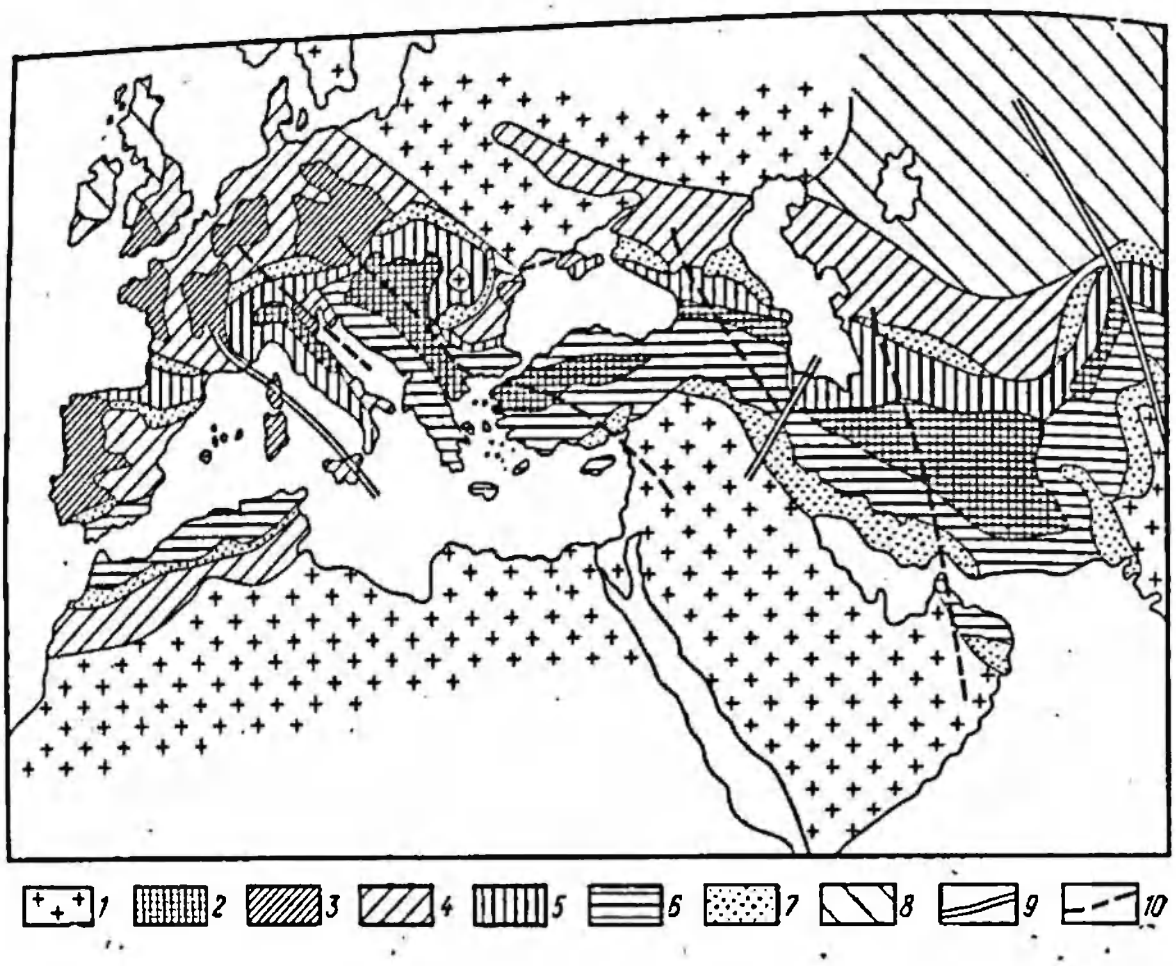
Наконец, третьей главной особенностью Средиземноморского пояса, распространяющейся как на альпийскую, так и на варисскую его части, является развитие своеобразных поперечных структур (рис. 11). Последние охватывают складчатые зоны и окаймляющую их геосинклинальную раму, и часто прослеживаются в пределах сопредельных древних платформ и океанических впадин.

Поперечные структуры имеют различные масштабы и характер. Они определяют различие фаций и мощностей, а также особенностей тектоники и магматизма в отдельных продольных геосинклинальных прогибах. С поперечными структурами связаны дуги складок и очертания срединных массивов, погружения и воздымания древнего кристаллического фундамента.

История развития

Заложение геосинклинального режима в пределах обширной территории Средиземноморского пояса относится к позднему докембрию — альгонку (рифею). Вместе с тем время формирования всей этой об-

Рис. 11. Общая схема строения Средиземноморского металлогенического пояса



1 — платформы; *2* — срединные массивы; *3—4* — области палеозойской складчатости: *3* — с выходящим на поверхность фундаментом, *4* — с погруженным фундаментом; *5* — северная ветвь Средиземноморского альпийского пояса; *6* — то же, южная ветвь; *7* — краевые прогибы; *8* — складчатые сооружения сопредельных поясов; *9* — поперечные сужения пояса; *10* — поперечные поднятия

ласти в виде единой геосинклинали, перепоясывающей в широтном направлении половину земного шара, датируется ранним палеозоем, в течение которого пояс приобрел устойчивые границы.

Докембрийская история Средиземноморской геосинклинали неясна, так как изолированные выходы древнейших метаморфических пород в пределах срединных массивов пока слабо увязываются между собой.

Последние работы, посвященные данной проблеме (Белов, 1967; Бархатов, 1968; Муратов, 1967; Милановский. Хаин, 1968 и др.), устанавливают широкое распространение байкальской платформы, но строение ее освещают в самых общих чертах.

Байкальская складчатость проявилась на границе альгонка (рифея) и кембрия либо между нижним и верхним кембрием (Тектоника Европы, 1964). Следы ее устанавливаются в срединных массивах Франко-Подолии, где она называется ассынтской, или кадомской, складчатостью, а также в ряде других массивов. По данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1968), этот цикл завершился установлением на значительной площади эпиплатформенного режима. Он сохранился на южной границе пояса (Антиатлас, Аравийская платформа, западная часть Индостанской платформы) и в пределах срединных частей европейской системы, в то время как на периферии вскоре наступила регенерация гео-

синклинального режима, особенно интенсивно проявившаяся начиная со среднего палеозоя (см. рис. 9).

Таким образом, каледонский цикл, как свидетельствуют М. В. Муратов (1965$_{1,2}$), А. А. Богданов (1964), Г. Мобус (1966), Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1968), не характерен для Средиземноморского пояса.

Герцинский цикл в отличие от каледонского проявился весьма широко и завершился консолидацией обширных территорий в пределах Средиземноморского пояса. В некоторых районах южного ствола наблюдается непрерывный разрез геосинклинальных осадков от верхнего палеозоя к мезозою. В значительной части северного ствола в конце среднего карбона либо в перми создаются условия, сопровождаемые накоплением молассовых осадков.

Платформенный режим, охвативший в конце герцинского цикла часть пояса, в начале мезозоя, а еще более энергично в позднем мелу сменился геосинклинальным. Наложенная альпийская вторичная геосинклиналь Тетиса распространилась от Гибралтарского пролива на западе до Гималаев на востоке. В качестве остаточных эпипалеозойских платформ, сохранивших стабильное положение в альпийском цикле, в пределах северного ствола пояса выступают Центрально-Европейская платформа, Мизийская, Скифская и Туранская плиты. В средней части пояса платформенный режим уцелел в пределах Иберийского полуострова, окаймляемого на севере и юге альпийскими ветвями складок, в Сардинии, большей части Корсики, а также на небольших территориях Апеннинского полуострова и Сицилии. В южном стволе пояса к этой категории структур относится часть Северной Африки, выделяемая под названием Магриба, либо Марокканской системы.

Альпийский цикл, широко проявившийся в пределах Тетиса, подразделяется на киммерийский, или раннеальпийский (триас — начало мела), и собственно альпийский, или позднеальпийский. После герцинской консолидации нисходящие движения вначале охватили Карпаты, затем Альпы, Апеннины и Балеарские острова, в начале юры — Бетские Кордильеры, Кавказ и Атлас. Во всех названных регионах киммерийская складчатость проявлена неотчетливо и вызывает консолидацию лишь локальных зон (северный склон Большого Кавказа). Местами между ранним и поздним мелом тектопические движения австрийской фазы вызывают образование крупных надвигов. В пределах Балканид, Динарид, Понтид и Таврид в раннем мезозое отмечается терригенное, местами карбонатное и флишоидное осадконакопление, а срединные массивы, слагающие центральную часть пояса, сохраняют поднятое положение (Муратов, 1962). Киммерийская складчатость сопровождается местами гранитоидным магматизмом. Таким образом, мезозойские тектонические движения, почти не проявленные в западной части альпийского пояса, к востоку с приближением к Тихоокеанскому кольцу становятся более интенсивными (Милановский, Хаин, 1968).

В позднем мелу почти повсеместно проявилась региональная трансгрессия моря, с которой связано резкое расширение Средиземноморской геосинклинали и возникновение новых прогибов вдоль глубинных разломов. Геосинклинальная стадия развития геосинклинальных зон знаменуется активностью ультраосновной магмы (гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая формации). К этому времени относится формирование грандиозного офиолитового пояса, отдельные звенья которого образовались уже в палеозое и раннем мезозое. Этот пояс выделен еще В. Н. Лодочниковым (1936) на территории от Гибралтара до Новой Зеландии. Главная его часть следует вдоль южного ствола Тетиса.

Металлогеническое районирование

Подразделение Средиземноморского металлогенического пояса на отдельные области, провинции и зоны производится в соответствии с выработанными нами принципами — на геотектонической основе. При этом в первую очередь здесь учитывается возраст завершенной складчатости, после которой геосинклиналь преобразуется в платформу (платформообразующие эпохи, по М. В. Муратову, 1965_1), а затем — направление геосинклинального развития.

Различные схемы тектонического районирования Европы рассмотрены в работе, посвященной Средиземноморскому поясу (Твалчрелидзе, 1964), здесь же вкратце изложена схема (рис. 12), принятая автором при характеристике его металлогении, в некоторой степени отличающаяся от более ранней.

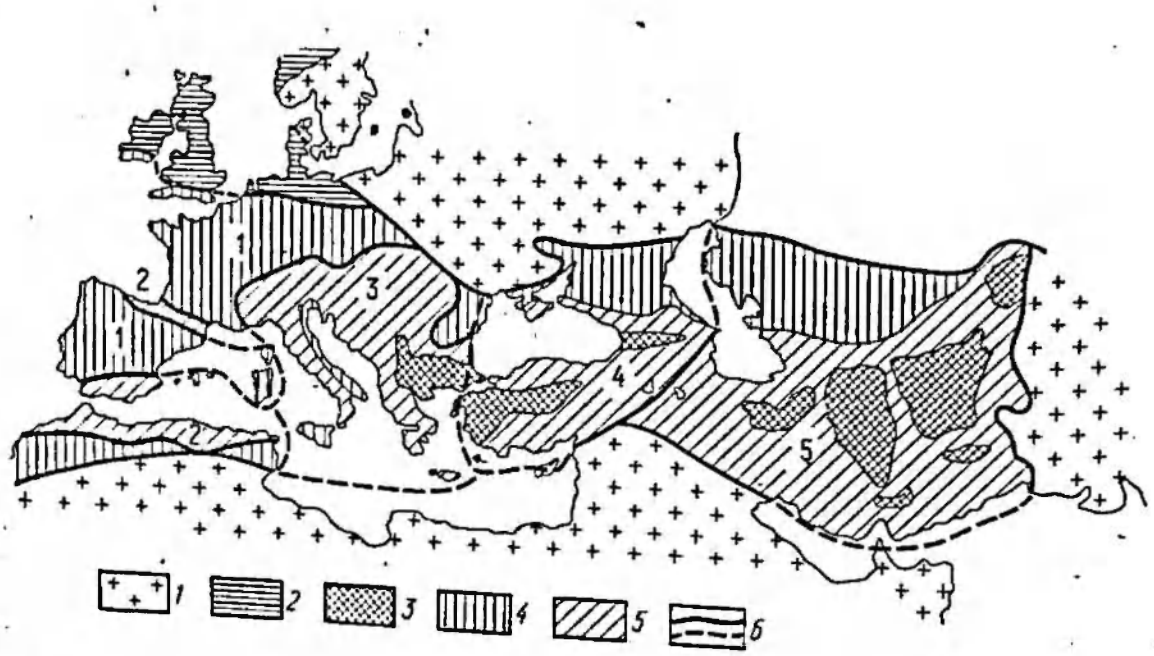
Прежде всего в отдельную область должна быть выделена эпипалеозойская платформа.

Эту область, охватывающую Западную и Центральную Европу, мы выделяем под названием варисской Средне-Европейской металлогенической области.

Разделение варисцид Европы и Северной Африки на три орогена, или складчатые системы, предложенное Г. Штилле (1964_2), полностью согласуется с данными современных исследований. Первые две из этих геосинклинальных систем рассматриваются в качестве самостоятельных металлогенических провинций Европейской области, а территория юга Иберийского полуострова и Северной Африки выделена во вторую Западно-Средиземноморскую область, объединяющую варисциды и альпиды. Последняя развита к западу от линеамента, названного В. Петрашеком (Petraschek, 1960) линией Штауба.

К альпийским структурам данной области относятся складки Телль-

Рис. 12. Металлогеническое районирование Средиземноморского пояса



1 — древние платформы; *2* — каледонское и герцинское обрамление; *3* — срединные массивы в альпийском поясе; *4* — герцинские складчатые сооружения; *5* — то же, альпийские; *6* — границы между металлогеническими областями

Металлогенические области (номера на схеме): 1 — Средне-Европейская, 2 — Западно-Средиземноморская, 3 — Альпийско-Динарская, 4 — Кавказско-Анатолийская, 5 — Ирано-Афганская

Атласа и Бетских Кордильер, а к варпсским — складки Марокканского орогена.

Между линией Штауба и меридиональной структурой, с которой совпадает западный берег Черного моря и восточный Эгейского, а также грабен Мраморного моря, находится третья Альпийско-Динарская металлогеническая область. В ее пределах расположены два крупных срединных массива, ориентированных поперечно к простиранию пояса: Адриатический и Македоно-Родопский. Эти массивы, так же как обрамляющие их стволы альпийских складок, относятся к самостоятельным металлогеническим провинциям.

Четвертая металлогеническая область — Кавказско-Анатолийская — выделяется нами между Черноморско-Эгейской структурой и Апшеронским линеаментом (Поникаров и др., 1969). В пределах отмеченного сегмента можно выделить три складчатые системы, поскольку здесь прослеживаются две полосы срединных массивов — Закавказская и Анатолийская. В таком случае на севере индивидуализируется провинция Большого Кавказа, в центре области — Понтийско-Малокавказская и на юге — Таврская провинции.

Пятая — Ирано-Афганская металлогеническая область выделяется между прогибом Каспийского моря и Гималайским синтаксисом (Вадиа, 1939). Б. А. Петрушевский (1961) проводит в этом месте крупное поперечное нарушение, названное им Индо-Памирской тектонической зоной. На юге оно проявляется валом Индийского океана, траппами Декана на Индийской платформе, Пенджабским клином, Гималайским синтаксисом (в пределах которого наблюдаются дуги складок Памир — Гиндукуш — Каракорум и Гималаи — Сулеймановы горы) и щитом эпикаледонской платформы в Центральном Казахстане.

Эти структуры интерпретируются как широкая зона глубинных разломов, заложенных в докембрии. По мнению М. В. Муратова и И. В. Архипова (1961), они являются частью единого тектонического шва, представляющего собой одну из главных структурных линий Центральной Азии, отделяющей древние массивы от западной области молодой складчатости. Положение линии определяется, по-видимому, конфигурацией устойчивых Таримского, Тибетского, Каратегинского и Южнопамирского массивов. Структура эта относится к весьма крупным разломам, поскольку она дискордантно сечет платформы Северного полушария и Гондваны, а также разновозрастные складчатые области.

Ирано-Афганская металлогеническая область объединяет складчатые сооружения Эльбурса, Аладаг-Биналуда, Парапамиза — па севере; Загроса, Мекрана, Сулеймановых гор — на юге и разделяющий их Центральный Иран со срединным массивом Лут.

Далее к востоку расположены величайшие на Земле горные сооружения Высокой Азии (Синицин, 1955). Вероятно, здесь в большей степени проявлена яньшаньская складчатость и металлогения, вследствие чего Высокая Азия нами исключается из состава Средиземноморского пояса.

Каждая из отмеченных областей подразделяется на металлогенические провинции. В целях максимального сокращения объема работы в данной монографии несколько нарушен принцип соответствия провинций складчатым системам и в ряде случаев объединен ряд сходно геотектонически построенных систем в одной провинции. Так, в рамках одной провинции рассматривается металлогения Бетских Кордильер и Северной Африки; Апеннин, Альп, Карпат и Балкан; Динарид и Македоно-Родопского массива и т. д. Такая схематизация себя полностью оправдывает, поскольку способствует установлению ряда существенных металлогенических особенностей отдельных частей Средиземноморского пояса.

Средне-Европейская варисская металлогеническая область

Варисские[1] складчатые сооружения Европы, охватывающие ее центральную и юго-западную части, принято выделять под наименованием эпипалеозойской Средне-Европейской платформы. Последняя обычно расчленяется на относительно погруженные части, перекрытые чехлом пологозалегающих осадков верхнепалеозойского и мезо-кайнозойского возраста, и относительные поднятия (массивы), в пределах которых палеозойское складчатое основание обнажено на поверхности.

К погруженным частям относятся Аквитанский, Парижский, Северо-Восточной Англии и Уэссекский бассейны; Польско-Германская, Португальская и Валашская впадины; Мизийская, Скифская и другие плиты. Ко вторым относятся массивы Южной Ирландии, Юго-Западной Англии, Арморикапский, Морван, Центральной Франции, Арденнский, Судетский, Иберийский, Сардиния, Корсика, Вогезы, Шварцвальд, Рейнских сланцевых гор, Чешский, Свентокшиский и другие менее крупные.

Во всем грандиозном Средиземноморском поясе в качестве отдельной палеозойской области может быть выделена только Средне-Европейская, поскольку другие одновозрастные ей части либо погребены под перекрывающими их молодыми осадками чехла (Туранская плита), либо представляют собой относительно узкие зоны, включенные нами в состав альпийских областей (Магриб), либо, наконец, подверглись столь интенсивной альпийской регенерации, что отделить в их пределах палеозойские структуры от наложенных более молодых невозможно.

Таким образом, Средне-Европейская область представляет собой наиболее удачный объект для изучения палеозойских геологических структур, магматических проявлений и металлогении Средиземноморского пояса. Эти структуры хорошо обнажены в пределах массивов, а в погружениях отчетливо «просвечивают» с помощью глубокого бурения, а также данных комплексных региональных геофизических исследований.

Варисская Средиземноморская геосинклиналь занимала значительно более обширные пространства, чем сменившая ее альпийская.

Таким образом, собственно альпийский Средиземноморский пояс эксцентрично наложился на варисский, причем регенерации подверглась преимущественно южная часть последнего.

В развитии Средне-Европейской области отчетливо выделяются допалеозойский (ассинтский, байкальский) и варисский геологические циклы; каледонский в большинстве случаев вписывается в рамки варисского, а альпийский относится уже к платформенной стадии развития и местами знаменуется тектонической активизацией. В связи с этим здесь могут быть выделены ассинтская и варисская металлогенические эпохи.

Металлогеническое районирование области на провинции производится на тектонической основе Г. Штилле (1964_4), выделяющего здесь два самостоятельных орогена (складчатые системы) — Ренидский и Иберийский. Первый называется нами Центрально-Европейской металлогенической провинцией, а за вторым сохранено название Иберийской.

---

[1] При рассмотрении палеозойских структур Европы удобнее пользоваться наименованием «варисская» складчатость, поскольку термином «герцинская» здесь принято обозначать северо-западное направление тектонических структур.

ЦЕНТРАЛЬНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Центрально-Европейская металлогеническая провинция на северо-востоке ограничивается древней Восточно-Европейской платформой, на севере — каледонской Палеоевропой, на западе — Атлантическим океаном, а на юге — выступом Эбро и альпийским поясом. Геологические особенности строения этой территории свидетельствуют о проявлении в ее пределах ассинтской складчатости, реликты которой фиксируются в срединных массивах Центральной Европы.

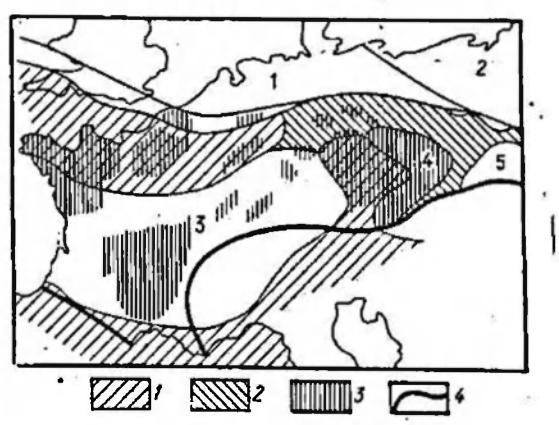
Заложение варисской геосинклинали на структурах, испытавших древнюю консолидацию, произошло в среднем и позднем девоне, в результате чего соответствующие осадки залегают с резким несогласием на более ранних образованиях. В то же время в геосинклинальных прогибах, унаследованных от предыдущих циклов, наблюдается непрерывный переход от верхнего силура к нижнему девону. Характерно, что альпинотипная тектоника свойственна именно этим зонам, унаследовавшим геосинклинальный режим от каледонского цикла, тогда как зонам, наложенным на древний фундамент, свойственна германотипная складчатость.

В соответствии с представлениями Г. Штилле (1964_4), в варисской Центральной Европе существовало два главных геосинклинальных прогиба: северный и южный (рис. 13). Между ними размещаются глыбы Молданубикум, Лугикум и Вистуликум. Границы последних проведены условно. Условной до последнего времени является и северо-западная граница Восточно-Европейской платформы. Северный прогиб, названный Г. Штилле «рениды», соответствует северному стволу складок области, южный прогиб — «антирениды» — южному.

Более детальное тектоническое районирование Центральной Европы приводится на основании работ по тектонике Европы Г. Штилле (1964_{1-2}), Г. Мобуса (1966), Тектонической карты Европы, А. Дудека и М. Сука (1966) и других авторов. В области варисской складчатости выделяются три главных направления, вдоль которых ориентированы складчатые сооружения и разломы: северо-западное (герцинское), северо-северо-восточное (рейнское) и северо-восточное (рудногорское). Последнему из них в основных чертах соответствуют границы наиболее крупных тектонических зон, которые выделяются в пределах Западной Германии и распространены нами как на северный, так и на южный стволы складок.

К северному стволу с севера на юг относятся следующие зоны (рис. 14): 1) Субварисская зона

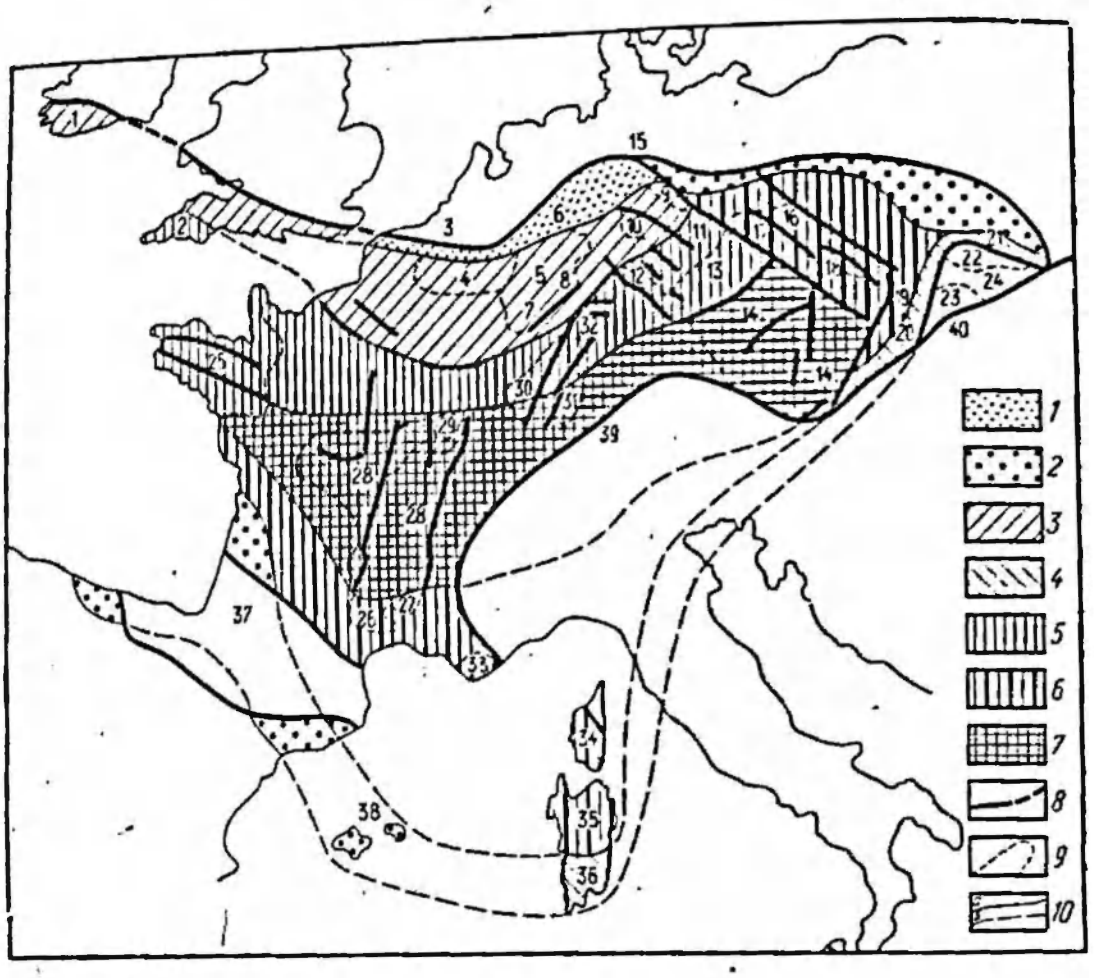
Рис. 13. Схема размещения геосинклинальных прогибов варисской Европы



1 — прогибы с унаследованным геосинклинальным развитием; *2* — области трансгрессии нижнего девона; *3* — современные выходы на поверхность палеозойских пород; *4* — граница альпид

Зоны разновозрастной складчатости (номера на схеме): 1 — Каледонская Палеоевропа, 2 — Восточно-Европейская платформа, 3 — Молданубикум, 4 — Лугоданубская глыба (Лугикум и Чешский массив), 5 — Вистуликум

Рис. 14. Схема тектонической зональности Центральной Европы



1 — Субварисская зона северного ствола; *2* — то же, южного ствола, *3* — Реногерцинская зона северного ствола; *4* — то же, южного ствола; *5* — Саксотюрингская зона северного ствола; *6* — то же, южного ствола; *7* — Молданубская зона; *8* — главнейшие глубинные разломы; *9* — границы варисских массивов; *10* — границы между тектоническими зонами: *а* — установленные, *б* — предполагаемые.

Главные геологические структуры (номера на схеме): 1 — варисциды Южной Ирландии; *2* — Корнуэлл; 3 — Брабантский массив; 4 — Арденны; 5 — Рейнские сланцевые горы; 6 — Рур; 7 — Хунсрюк; 8 — Таунс; 9 — глыба Флехтингена; 10 — Гарц; 11 — Гранулитовые горы; 12 — Тюрингенский Лес; 13 — Рудные горы; 14 — Чешский массив; 15 — линия Эльбы; 16—18 — Западные Судеты; 16 — Предсудетский вал, 17 — Лугикум, 18 — массив Совьих гор; 19—20 — Восточные Судеты: 19 — западная зона, 20 — восточная зона; 21—22 — Свентокшиские горы; 21 — Лысагурская зона, 22 — Келецкая зона, 23 — Верхне-Силезский бассейн; 24 — Вистуликум; 25 — Арморриканский массив; 26—29 — Центральный массив Франции; 26 — Черные горы, 27 — Севенны, 28 — центральная часть массива, 29 — Морваи; 30 — Вогезы; 31 — Шварцвальд; 32 — Оденвальд и Шпессарт; 33 — массив Мор; 34 — Корсика; 35 — Северная Сардиния; 36 — округ Иглезиэнте; 37 — Пиренеи; 38 — Балеарские острова; 39 — Альпы; 40 — Карпаты

краевых прогибов, посредством которых осуществляется сопряжение варисских структур с областями каледонской консолидации (Брабантский массив) и с древней платформой; 2) Реногерцинская зона, полностью относящаяся к варисскому геологическому циклу; 3) Саксотюрингская зона преимущественно гранитоидного характера, объединяющая помимо варисских и более древние (ассинтские) структуры, характеризуется более высокой степенью метаморфизма слагающих ее пород; 4) Молданубская зона, консолидированная в результате ассинтской, а возможно, и более древней складчатости. На нее наложены варисская складчатость и интрузии.

Последовательное развитие зон нарушается у линеамента линии Эльбы, восточнее которой распространяются зоны южного ствола складок: Лужицкая (Западно-Судетская) и Мораво-Силезская зоны, а также Свентокшиский массив. Зоны южного ствола продолжаются и в южном обрамлении Молданубской зоны, а также, вероятно, на запад — в Арморриканский массив и Великобританию и на юг —

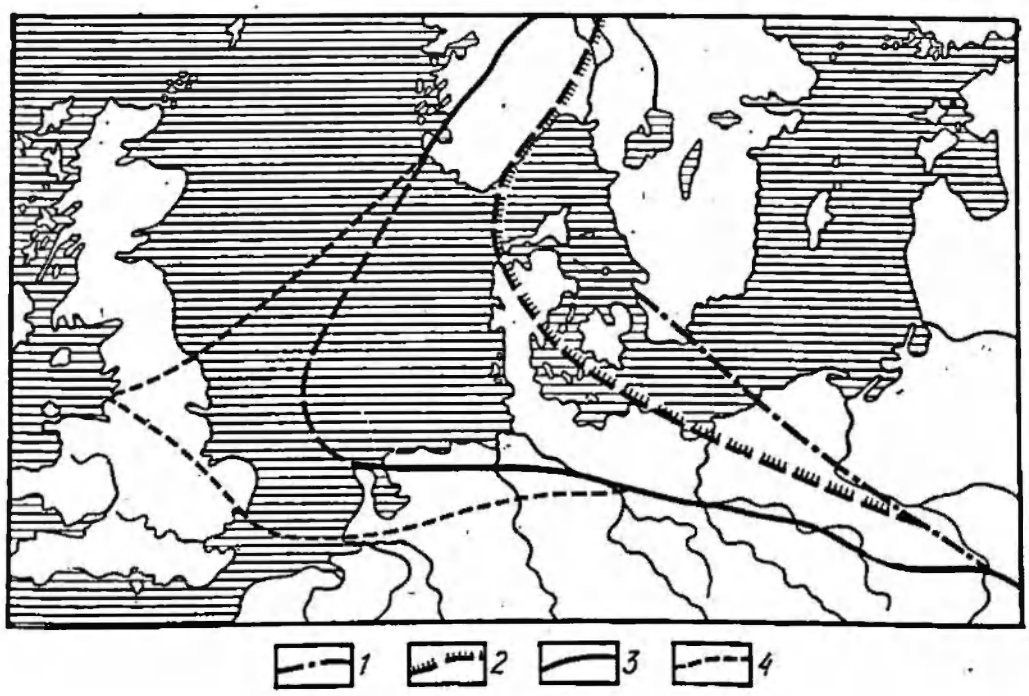
в пределы Центрального массива Франции. Молданубская зона в основных чертах соответствует, очевидно, древнему срединному массиву Франко-Подолии. Сходное, но несколько более схематичное построение в применении к целям металлогенического анализа имеется в работе В. Саттрана (Sattran, 1966₁).

Северная граница области на юге Англии и Ирландии совпадает с линеаментом, вдоль которого контактируют зоны каледонской и варисской складчатостей. Различие их проявлено в степени дислоцированности, мощностях и формациях осадков среднего палеозоя. В восточном направлении эта линия следует вдоль границы Брабантского массива с краевым прогибом варисцид в Бельгии. Далее к востоку граница варисской складчатой области с Восточно-Европейской платформой лишена четкости, поскольку она повсеместно перекрыта мощными (до 6 *км*) отложениями чехла, сложенного пологозалегающими осадками позднего палеозоя — мезозоя. Существует несколько вариантов границы платформы (рис. 15), из которых автором принята граница, изображенная на тектонической карте Европы.

Субварисская зона краевых прогибов нанесена в соответствии с тектонической картой Европы (см. рис. 14). Она представляет собой дугу, обращенную выпуклостью к северу. Границы зоны под осадками чехла устанавливаются по геофизическим данным и редким буровым скважинам. В пределах зоны распространены мощные, местами интенсивно дислоцированные в результате астурийской фазы складчатости отложения среднего и верхнего карбона, иногда соленосные осадки перми и триаса. Мощность карбона (вестфаль и намюр) местами значительна.

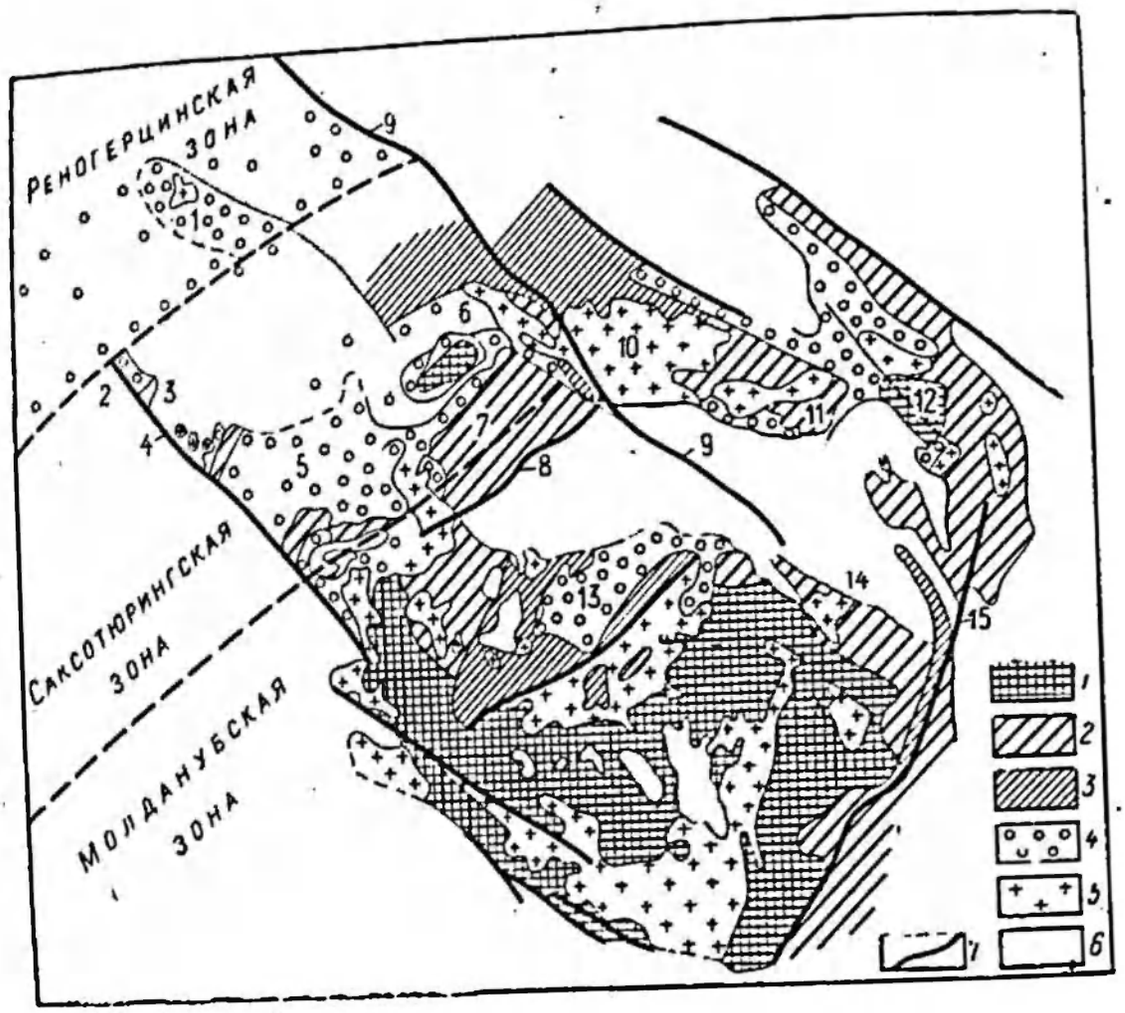
Интенсивность складчатости краевого прогиба к северу, в направлении к древней платформе, заметно ослабевает. Зона является типичной миогеосинклиналью.

Рис. 15. Предполагаемое положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы



1 — линия Торнквиста (1910 г.); *2* — край Фенносарматии, по Г. Штилле (1924 г.); *3* — край Восточно-Европейской платформы (Тектоническая карта Европы, 1964); *4* — то же, по Б. Бейли (1928 г.)

Рис. 16. Обзорная карта возрастных отношений тектонических деформаций Центральной Европы (по материалам Г. Мобуса и других исследователей)



1 — области, испытавшие складчатость в довсинтское время (Молданубикум); *2* — ассинтские складчатые области регионального метаморфизма; *3* — ассинтские складчатые области, лишенные регионального метаморфизма; *4* — варисские складчатые области; *5* — варисские гранитоиды; *6* — области развития чехла; *7* — главные разломы.

Главные геологические структуры (номера на карте): 1 — Гарц, 2 — Рула-Броттероде, 3 — Тюрингенский Лес, 4 — Франконская линия, 5 — Тюрингенские сланцевые горы, 6 — Гранулитовые горы, 7 — Рудные горы, 8 — Огрже-грабен, 9 — линия Эльбы, 10 — Лаузиц, 11 — Судеты, 12 — массив Совьих гор, 13 — Барранднум, 14 — Железные горы, 15 — Моравo-Тялезский надвиг

Реногерцинская зона охватывает юг Ирландии и Англии (Южный Уэльс), откуда дугообразно распространяется на Арденны, Рейнские сланцевые горы, Гарц и глыбу Флехтингена (рис. 16). Для зоны характерно несогласие между нижним и средним палеозоем и широкое распространение мощных отложений девона, представленных различными, главным образом карбонатными, формациями, а также отсутствие или слабое развитие кристаллических пород.

Наиболее древние отложения Реногерцинской зоны относятся к кембрию и ордовику. Они выступают на поверхности лишь в осевых частях наиболее крупных антиклиналей Арденн (Ставелло, Серпонт и Рокруа в долине р. Маас). Эти породы, представленные филлитами, являются отражением каледонской складчатости. Главной фазой варисской складчатости, вызвавшей дислоцированность отложений во всей Реногерцинской зоне, является бретонская. В результате ее проявления девонские сланцы Арденн превращены в филлиты. Интенсивность складчатости возрастает с севера на юг и в районе Таунса и Хунсрюка девон, так же как в Арденнах, представлен филлитами.

В среднем девоне проявлен геосинклинальный вулканизм, особен-

но характерный для правобережных Рейнских сланцевых гор. Здесь развиты кератофиры, с которыми связано месторождение Мёгген. Широко распространены также дайки диабазов, секущие осадки девона. В мульдах Ланн и Дилль в живетское время был развит начальный известково-спилитовый вулканизм. Излияния лав здесь контролируются фазами трещинообразования и охватывают длительный промежуток времени. С вулканизмом связаны железорудные месторождения. Покровные диабазы распространены также в отложениях турнейского возраста. К ним приурочены секущие дайки диабазов. Наиболее молодыми вулканогенными породами здесь являются диабазы, с которыми в Зигенской антиклинали Рейнских сланцевых гор ассоциируются жилы сидерита и сульфидов цветных металлов. Эти диабазы Г. Штилле (1964_3) связывает с бретонской фазой складчатости, главной для Рейнских сланцевых гор. Устанавливая их ювенильное магматическое происхождение и одновременно синорогенный характер, Г. Штилле выделяет так называемый «продленный начальный магматизм», по составу родственный начальному геосинклинальному, а по времени проявления соответствующий гранитному плутонизму. Автором в свое время (Твалчрелидзе, 1966) этот вопрос подробно разобран на примере Урала.

К нижнему карбону Рейнских сланцевых гор относится мощная толща глинистых сланцев, в основании которой развиты покровы спилитовых и диабазовых лав и реликты вулканических построек. Вулканическое происхождение имеют, по-видимому, верхнедевонские радиоляриты, протягивающиеся между мульдами Ланн и Дилль. На юге Рейнских сланцевых гор мощная вулканогенная толща подстилает филлиты среднего лудлова.

В Гарце начальный спилитовый вулканизм приурочен к верхам среднего девона. Вместе с тем начало вулканической активности относится к нижнему девону, где развиты кератофировые туфы. С последними связано месторождение Раммельсберг. С одновозрастным диабазовым вулканизмом увязывается образование железных руд (Эльбингероде). Живетский вулканизм особенно характерен для Среднего и Верхнего Гарца, здесь же распространены и нижнекарбоновые диабазы.

Магматизм орогенной стадии представлен рудоносными гранитами Гарца, а также проявлениями пермского мощного субсеквентного магматизма. К последним относятся покровы лав кислого состава, небольшие массивы толеита и штоки порфира. В мульдах Саар, Нае и Пфальц, районе Ильфельда и глыбе Флехтингена, а также в других местах области с ними связаны месторождения меди, свинца, цинка и ртути.

В породах платформенного чехла вдоль глубинных разломов (в частности, ограничивающих грабен Верхнего Рейна) проявлен молодой платформенный магматизм разнообразного состава (траппы).

Реногерцинская зона может служить примером выделенного нами типа сланцевых эвгеосинклиналей. Примером поднятия с гранитным магматизмом служит Гарц, а примером погружения — Рейнские сланцевые горы.

Саксотюрингская зона в Центральной Европе охватывает на востоке Рудные горы, откуда распространяется на Гранулитовые горы, Тюрингенские сланцевые горы, Киффхейзер, северную часть Шпессарта, Оденвальд, северную часть Шварцвальда и Вогезы. Далее к западу она продолжается, по-видимому, в центральную и северную части Арморикансного массива и на полуостров Корнуэлл. К востоку от линии Эльбы, представляющей собой крупный линеамент, в Западных Судетах развиты аналогичные образования южного обрамления Молданубикума. Каледонская складчатость в Саксотюрингской зоне не проявилась, а после бре-

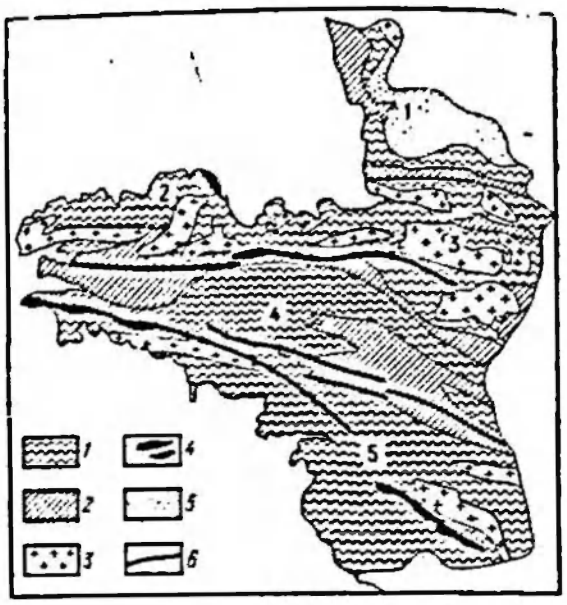
тонской фазы возобновился геосинклинальный режим и варисский цикл завершился судетской орогенической фазой, сопровождающейся обильным гранитным плутонизмом. Данным обстоятельством обусловлено широкое развитие здесь кристаллических горных пород как метаморфических, так и магматических.

На юге и юго-западе Корнуэлла на поверхность выходят древние метаморфические породы, включающие массивы девонских серпентинитов, приуроченных к крупному разлому Лизард; выделяются реликты байкальских метаморфических серий, регенерированных варисской складчатостью. Карбоновые гранитные массивы развиты в крупном Корнубийском батолите, прослеженном на глубине геофизическими методами от графства Девон до островов Силли (Даннинг, 1964).

Арморикапский массив подразделяется на три части: Северную, Центральную Бретань и Вандею (Грендор, 1964). В первой из них различаются четыре комплекса — карийский, кадомский, каледонский и варисский. Северная часть представляет собой интенсивно гранитизированную область; в Центральной Бретани выступают несколько менее метаморфизованные породы (до силурийских включительно); Вандея, сложенная кристаллическими породами разного возраста, соответствует западной части Центрального массива Франции. Более детальное тектоническое районирование Арморикапского массива проводит Е. В. Павловский (1960_2). С юга на север выделяются следующие зоны: Лигерна, Арморикапский ров, Домнонеа, Манцелліа и Норманна (рис. 17).

Арморикапский ров представляет собой докембрийский геосинклинальный трог, унаследованно развивавшийся до варисского цикла включительно. Он ограничен с севера и востока глубинными разломами, сходящимися на западе (см. рис. 14). Разломы служили проводниками разновозрастных магматических проявлений. В этой зоне накопились терригенные отложения большой мощности.

Рис. 17. Схема строения Арморикапского массива. По *Г. Штилле, Е. В. Павловскому и др.*



1 — кристаллические сланцы, гнейсы, гранулиты (докембрий); *2* — отложения нижнего и среднего палеозоя; *3* — гранитоиды; *4* — ультраосновные и основные породы; *5* — верхнепалеозойские молассы; *6* — главнейшие разломы

Главные структурные зоны (номера на схеме): 1 — Норманна. 2 — Домнонса. 3 — Манцеллиа, 4 — Арморикапский ров, 5 — Лигерна

Лигерна испытала интенсивную ассинтскую складчатость, вслед за которой она была вовлечена в поднятие. Эта часть Арморикапского массива представляет собой составную часть Молданубской зоны. В Норманнии докембрийские отложения имеют менее широкое развитие. Толща интрудирована ассинтскими гранитами. В Домнонеа и Манцеллиа обнаруживается кристаллический фундамент, сходный с Корнуэллским (мыс Лизард). Выше залегают массивы древних и варисских гранитов.

Три северные зоны Арморикапского массива по степени метаморфизма и характеру магматизма сходны с Саксотюрингской зоной, к которой мы их и относим. В основании разреза данной зоны в Центральной Европе выступают гнейсы и кристаллические сланцы, выше постепенно сменяющиеся кембро-

сплурийскими осадками. Девон представлен мощными отложениями кульма, в среднем карбоне отмечается интенсивный синорогенный гранитоидный магматизм, сменяющийся в перми андезитовым вулканизмом.

Варисская геосинклиналь заложилась здесь в ордовике на древнем фундаменте. На нем согласно либо с перерывом залегают мелководные осадки различных отделов кембрия. При этом верхний кембрий представлен континентальной фацией, одновременно с отложениями которой проявился активный магматизм и гранитизация. Данное обстоятельство свидетельствует о проявлении в Саксотюрингской зоне байкальской (ассинтской) складчатости и гранитоидного магматизма. На эпибайкальскую структуру наложилась варисская геосинклиналь. В конце нижнего карбона проявилась судетская фаза складчатости, после которой вся зона консолидировалась и в дальнейшем обладала платформенным режимом. Одновременно со складчатостью вплоть до перми (красный лежень) проявился интенсивный сиалический магматизм, весьма характерный для данной зоны и позволяющий отнести ее к категории гранитоидных геосинклиналей (Твалчрелидзе, 1967$_1$). Такое предположение подтверждается наличием интенсивного метаморфизма, выраженного куполами гнейсов и развитием дегранитизированных пород (Гранулитовые и Рудные горы).

За линеаментом Эльбы к Саксотюрингской зоне примыкает Лугикум (Лужская зона) и Мораво-Силезикум. Они в палеозое испытали полное геосинклинальное развитие. На востоке к Мораво-Силезикуму, или Восточным Судетам, по крупному разлому примыкает чашеобразный Верхиесилезский бассейн (см. рис. 14), подстилаемый байкальским фундаментом (Вистуликум). Саксотюрингская зона представляет собой характерный пример терригенного типа эвгеосинклиналей.

Молданубская зона распространяется на всю юго-восточную часть Чешского массива от грабена Огрже до Мораво-Силезского надвига; она охватывает части Чехии, Моравии, Силезии, Саксонии и Австрии, а далее к югу — часть Шварцвальда и Вогез, Центральный массив Франции и Вандею. Чешский массив в пределах Молданубской зоны относится к древнему срединному массиву Центральной Европы. История его формирования включает, возможно, доассинтскую (молданубскую), ассинтскую (байкальскую), варисскую и альпийскую складчатости. Полная его консолидация завершилась лишь в конце варисского цикла в средней перми, а в альпийское время, когда развивалась Карпатская система, сопредельные с ней части чехла массива были смяты в пологие складки.

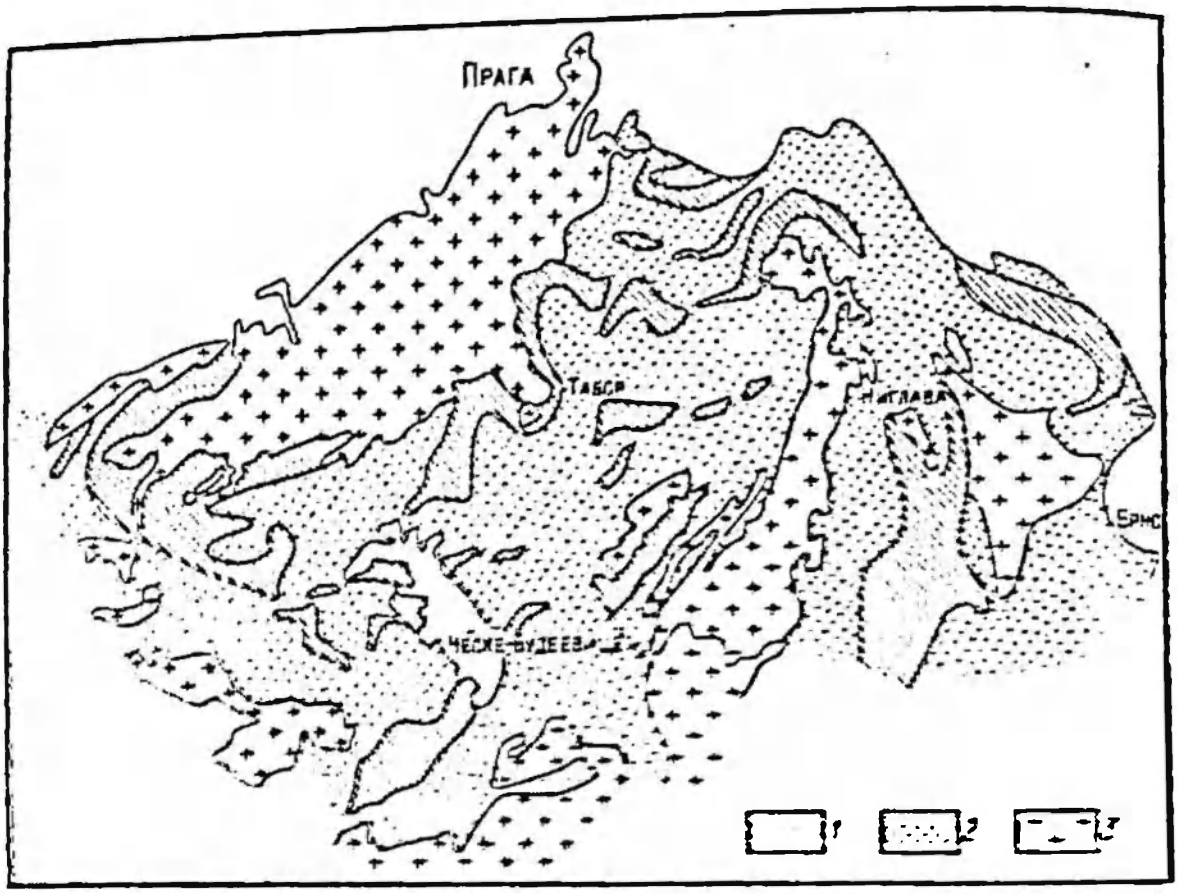
Центральной частью Чешского массива считается Молданубское ядро, обладающее тенденцией к росту и поднятию, начиная с верхнего протерозоя. Оно образовалось в период молданубского — ассинтского тектогенеза и было омоложено варисскими движениями.

К северо-западу от Молданубского поднятия находится область Тепельско-Баррандова прогиба. Границей между этими областями служит варисский гранитный плутон, внедрившийся вдоль Среднечешского разлома.

Молданубское поднятие сложено доассинтскими кристаллическими сланцами и мигматитами, а также варисскими гранитами. Тепельско-Барраидов прогиб представлен рядом продольных антиклинориев и синклинориев. К ним относится Баррандов (Пражский) синклинорий, сложенный породами кембрия, силура и девона, Тепельский (на севере) и Давельско-Иловский (на юге) антиклинории, в пределах которых выступают кислые вулканиты докембрия.

Ядро Молданубского массива на востоке оконтурено Мораво-Силезской областью, сменяющейся далее Моравским блоком (Вистуликум), на который наложен Карпатский прогиб. Здесь развиты смятые в

Рис. 18. Схематическая геологическая карта распространения пестрого (*1*) и монотонного (*2*) комплексов молданубской серии в чешской части Молданубикума; *3* — гранитоидные плутоны. По *А. Дудеку* и *М. Сук*.



сланцы палеозойские породы, местами внедрились крупные массивы гранитов.

Нижний структурный этаж Чешского массива сложен интенсивно складчатой, метаморфизованной и в значительной части мигматизированной молданубской серией. Первичные породы этой серии представлены мощной толщей геосинклинальных терригенных и вулканогенных осадков. Серия состоит из двух комплексов: монотонного и пестрого (рис. 18). Первый представлен в основном однообразной толщей парагнейсов, чередующихся с кристаллическими сланцами, второй — карбонатными породами и кварцитами, с которыми ассоциируются мощные вулканиты офиолитового типа. Второй комплекс метаморфизован слабее, чем первый; в нем устанавливается следующий ряд пород: амфиболиты — трансгранулиты — гранулитовые гнейсы — гранулиты (Дудек, Сук, 1966).

Первичный метаморфизм пород Молданубикума некоторые исследователи (Зоубек, Машка, 1954) склонны связывать с доассинтской (молданубской) складчатостью. В соответствии с новейшими представлениями ряда других авторов (Дудек, Сук, 1966; Wurm, 1966 и др.) породы Молданубикума испытали сложную геологическую историю, охватывающую ряд циклов.

Варисский магматизм проявился интрузией гранитов в Молданубском блоке, он широко развит в пределах всего Чешского массива. В геосинклинальную стадию варисского цикла сформировались интрузивы габбро-пироксенит-диоритовой формации девонского возраста в обрамлении древней глыбы Совьих гор (Польша), в Западной Чехии и к югу от Железных гор. В среднюю стадию, отвечающую среднему карбону, накапливались мощные угленосные осадочные фор-

мации, с которыми связан ряд крупных угольных месторождений (Силезия). Им по времени соответствуют крупные интрузии гранитов. Наконец, в альпийское время — в раннем миоцене — в наземных условиях проявился платформенный щелочной вулканизм.

В южной части Шварцвальда и Вогез породы Молданубикума представлены метаморфическим комплексом, состоящим из первичноосадочных и вулканических пород основного состава. Они развиты в южной части Шварцвальда, относящейся к Молданубской зоне. Более поздними являются гнейсы Шапбаха, образованные в результате ассинтской гранитизации. Развитие данного массива, начиная со среднего карбона и до конца палеозоя, характеризуется платформенной седиментацией — здесь развиты угленосные осадки, красный лежень и цехштейн.

Центральный массив Франции относится к Молданубской зоне не всеми исследователями. Одни считают (Штилле, 1964_4), что массив является частью варисской структуры внешней ветви орогена — антиренид, другие (Бубнов, 1960; Павловский, 1960_1; Белоусов, 1962; Sattran, 1966_1; Обуэн, 1967 и др.) относят Центральный массив к одной из древнейших структур Европы.

Центральный массив Франции Е. В. Павловский (1960_1) на основании анализа литературных данных подразделяет на три части (рис. 19):

1. Древнее ядро, сложенное непрерывным разрезом осадочных и вулканогенных пород бриовера (рифей), мощностью 12 *км*. Толща дважды испытала метаморфизм и магматические инъекции разного состава — от ультраосновных до кислых.

2. Северная часть массива (Морван) представляет собой более глубокий срез древнейших структур (до 20 *км*). Породы здесь испытали трехкратный метаморфизм, в том числе герцинский регрессивный.

3. Южная часть массива (Руэрг—

Рис. 19. Схема районирования Центрального массива Франции. По *Е. В. Павловскому*



1 — древние кристаллические сланцы; *2* — гранитоиды варисские и более древние; *3* — палеозойские отложения; *4* — молодые вулканиты; *5* — разломы

Структуры массива (номера на схеме): 1 — Морван, 2 — Марш, 3 — Лимузен, 4 — Верхняя Алье, 5 — Лионнэ, 6 — Руэрг, 7 — Черные горы, 8 — Севенны

Черные горы — Южные Севенны) отличается наличием полного разреза палеозоя, отсутствием следов ассинтской складчатости. В докембрии здесь развиты сланцы и карбонатные породы миогеосинклинального облика. В связи с этим мы эту зону исключаем из состава Молданубикума и относим к внутренней части геосинклинального обрамления южного ствола Центральноевропейского орогена — к антиренидам, по Г. Штилле (см. рис. 14).

В тесной связи с представлениями о составных частях Молданубской зоны находится положение ее юго-восточной границы. По нашему мнению, эта граница скрыта наложенным альпийским прогибом, поскольку в древних массивах За-

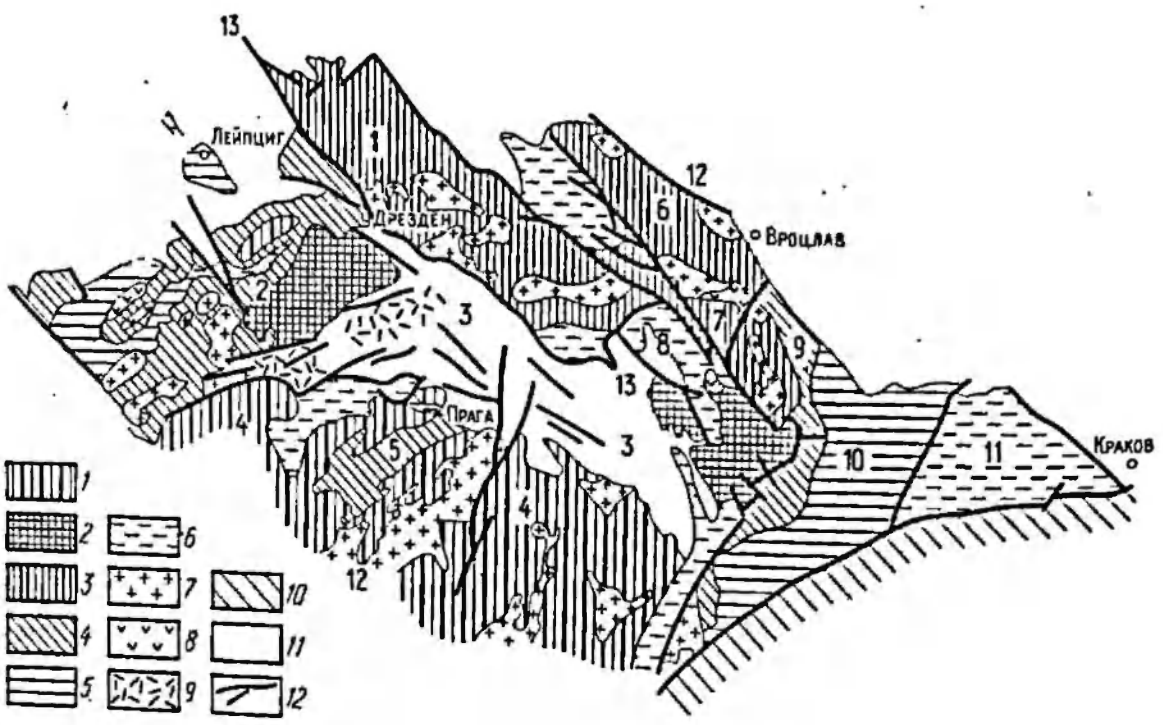
падных и Восточных Альп под складчатыми осадками среднего и верхнего палеозоя (девон — карбон — пермь) повсеместно обнаруживается кристаллический докембрийский цоколь, который условно можно отнести к юго-восточной периферии Молданубикума.

Общий геотектонический анализ варисцид, расположенных к югу от Молданубской зоны (рис. 20), убеждает нас в наличии и здесь тектонической зональности, проявленной, правда, менее отчетливо ввиду постварисской регенерации большей части южной ветви Тетиса.

Прежде всего элементы зональности, аналогичной охарактеризованной выше северной ветви, проступают в размещении тектонических структур к востоку от линии Эльбы. Здесь, согласно данным Г. Штилле (1964), наблюдается различие Западных и Восточных Судет. Геосинклиналь Восточных Судет ориентирована поперечно к Западным Судетам в рудногорском направлении. Ее рамой на востоке служил складчатый фундамент Вистуликума. Геосинклиналь делится на две части: восточную — внешнюю зону и западную — внутреннюю. В последней проявлена альпинотипная тектоника, сопровождавшаяся в судетскую фазу складчатости внедрением крупных массивов гранитоидов.

В раннем девоне в восточной части геосинклинали проявился геосинклинальный базальтоидный вулканизм и связанные с ним железорудные месторождения. Складчатость и метаморфизм здесь менее интенсивны, чем на западе; отсутствуют и крупные массивы гранитоидов. Эта ветвь Восточно-Судет-

Рис. 20. Схема внешнего геосинклинального обрамления Чешского массива



1 — древнейшие кристаллические породы Молданубикума; *2* — ассинтские кристаллические породы; *3* — каледонские складчатые породы: *4* — нижне-среднепалеозойские породы, дислоцированные в варисском цикле; *5* — то же, нижнекарбоновые; *6* — верхнекарбоновые молассы; *7* — варисские гранитоиды; *8* — ультрабазиты; *9* — молодые вулканические породы Теплицы; *10* — осадки Карпатского прогиба; *11* — верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские осадки платформенного чехла; *12* — главнейшие разломы

Структуры массива (номера на схеме): 1 — Лугикум, 2 — Рудные горы, 3 — Чешская впадина, 4 — Чешский массив, 5 — Барранднев палеозой, 6 — Предсудетский вал, 7 — массив Совьих гор, 8 — Внутрисудетская мульда, 9 — западная часть Мораво-Силезской геосинклинали (Восточные Судеты), 10 — то же, восточная часть, 11 — Верхнесилезский бассейн, 12 — Вроцлавская моноклиналь, 13 — линия Эльбы

ской, или Мораво-Силезской, геосинклинали в северо-восточном направлении предположительно увязывается с северной (Лысагурской) зоной Польского Среднегорья (Свентокшиских гор). Продолжение к северу западной, Моравской, ветви неизвестно, по-видимому, она затухает вблизи северного края Лугикума (см. рис. 20).

Следующей к востоку зоной является жесткое основание Вистуликума, выступающее в южной (Келецкой) зоне Польского Среднегорья, где четко проявлена байкальская складчатость, а варисские движения приглушены. Эта же зона, по предположению Г. Штилле (1964$_1$), служит основанием Верхне-Силезского бассейна, палеозойские отложения в пределах которого залегают полого и, за исключением среднего — верхнего карбона, имеют небольшие мощности.

Реальность основных положений принятой нами тектонической схемы подтверждается результатами современных геофизических исследований и опорного бурения.

Западную и восточную части Мораво-Силезской зоны можно по характеру развития и магматизму сопоставить соответственно с Саксотюрингской и Реногерцинской зонами северного ствола варисских складок Европейской области. В связи с этим Верхне-Силезский бассейн займет место Субварисской зоны.

Продолжение этих зон к юго-западу проблематично. В древних массивах Восточных и Западных Альп можно найти некоторое обоснование для проведения ориентировочно южной границы Молданубской зоны. В этом случае массив Меркантур является крайним южным выступом Молданубикума. Одновременно массивы Бельдон, Гран-Паради и Мор, согласно Е. В. Павловскому (1960$_2$), сходны с южной частью Центрального массива Франции (Руэрг, Черные горы, Мутумэ, Южные Севенны), что, по нашему мнению, позволяет предположительно трассировать внутреннюю геосинклинальную зону южного ствола. Южные структуры Центрального массива Франции сюда относятся достаточно убедительно, поскольку они лишены столь интенсивного метаморфизма, как в центральной части и Морване, к тому же здесь представлен полный разрез палеозоя в геосинклинальных фациях.

Далее к югу и юго-востоку к этой зоне следует отнести северную часть Сардинии и южную Корсики. В их пределах развиты интенсивно метаморфизованные, интрудированные гранитоидами нижне-среднепалеозойские породы, характерные для данной зоны, аналогичной Саксотюрингской. Так, С. Вардабассо (Vardabasso, 1966) констатирует проявление в Сардинии двух циклов складчатости: каледонского и герцинского. Кембрийские вулканогенные отложения здесь сжаты в складки, несогласно перекрытые базальными конгломератами ордовика. В силуре и ордовике широко представлен геосинклинальный базальтоидный вулканизм. Герцинская складчатость вызвала дислокацию и метаморфизм геосинклинальных осадков среднего палеозоя.

Таким образом, Северная Сардиния должна классифицироваться в качестве геосинклинали гранитоидного типа, тем более что здесь, как и на Корсике, весьма широко развиты батолиты гранитоидов, вызывающие интенсивный контактовый метаморфизм осадочных пород: скарнирование, мраморизацию, ороговикование и окварцевание. Юго-Западная Сардиния (область Инглезиэнте) соответствует Реногерцинской.

В связи с распространением Центральноевропейской провинции на Сардинию и Корсику она в виде дуги изгибается к югу (см. рис. 14). Данное обстоятельство, так же как субмеридиональная ориентировка альпийских складок Апеннин, Динарид и Восточных Карпат, обусловлено, по-видимому, наличием острой Адриатической шпоры Африканской платформы, уходящей далеко на север (см. рис. 10).

К западу от Сардинии и Корсики в пределах Балеарских островов и Пиренеев отмеченные зоны проведены нами в соответствии с построениями Г. Штилле (1964₄). При этом внешняя и Субварисская зоны здесь, как и в Южной Англии и Ирландии, представлены совместно, во всяком случае у нас нет данных для их разграничения. Что касается внутренней зоны, то в Пиренеях она выражена отчетливо, сопровождается и здесь гранитным плутонизмом.

Граница зоны на севере условна, поскольку она глубоко погружена под чехлом Аквитанского бассейна, а на юге четко трассируется по линии р. Гарона — г. Барселона. К востоку от этой линии главной в варисской складчатости является судетская фаза, с которой связано внедрение крупных массивов гранитоидов, а к западу преобладает астурийская фаза складчатости, что Г. Штилле (1964₄) считает характерным для Субварисской зоны.

Приведенный анализ тектонического районирования Центральной Европы устанавливает симметричное расположение геологических структур вокруг Молданубской зоны, которая в связи с этим может быть отнесена к типичным срединным массивам (Обуэн, 1967). Именно в этой зоне максимально проявился магматизм и метаморфизм. В обе стороны от срединного массива степень метаморфизма резко сокращается, а с переходом от гранитоидной Саксотюрингской зоны (и ее аналогов в южном обрамлении массива) к существенно базальтоидной Реногерцинской прекращается и гранитоидный магматизм. Внешнее окаймление складчатой системы выражено параллическими угленосными прогибами.

Металлогеническая характеристика

Особенности металлогении Центрально-Европейской провинции тесно связаны с ее тектоническим строением и магматизмом. Анализ обильного фактического материала по рудным месторождениям этой хорошо изученной территории устанавливает наличие здесь региональной металлогенической зональности, в основных чертах соответствующей зональности тектонической. Вместе с тем элементы последней, явно прослеживаемые в закономерном размещении месторождений позднепалеозойского возраста, в некоторой степени нарушаются, с одной стороны, присутствием в отдельных районах реликтов более древней — раннепалеозойской и докембрийской рудной минерализации, а с другой стороны — наложением на нее более молодого, постпалеозойского оруденения. В связи с этим в пределах провинции устанавливаются разновозрастные месторождения, относящиеся к различным металлогеническим эпохам. В качестве таковых выделяются ассинтская (байкальская), варисская (герцинская) и альпийская эпохи. Первые две соответствуют одноименным геологическим циклам, в течение которых данная складчатая система испытала полное геосинклинальное развитие, а третья относится к качественно иной — платформенной стадии развития области.

Рудообразования, отнесенные к ассинтской эпохе, распространены в пределах Молданубской и Саксотюрингской зон, где сохранились останцы древних кристаллических пород. Для этой эпохи сейчас трудно, а вернее невозможно, привести точное металлогеническое районирование. Это обусловлено, вероятно, регенерацией геосинклинального режима, последовавшей после позднепротерозойской консолидации. В процессе тектонических движений, метаморфизма и магматизма варис-

ского цикла большинство более древних месторождений, возможно, было уничтожено и сохранились лишь реликты некогда обширных рудных полей.

Главные металлогенические зоны Центральной Европы, в качестве которых принимаются структуры, определяющие тектоническую зональность провинции — Субварисская, Реногерцинская, Саксотюрингская и Молданубская, различаются магматическими и рудными проявлениями, образованными в раннюю и среднюю стадии развития различных металлогенических эпох. Так, для Субварисской зоны характерны некоторые осадочные и вулканогенно-осадочные проявления руд цветных и черных металлов, обычно тесно связанные с процессами угленакопления. В Реногерцинской зоне размещены месторождения металлов, характерных для базальтовой магмы (железо, медь, марганец, цинк, ванадий, кобальт, золото, серебро и др.), относящиеся к различным генетическим типам. В пределах Саксотюрингской зоны сосредоточены месторождения металлов, характерных для палингенных, внутрикоровых гранитных магм (олово, вольфрам, молибден, редкие элементы, уран и др.).

Молданубская зона, испытавшая наиболее сложное и длительное полицикличное развитие, является более пестрой в металлогеническом отношении: здесь встречаются разновозрастные проявления различного типа магм и связанных с ними проявлений цветных, черных, редких и благородных металлов. Во всех случаях наиболее крупные месторождения принадлежат к сравнительно молодым рудообразованиям.

Проявления магматизма и металлогении позднеорогенной стадии различных эпох обычно не соответствуют отмеченной зональности, а контролируются, с одной стороны, наложенными поздними структурами — разломами и впадинами (медь, свинец, цинк, уран, флюорит, барит и др.), а с другой — условиями формирования платформенного чехла (железо, марганец, целестин, свинец — цинк и др.).

Ассинтская металлогеническая эпоха, соответствующая древним периодам развития провинции, охватывает по возрасту весь альгонк (рифей) и, возможно, ранний кембрий.

К ассинтской эпохе можно отнести месторождения следующих главных групп рудных формаций.

Формация метаморфизованных первичноосадочных и вулканогенно-осадочных месторождений железных и марганцевых руд, образующих согласные залежи в докембрийских кристаллических сланцах. Проявления этого типа не образуют крупных скоплений и обычно не имеют промышленного значения. Они установлены в кристаллических породах северо-восточной части Чешского массива в горах Высокий Есеник, около Железни-Броду, и Чешско-Моравской верховины. В соответствии с данными З. Поуба (Pouba, 1960) и В. Саттрана (Sattran, 1966[1]) здесь представлены полосчатые массивные магнетитовые руды типа Сидварангер (Норвегия). Месторождения залегают в докембрийских мигматизированных кварц-биотитовых гнейсах, переслаивающихся с амфиболитами. Магнетит образует согласные залежи вдоль полосы, прослеживаемой на 10 *км* по простиранию в виде двух сходящихся ветвей. Мощность отдельных залежей 1—3 *м*, длина — до 300 *м*. Руда имеет полосчатую текстуру, обусловленную тонким переслаиванием кварца, граната и магнетита. Содержание железа 30—45%.

Формация скарновых месторождений железа и цветных металлов обнаруживается в аналогичной геологической обстановке, но имеет несколько более широкое развитие. К этому типу относится сложное и, повидимому, многостадийное оруденение в метаморфическом комплексе Снежника — Клодзского в Западных Судетах (Banas, 1965 и др.).

Участок Кленте сложен докембрийскими слюдяными сланцами, кристаллическими известняками и гнейсами. На контакте последних двух образований развиты гранат-пироксеновые скарны с магнетит-сфалеритовым оруденением. Рудное тело подстилается кварцитами, содержащими прожилковую полиметаллическую и барит-флюоритовую минерализацию с ураном, золотом, серебром, мышьяком, оловом, сурьмой, медью, висмутом, свинцом, ртутью. М. Банаш (Banaš, 1965) предполагает наличие связи оруденения с гранитизацией, однако, судя по его описаниям, минерализация здесь сложная и возникла в результате наложения метаморфизма на первично вулканогенно-осадочное оруденение железо-цинковых руд и последующее проявление гидротермальных многометальных растворов.

Сходные по типу рудопроявления, по данным Х. Ланге (Lange, 1962), развиты в западной части Рудных гор. Скарновые залежи железных руд встречаются здесь среди парагнейсов, слюдистых сланцев, карбонатных пород и амфиболитов. Они образуют согласные пластообразные залежи и линзы, имеющие мощность 20—30 *м* и до 1 *км* в длину. Представлены пироксен-гранатовыми скарнами с магнетитом, касситеритом и сульфидами цветных металлов. Х. Ланге убедительно доказывает первичный вулканогенно-осадочный генезис железных руд, их дальнейший метаморфизм и наложение на них сульфидной минерализации в связи с постмагматической деятельностью варисских гранитоидов.

Аналогичные рудообразования известны также в пределах молданубского ядра Чешского массива, чехословацкой части Рудных гор и Западных Судет (Sattran, 1966$_1$). Они образуют пояс, в пределах которого повсеместно отмечается ассоциация в пространстве метаморфических и карбонатных пород с амфиболитами. Последние образовались за счет древних вулканитов. Таким образом, обстановка здесь сходная с месторождениями типа Ланн-Дилль, к которому мы и относим первичные скопления железа.

Формация хромитовых месторождений, связанная с древними ультраосновными породами, известна в Армориканском массиве (Пемерн). Здесь рудоносными являются серпентинизированные перидотиты. К этим же формациям магматических месторождений относятся проявления титаномагнетита и ильменита около Орловиц на Шумаве в Чешском массиве, образующие гнезда и шлиры в габбровых массивах. П. Лаффит (1969) к догерцинскому возрасту относит незначительную минерализацию хромитов, асбеста и рутила, развитую вдоль амфиболитов древних массивов — Армориканского, Центрального и Мор.

Формация метаморфизованных колчеданных месторождений вулканогенно-осадочного типа имеет относительно более широкое распространение. Эти месторождения издавна служили объектом эксплуатации, а местами разрабатываются и сейчас. К ним, согласно данным Г. Шнейдерхёна (1958), относятся в Баварии месторождения Зильберберг и Лам, в Верхнем Пфальце — рудник Байерланд, в Верхней Франконии — Купферберг и Шпарнек; к северо-западу от г. Лиона рудник Сан-Бель и отработанные месторождения Шесси. Л. Баумани (Baumann, 1965) относит сюда же колчеданные месторождения с наложенным касситеритовым оруденением в фельзитовом горизонте Хольсбрюкке (Фрейбергский рудный район). Аналогичными являются и пиритсодержащие кристаллические сланцы альгонкского возраста Западных Судет около Весьцишовице, колчеданные залежи Златогорского рудного пояса в Чехословакии и некоторые другие.

Месторождение Зильберберг близ Боденманса представлено крупной залежью пирротина, согласной с мигматитовыми кордиерит-силлиманитовыми гнейсами. Длина рудного

тела 600 *м*, по падению оно прослежено на 120 *м* при мощности 6 *м*. Помимо пирротина в рудах месторождения присутствуют пирит, магнетит и сфалерит.

Первично сингенетичная с вмещающими глинистыми породами залежь испытала вначале интенсивный региональный метаморфизм при температуре 730° С, что соответствует погружению на глубину 11 *км*, а затем контактовый метаморфизм, вызванный массивом варисских гранитоидов.

На месторождении Купферберг, представленном мощной залежью пирита, сингенетичной с вмещающими сланцами, наложено более позднее гидротермальное оруденение халькопирита и в меньшей степени — сульфидов других цветных металлов (цинка, свинца, висмута, мышьяка). Аналогичный характер имеет залежь пирита на руднике Байерланд, где дополнительный привнос металлов привел к образованию сульфидов мышьяка, свинца и сурьмы.

В фундаменте восточной части Рудных гор так называемый «фельзитовый горизонт», вмещающий колчеданное и наложенное на него касситеритовое оруденение, сложен чередующимися между собой порфироидами, черными сланцами и карбонатными породами. Колчеданные залежи приурочены к трем фельзитовым зонам, где залегают преимущественно в черных хлоритовых сланцах. В качестве главных породообразующих минералов присутствуют пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит и пирротин. Наложенная минерализация представлена касситеритом, магнетитом и гематитом. «Фельзитовый горизонт» прослежен на 12 *км* по простиранию и на 600 *м* на глубину. Л. Бауманн (Baumann, 1965) предполагает, что колчеданные залежи представляют собой доварисские, сингенетичные с первичными породами подводные гидротермально-осадочные образования, а в период карбонового складкообразования здесь происходило переотложение рудного вещества и перекристаллизация отдельных минералов.

Наиболее крупным в Рудных горах является медное месторождение Тисовой вблизи Краслиц. Оно залегает в хлорит-серицитовых сланцах вблизи западного контакта Найдецкого гранитного массива. Рудные залежи сложены прожилково-вкрапленными рудами халькопирита, пирита и пирротина при небольшом количестве кварца. Местами прожилки сгущаются и образуют сплошные колчеданные руды. Иногда в рудах присутствует арсенопирит, содержащий кобальт, сфалерит и галенит. И. Чрт (Chrt, 1958) относит это месторождение к гидротермальному типу и генетически связывает его с Найдецким гранитным массивом. Однако по типу месторождение в большей степени сходно с описанными Л. Бауманном в «фельзитовом горизонте» и, возможно, представляет собой аналогичное образование.

В Западных Судетах возле Весьцишовице развита метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща верхнепротерозойского возраста. К ней приурочены вкрапленность и сплошные выделения пирита, содержащего вдоль трещин галенит и халькопирит. С. Яскульский (Jaskólski, 1964) устанавливает первичное метаколлоидное строение пирита и последующую его перекристаллизацию при метаморфизме. Происхождение минерализации он связывает с эффузивным вулканизмом геосинклинальной стадии развития Судет.

В Центральном массиве Франции имеются аналогичные месторождения, разрабатываемые до последнего времени. Они залегают в кристаллических сланцах, где образуют ступенчато сменяющие друг друга линзы мощностью 30—50 *м*. Эти руды состоят полностью из серного колчедана; наложенная гидротермальная минерализация здесь отсутствует.

Отмеченные рудопроявления и месторождения, принадлежащие к геосинклинальной ранней стадии развития ассинтской геосинклинали

Центральной Европы, схематично показаны на рис. 21.

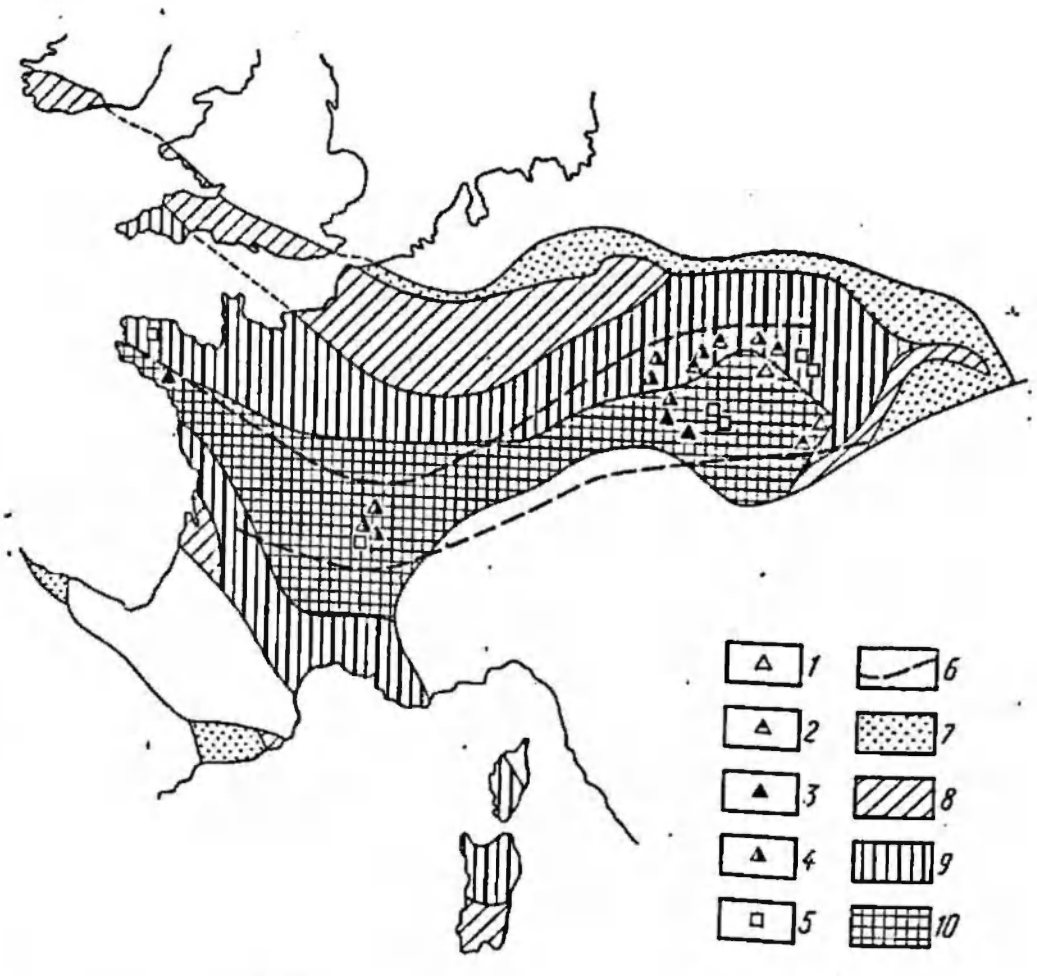
С раннеорогенной стадией ассинтской эпохи связывается консолидация геосинклинали, охватившая почти всю Центральную Европу, и формирование поднятий. В этот период образуются гранитоиды магматического и метасоматического происхождения и на широкой площади проявляется интенсивный метаморфизм.

Вероятно наличие позднепротерозойской минерализации в пределах складчатых сооружений Западных Судет, Чешского массива, Рудных гор, Шварцвальда, Вогез, Центрального массива Франции и особенно — Арморикапского массива, но уверенно отнести то или другое рудопроявление к этому возрасту сейчас невозможно[1].

Золоторудная формация представлена рядом месторождений Нижней Силезии. Здесь в районах Стара-Гура, Чарыкув и Злоты-Сток издавна известны довольно многочисленные, мелкие, но богатые месторождения золота, которые интенсивно отрабатывались в средневековье. Они представлены кварцевыми жилами, приуроченными к периферическим частям массивов гней-

[1] П. Лаффит (1969) считает, что с ассинтской эпохой, в частности с гранитоидным магматизмом, было связано образование эндогенных месторождений. В настоящее время они трудно различимы в связи с последующей неоднократной регенерацией рудных залежей.

Рис. 21. Размещение эндогенных месторождений ассинтской металлогенической эпохи в Центральной Европе



1—5 — месторождения рудных формаций: *1* — железо-марганцевой, *2* — скарновой, железа и некоторых цветных металлов, *3* — хромитовой, *4* — метаморфизованной колчеданной, *5* — золоторудной; *6* — орогенетировочные границы ассинтской эвгеосинклинали: *7—10* — металлогенические зоны: *7* — Субварисская, *8* — Реногерцинская, *9* — Саксотюрингская, *10* — Молданубская

совидных гранитов и содержащими, помимо золота, пирит и арсенопирит. Эти месторождения располагаются в ядерных частях антиклинальных структур, крылья которых сложены отложениями нижнего палеозоя.

Так, месторождение Стара-Гура вблизи г. Войцешова - (Качавские горы) размещается в кварц-серицит-графитовых сланцах, секущихся лакколитом керсантита. В кварцевых жилах содержатся золото, кобальтоносный пирит, арсенопирит, серебросодержащий галенит, сфалерит, тетраэдрит, буланжерит, бурнонит, а также антимонит, барит, кальцит и сидерит (Manecki, Młodożeniec, 1960). Месторождение эксплуатируется, начиная с XII в., и в настоящее время почти полностью отработано, так же как и другие аналогичные ему в этой области.

Месторождение Злоты-Сток расположено вблизи Главного Судетского разлома в докембрийских метаморфических породах, на контакте доломитизированных мраморов со сланцами, гнейсами и амфиболитами. Оруденение залегает в виде метасоматических залежей в скарнированных мраморах и представлено лёллингитом, арсенопиритом, магнетитом, пиритом и пирротином. Содержание золота до 30 *г/т* установлено в лёллингите.

Вероятно, золото в месторождениях «древней золотоносной формации» (Богутин) и «плутонической формации» в Чешском массиве происходит из протерозойских метаморфических пород (Moravek, 1966), так же как возможно некоторая часть молибдена и бериллия, приуроченных к развитым здесь аплитовым и пегматитовым жилам.

Во Франции некоторые рудопроявления Центрального и Арморикайского массивов могут датироваться древним возрастом. К таким относится минерализация ферберита, касситерита, берилла, лепидолита, топаза и апатита, связанная с альбитизированными породами гранулитового массива Эшасьер.

Формация свинцово-цинковых месторождений Сардинии в карбонатных породах нижнего палеозоя относится к этому типу с известной долей условности. В соответствии с данными В. Новаресе (1951) и других авторов, в Сардинии выделяется две группы свинцово-цинковых месторождений: замещения в кембрийских доломитизированных известняках (тип Монтепона) и жильные, залегающие в различных осадочных и изверженных породах (тип Монтевеккио). Они считались одновозрастными образованиями, однако работы самых последних лет, проведенные здесь под руководством и при участии знатока этих месторождений П. Зуффарди, позволяют резко отграничить их друг от друга. Этому вопросу было посвящено сообщение П. Зуффарди на конференции по рудообразованию в Шотландии (сентябрь 1967 г.), а также ряд специальных исследований (Zuffardi, 1962; Uras, Violo, Zuffardi, 1965 и др.). В соответствии с ними группа месторождений Монтепона выделяется не только морфологически, но и генетически и относится к месторождениям нижнепалеозойского возраста.

К месторождениям группы Монтепона в Сардинии относятся пласто- и линзообразные залежи галенита, линзы и столбы смитсонита, окисленные каламиновые руды с серебросодержащим церусситом (до 3 *кг* серебра на 1 *т* руды), сфалеритом и пиритом. Сульфиды часто содержат налеты киновари; жильные минералы представлены доломитом, кальцитом, баритом, реже кварцем. Месторождения сконцентрированы в округе Иглезиас. Наиболее крупным из них является месторождение Монтепона, мелкие — Сан-Джованни, Кампо-Пизано и Аренас. Рудная минерализация приурочена к доломитам, в пределах которых контролируется зонами тектонических нарушений и участками брекчированных пород. Доломитизированные известняки залегают в виде отдельных пачек среди сланцев и

других кристаллических алюмосиликатных пород (Zuffardi, 1962). К этому типу следует, возможно, отнести месторождение Баку-Лочи, расположенное в юго-восточной части Сардинии в провинции Кальяри.

М. Л. Иенсон и Г. Дессау (Iensen, Dessau, 1966) изучили изотопы серы из месторождений групп Монтепона и Монтевеккио. В первом случае наиболее подробному исследованию подверглись сульфидные руды месторождения Сан-Джованни, в результате чего установлено, что в южной группе резко преобладают тяжелые изотопы серы. Указанные авторы данное обстоятельство объясняют биогенным происхождением серы путем ее восстановления из сульфатов, содержащихся в остаточных или грунтовых водах. Таким образом, устанавливается близкий возраст минерализации и вмещающих пород.

В месторождениях северной группы Монтевеккио преобладают легкие изотопы серы, что связывается с магматическо-гидротермальным происхождением жильных руд, ассоциирующихся с варисскими гранитоидами. Вероятно, в юго-западной части Сардинии в период, последовавший вслед за ассинтской складчатостью, возникли месторождения свинцово-цинковых руд, образующие пласто и- трубообразные залежи в карбонатных кембрийских породах (тип Три-Стейт, Верхняя Силезия, Каратау).

Таким образом, ассинтская металлогеническая эпоха послужила предвестником последовавшей вслед за ней варисской эпохи, для которой она создала раму, определившую положение главных металлогенических зон. Распределение последних в альпонке недостаточно ясно, но очевидно эвгеосинклинальный характер развития здесь резко преобладал над миогеосинклинальным.

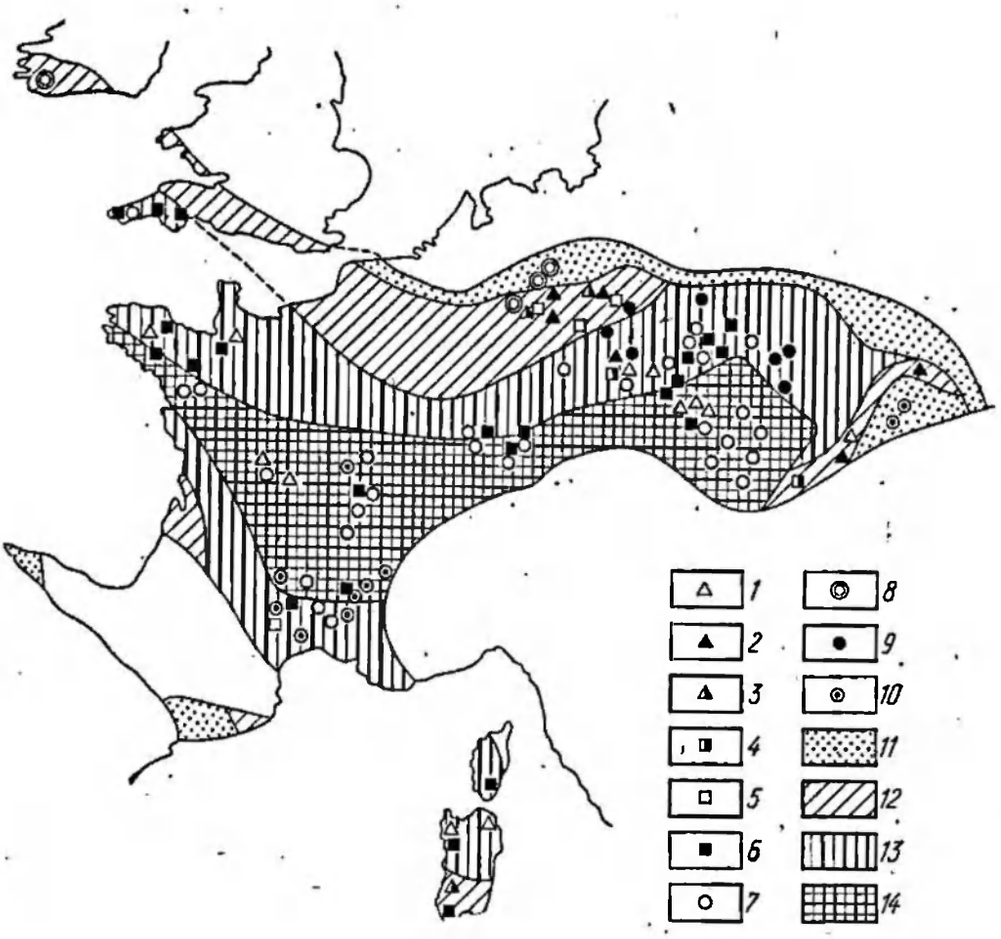
Варисская металлогеническая эпоха является главной для Центральной Европы, все значительные месторождения которой, за исключением лишь немногих, залегающих в осадках платформенного чехла, образовались в различные стадии этого наиболее полно здесь проявленного геосинклинального цикла (рис. 22). Особенности осадконакопления, формирования тектонических структур, магматизма и металлогении в варисской эпохе определены элементами тектонической зональности, заложенными, по-видимому, ассинтской складчатостью. Данное обстоятельство обусловило возникновение металлогенической зональности, характерной для Центральной Европы, как и для многих других рудных провинций в складчатых областях.

Геосинклинальная стадия варисского цикла охватывает время от ордовика до нижнего карбона и проявлена качественно различно в отдельных зонах. В ордовике области, консолидированные в результате ассинтской складчатости, были охвачены региональной трансгрессией. Медленное наступление моря на длительно денудировавшуюся сушу сопровождалось возникновением закрытых и полузакрытых локальных бассейнов, в которых создавались условия, благоприятные для отложения железных руд. Они объединены нами в одну формацию.

Формация осадочных и вулканогенных месторождений железа известна в ордовике и силуре Тюрингии, Баррандиевой зоны Чешского массива, Арморикапском массиве, Центральном массиве Франции и в Сардинии.

Месторождения датируются нижнепалеозойским возрастом и относятся к тюрингскому типу кремнисто-сланцевой формации, выделяемой Л. Н. Формозовой (1960). Формация эта везде приурочена к эвгеосинклинальным зонам, в которых фиксируются вулканические проявления, близкие по возрасту рудоносным горизонтам. Типичными вмещающими породами являются темные слюдистые и кремнистые сланцы, кварциты и косослоистые песчаники. Вулканические породы, обычно наблюдаемые в районах месторождений, относятся к туфам и лавам диабазового и спилитового состава. Содержание в рудах железа достигает 55—60%, но обычно

Рис. 22. Размещение эндогенных месторождений варисской металлогенической эпохи в Центральной Европе



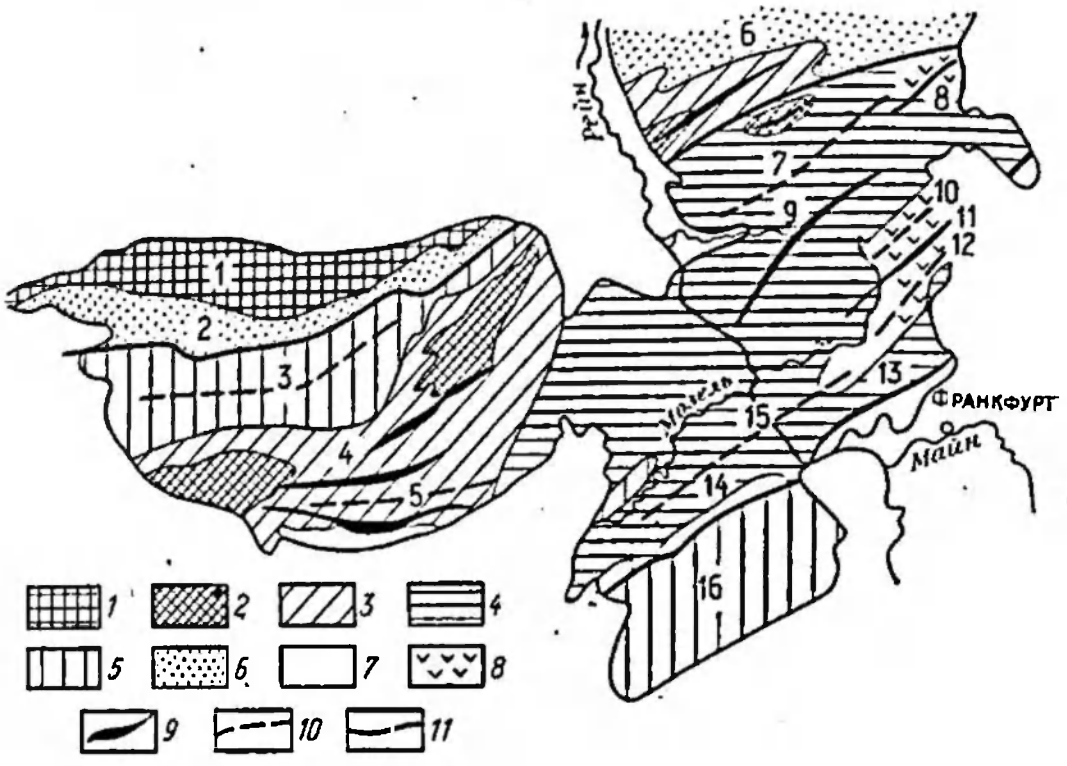
Месторождения рудных формаций геосинклинальной стадии: *1* — осадочные и вулканогенные месторождения железа; *2* — железорудной типа Ланн-Дилль; *3* — колчеданно-полиметаллической. Месторождения рудных формаций раннеорогенной стадии: *4* — скарново-магнетитовой; *5* — жильных золоторудной и полиметаллической; *6* — кварц-касситерит-вольфрамитовой и полиметаллической. Месторождения рудных формаций позднеорогенной стадии: *7* — кварц-гематитовой, карбонат-настурановой и полиметаллической; *8* — кварц-сфалерит-галенитовой; *9* — медистых сланцев; *10* — свинцово-цинковой в карбонатных породах. Металлогенические зоны: *11* — Субварисская; *12* — Реногерцинская; *13* — Саксотюрингская; *14* — Молданубская

меньше; запасы часто очень велики. По мнению Л. Н. Формозовой, железо для этих месторождений поставлялось не за счет континентального выветривания соседней суши, а эффузивным вулканизмом и связанной с ним кислой термальной деятельностью, вызвавшей выщелачивание железа из основных пород. Месторождения шамозитового типа не повторялись в деталях в последующие времена, а узко локализованы в пределах ордовика.

Формация железорудных месторождений типа Ланн-Дилль обладает некоторым сходством с отмеченным выше тюрингским типом. Эти месторождения довольно широко распространены в различных частях Европы и названы по одноименному месторождению в Рейнских сланцевых горах, детально изученному немецкими геологами. Результаты этих исследований подробно рассмотрены Л. Н. Формозовой (1963), выделившей этот тип в составе известняково-вулканической формации.

Геосинклиналь Рейнских сланцевых гор в раннем девоне испытала очень глубокое погружение и в ней, по данным С. Н. Бубнова (1960), накопились терригенные осадки мощностью до 10 *км*. В конце ран-

Рис. 23. Схема строения Рейнских сланцевых гор



1 — каледонская платформа; *2* — нижнепалеозойские отложения; *3* — сланцы нижнего девона; *4* — отложения среднего—верхнего девона; *5* — отложения карбона; *6* — краевые прогибы; *7* — платформенный чехол; *8* — вулканогенная формация; *9* — антиклинали; *10* — синклинали; *11* — главные разрывы

Главные геологические структуры (номера на схеме): 1 — Брабантский массив, 2 — Бельгийский каменноугольный бассейн, 3 — Динантский синклинорий, 4 — Арденнский антиклинорий, 5 — Эйфельский синклинорий, 6 — Рур, 7 — синклинорий Зауэрланда, 8 — поднятие Бредлер-Брапке (Зауэрландское рудное поле), 9 — антиклинорий Зигерланд, 10 — мульда Дилль, 11 — антиклиналь Хёрре, 12 — мульда Лани, 13 — антиклинорий Таунс, 14 — антиклинорий Хунсрюк, 15 — Гессенский синклинорий, 16 — Саарский каменноугольный бассейн

него девона тектонические движения вызвали дифференциацию геосинклинали: поднятие Зигерландского массива и Хунсрюк-Таунса, а также обособление прогибов Зауэрланда и Гессена. В живете начинается очередная трансгрессия, вызвавшая, в частности, возникновение в восточной части Гессенского прогиба мульд Лани и Дилль, разграниченных антиклиналью Хёрре (рис. 23). Контрастные тектонические движения вызвали образование разломов, по которым в среднем и позднем девоне в морской бассейн проникли продукты базальтоидного вулканизма. Так, в бухтах Лани и Дилль живетский ярус представлен вулканической толщей мощностью 1000 *м*, сложенный кератофирами, шальштейнами (диабазо-туфогенная толща), покровами диабазов и их туфами. На границе мощной толщи шальштейнов с перекрывающими известняками верхнего девона развиты залежи железных руд. В конце девона снова проявляется интенсивный подводный вулканизм, вызывающий отложение толщи диабазов, носящей название вельбургитовой. С этой толщей связан второй (верхний) горизонт железных руд. Далее следуют песчаники верхов фамена, на которых залегают покровные диабазы нижнего турне. Одновременные с ними дайки диабазового состава секут все отложения девона в мульдах Лани и Дилль. В карбоне отмеченные породы испытали интенсивную складчатость.

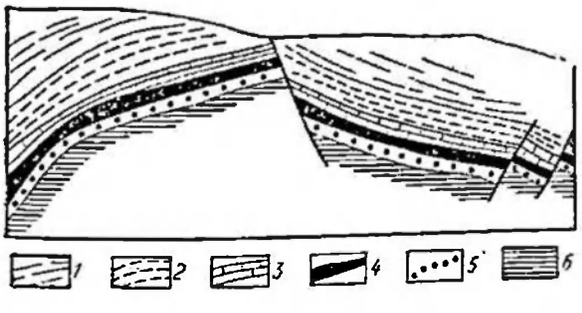
Известняково-вулканогенная рудоносная формация распространена на площади 6000 *км*^{2} и под покровом платформенного чехла от Рейн-

ских сланцевых гор прослеживается до Гарца. Максимальная ее мощность (3,5 *км*) отмечается в мульдах Ланн и Дилль. Промышленная рудная залежь залегает вблизи контакта среднего и верхнего девона, в связи с чем она именуется «граничная» залежь, хотя оруденение известно как в основании формации, так и совместно с покровным диабазом в низах карбона. При этом рудная залежь всегда располагается на шальштейнах среднего девона (рис. 24).

Рудная залежь состоит из многочисленных рудных тел, переслаивающихся с туфами, сланцами и известняками. Породы кровли в мульде Дилль представлены слоистыми туфами, а в мульде Ланн — известняками. Рудные тела сложены массивными или слоистыми выделениями гематита и магнетита; сидерит встречается в виде маломощных прослоев. Широко распространены дисульфиды железа, в южной части мульды Ланн залегают мощные слои оолитовой пирит-марказитовой руды.

Вулканогенно-осадочное происхождение оруденения в мульдах Ланн и Дилль ни у кого не вызывает сомнения, но мнения о механизме образования месторождения расходятся. По представлениям одних исследователей железо было выщелочено морской водой из вулканитов основного состава, а другие считают, что оно вынесено вулканическими эксгаляциями на дно бассейнов. Поскольку вблизи рудных тел не наблюдается выбеливания вулканических пород, второй способ рудоотложения представляется более вероятным, тем более что повсеместно устанавливается тесная ассоциация изверженных пород и руд, отлагающихся преимущественно вблизи центров извержения.

Рис. 24. Схематический разрез рудника Аманда (без показа подземных выработок)



1 — глинистые сланцы; *2* — кремнистые сланцы; *3* — известняки (верхний девон); *4* — «граничная» рудная залежь; *5* — шальштейн; *6* — глинистые сланцы (средний девон)

В Ланн-Диллльском округе находятся многочисленные рудники и металлургические заводы. Общие запасы месторождений составляют 30 млн. *т* железа при добыче до 1000 *т* руды в год с содержанием около 35—30% железа.

Известняково-железная формация прослеживается вдоль северной периферии европейских варисцид на 650 *км* по простиранию. Из Ланн-Диллльского округа она продолжается в Восточный Зауэрланд. Здесь на поднятии Бредлер-Бранке (см. рис. 23) в живете происходили подводные извержения базальтовой магмы, перекрывшиеся карбонатно-глинистыми породами. На склонах поднятия залегают линзообразные пласты гематит-кремнистых и гематит-карбонатных руд, изученные в последнее время Х. Боттке (Bottke, 1965).

Из Рейнских сланцевых гор известняково-вулканогенная формация в восточном направлении протягивается в Гарц и Тюрингию, а далее находит отражение в Восточных Судетах. Гарц обладает сходным строением с Рейнскими сланцевыми горами. Так, синклинорий Зауэрланда продолжается в Верхнем Гарце, а Гессенский синклинорий — в Нижнем Гарце. Между ними расположено восточное продолжение антиклинория Зигерланда. Здесь в девоне преобладают карбонатные породы, вмещающие покровы кератофиров, диабазов и шальштейнов, занимающие несколько более низкое стратиграфическое положение, чем в Ланн-Диллльском округе, одновременно формация в целом представлена здесь уменьшенной мощностью в 500 *м*.

Железорудные залежи в Гарце полностью аналогичны Лани-Дилльскому округу — они залегают между шальштейнами и известняками и отчасти в других частях разреза. Промышленные месторождения находятся к северу от Эльбингероде (Бюхенберг), где пласты гематита и магнетита имеют длину 4 *км* и мощность 1,4 *м* при общей мощности оруденелых пород 40 *м*. Аналогичные рудные тела отрабатываются к северу от Хюттенроде (Браунс-Зумф), где их суммарная мощность достигает 6,5 *м*, а также в Верхнем Гарце к северо-западу от Брокена, где гематитовая залежь на контакте с гранитами преобразована в магнетит (Формозова, 1963).

В Тюрингии, представляющей собой северо-западное обрамление Чешского массива, известняково-вулканогенная формация также развита в среднем и верхнем девоне, причем наиболее интенсивные проявления вулканизма здесь относятся к верхнему девону. Общая мощность собственно вулканогенной шальштейновой толщи в Тюрингии не превышает 100 *м*, покровный диабаз отсутствует. Рудные пласты залегают в франских отложениях также на шальштейнах и перекрываются известняками. Мощность линзообразных пластов 2 *м*, содержание железа 32—35%, иногда 50% (Франкенвальд, вблизи Штебена и Штадтштейнаха и севернее Шлейца в Перлице).

В Восточных Судетах в Чехословакии вблизи границы с Польшей рудопроявления железа лани-дилльского типа развиты довольно широко к востоку от долины р. Моравы. Помимо рудопроявлений здесь известно три месторождения: Руда, Медлов и Крайова-Бенков. Они представлены линзообразными пластами магнетита мощностью от 1 до 4 *м*, залегающими в туфах. Более значительными являются гематитовые с магнетитом рудные тела, имеющие длину до 750 *м* и мощность 4,5, а местами до 16 *м*. Содержание железа в руде 49—53%. Рудопроявления вытянуты вдоль четырех полос, расположенных в условиях, совершенно аналогичных охарактеризованным выше, но не выходят за границы среднего девона. Рудные тела отмечаются только в ассоциации с вулканогенными породами в областях развития известняковых осадков (Формозова, 1963).

Условия отложения железных руд в ордовике и девоне Центральной Европы, по мнению Л. Н. Формозовой, различны. В первом случае подводный вулканизм проявился в обстановке высокого кислородного потенциала, что вызвало обильное осаждение богатых руд, а во втором избыток сероводорода обусловил большое рассеивание железа в осадках. Вероятно, режим вулканизма обусловлен характером развития органической жизни в древних морях.

Формация колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальной стадии варисской металлогенической эпохи в Центральной Европе относится к циклу серы (Шнейдерхен, 1958). Классическим примером этой формации являются колчеданно-полиметаллически-баритовые месторождения Мёгген и Раммельсберг в ФРГ, в последнее время выявлен ряд рудообразований сходного генезиса и в Восточной Силезии. Не исключена возможность, что в дальнейшем число их будет увеличиваться.

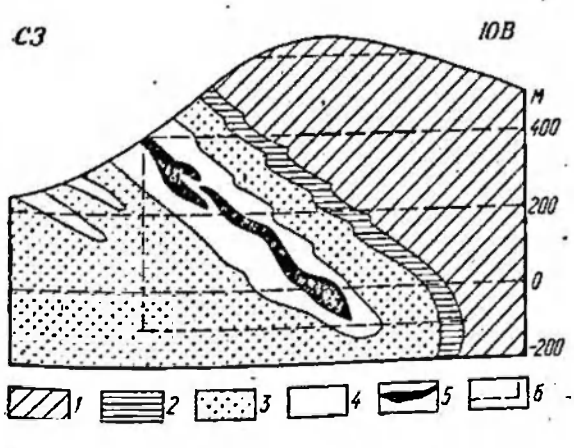
Месторождение Мёгген расположено в правобережной части Рейнских сланцевых гор вблизи г. Лене, залегает на глинистых сланцах среднего девона и перекрывается известняками среднего—верхнего девона. Рудная залежь в первичном виде представляла линзу длиной 2,5 *км* при мощности 6 *м*. Она сложена колломорфным пиритом, в средней части обогащена сфалеритом (до 8% цинка), а в кровле — баритом. В результате варисской складчатости линза совместно с вмещающими породами была сжата в виде двойной мульды. Повсеместно в руде наблюдаются мельчайшие оолиты, которые Г. Шнейдерхен (1958) считает оруденелыми серными бактериями. После многолетней эксплуа-

тации на месторождении еще имеется 45 млн. *т* руды, содержащей 3 млн. *т* цинка и значительное количество барита, обеспечивающее литопонные заводы ФРГ.

Месторождение Раммельсберг находится вблизи г. Гослара в Верхнем Гарце, где залегает в среднедевонских глинистых сланцах. Оно представлено двумя пластообразными залежами колчеданно-полиметаллических руд — «Старой» и «Новой», занимающими разные стратиграфические горизонты. Первая из них, в настоящее время полностью отработанная, протягивалась на 500 *м* по простиранию и 320 *м* по падению при мощности 15 *м*. Новая залежь, обнаруженная в 1859 г. горными работами на глубине 90 *м* от поверхности, прослежена на 600 *м* по простиранию и 500 *м* по падению, мощность ее возрастает от 15 до 50 *м*.

Между этими рудными телами, залегающими согласно с вмещающими сланцами в изоклинальной мульде, находится третья залежь, сложенная преимущественно баритовой рудой (рис. 25). По данным Э. Крауте (Kraute, 1954), месторождение приурочено к зоне сопряжения антиклинального поднятия и Гослярского прогиба, в пределах которой среднедевонские виссенбахские отложения обладают непостоянством фаций и мощностей. Рудные тела сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, баритом и кальцитом. В подчиненном количестве присутствуют серицит, кварц, углистые вещества, марказит, блеклая руда, пирротин, магнетит и бурнонит. Руды тонкозернистые, содержат «оруденелые бактерии», часто имеют полосчатую текстуру, в которой пирит обладает первичной осадочной структурой, а другие сульфиды — преимущественно вторичной («тени давления», микроскладчатость, изгибы). Вблизи руд отсутствуют следы преобразования вмещающих сланцев и известняков.

Рис. 25. Схематический разрез месторождения Раммельсберг



1 — нижнедевонские отложения; *2* — кальцевые слои среднего девона; *3* — виссенбахские песчанистые сланцы; *4* — виссенбахские глинистые сланцы; *5* — рудные залежи; *6* — горизонты горных выработок

Месторождение отрабатывается по крайней мере с 900 г.; в последнее время из него извлекается около 2 тыс. *т* меди и более 20 тыс. *т* цинка и свинца в год. Так, в 1964 г. добыча богатой руды составила 175 тыс. *т*, а бедной полосчатой — 144 тыс. *т*. Руды содержат около 21% цинка, 2% свинца и меди, 200 *г/т* серебра и 1 *г/т* золота; попутно извлекаются сера и барит.

Проявления этой формации варисского возраста известны также в Восточных Судетах, где в Есениковском районе на территории Чехословакии в эпизонально метаморфизованных вулканогенных девонских отложениях расположены медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения: Рейвиз, Злате-Гори, Горни-Место, Горни-Бенешов и Нова-Вес. Они пространственно приурочены к зоне развития железорудной минерализации лаиндилльского типа, что в несколько меньшей степени характерно также для Мёггена и Раммельсберга. Рудные тела представляют собой пласто- и линзообразные залежи, согласные с вмещающими породами, реже секущие их, сложенные пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и другими сульфидами. В качестве нерудных минералов выступают барит, кварц, карбонаты, серицит и др. Месторождения залегают (Ванечек, 1966) среди кристаллических пород докембрия (Рейвиз), серицитовых сланцев и кварцитов нижнего девона (Злате-Горн), вул-

кавитов среднего девона (Горни-Место, Горни-Бенешов), кремнисто-известковистых сланцев и известняков среднего—верхнего девона (Горни-Бенешов, Нова-Вес).

Возможно, что месторождение Медзяная Гура около г. Кельц в Западных Судетах представляет собой аналог данной обширной группы формаций. В соответствии с данными К. Пекарского (Piekarski, 1961), повышенные содержания меди устанавливаются в силурийских сланцах, граувакках и песчаниках (0,15%), нижнедевонских сланцах, переслаивающихся с кварцитами (0,7%), серых битуминозных сланцах (3,0%). Отмечено, что наиболее обогащен медью пласт глинистых пород мощностью 30 *м*. Оруденение здесь представлено зернами пирита, халькопирита и сфалерита, приуроченными к светлым и черным глинам нижнего девона. Отмечается также присутствие халькозина, борнита, тетраэдрита, галенита, а из нерудных — барита и кальцита. К. Пекарский относит оруденение к осадочному типу, но, возможно, здесь в какой-то степени проявилась и вулканическая деятельность.

К этой же группе формаций следует, по-видимому, отнести рудопроявления свинца и цинка в девонских отложениях Северного Эйфеля. Здесь параллельно сланцеватости в терригенных породах расположены залежи, сложенные сидеритом, брауншитом, кварцем и хлоритом, на которые наложено оруденение сфалерита, галенита, халькопирита, блеклых руд, лишенита и миллерита.

Наложенное полиметаллическое оруденение отмечается и в железо-марганцевых месторождениях Центрального массива Франции. Здесь в девонских карстовых известняках известно около десяти месторождений, руда которых сложена магнетитом, пиролюзитом, кальцитом и сидеритом. Наиболее значительная минерализация халькопирита, галенита, серебросодержащего бурнонита и барита отмечается на месторождении Монжуа.

Наконец, на западной периферии массива Морван в кварцитах нижнекарбонового возраста расположено медноколчеданное месторождение Шицель. Согласные рудные залежи сложены кварцем, пиритом, рутилом, энаргитом, станнином, борнитом, тетраэдритом, халькопиритом и галенитом. Установлено повышенное содержание золота. Вероятно, здесь мы также имеем дело со сложными взаимоотношениями первичных вулканогенно-осадочных пиритовых залежей и более поздних гидротермальных проявлений цветных металлов. Соотношения между отдельными минералами затушеваны последующим метаморфизмом.

Раннеорогенная стадия развития отдельных геосинклинальных зон Центральной Европы в варисском цикле проявилась в разное время. Так, Г. Штилле (1964$_4$) главной фазой складчатости для Субварисской зоны считает астурийскую, для Реногерцинской — бретонскую, а для Саксотюрингской — судетскую. В Молданубской зоне трудно выделить главную складчатость, поскольку она представляла собой в течение всего варисского цикла стабильную структуру, но гранитоидный магматизм здесь, как и в Саксотюрингской зоне, соответствует судетской фазе.

С главной фазой складчатости в каждой зоне (помимо Субварисской) связано проявление синорогенного магматизма. В Рейнских сланцевых горах это «продленный начальный магматизм» Г. Штилле (1964$_3$), представленный диабазовыми инъекциями; в Гарце — нормальные граниты (массив Брокен и др.), массивы которых окаймлены в контактовых частях диоритовыми и габбровыми породами; аналогичные породы, часто ассоциирующиеся с различными рудопроявлениями, широко развиты в пределах Саксотюрингской зоны.

В каждой из тектонических зон находят преимущественное развитие месторождения свойственных им рудных формаций.

Формация скарново-магнетитовых месторождений для Европы не характерна. Месторождения размещаются главным об-

разом в Реногерцинской зоне. К ним относятся лишь два небольших, в настоящее время полностью отработанных месторождения в Тюрингии — Желтый Крукс и Черный Крукс. Главным рудным минералом является магнетит, встречаются первичный и вторичный (за счет мартитизации) гематит, дисульфиды железа, скарновые минералы (Шнейдерхён, 1958). Отмеченные месторождения расположены в зоне эндоконтакта главного Тюрингского гранитного массива с верхнедевонскими известняками. Рудные тела имеют линзообразную форму, интенсивно метаморфизованы. Проявления магнетитовых скарнов известны также в Силезско-Моравской зоне (Sattran, 1966$_1$), где они развиты на контакте гранитоидов массива Брно с известняками девонского (?) возраста. Имеются железосодержащие скарны и в Рудных горах.

Формации жильных золоторудных и полиметаллических месторождений связаны с гранитоидным магматизмом карбонового возраста, проявившимся в различных частях Реногерцинской зоны. Эти формации объединяют жильные штокверковые и другие месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов. В частности, к ним относится месторождение золота Эйзенберг около Карбаха в Рейнских сланцевых горах, отработанное еще в средних веках. По данным Г. Шнейдерхёна (1958), здесь развиты кульмские (нижнекарбоновые) кремнистые известняки и сланцы, пронизанные по слоистости кварцевыми и кальцитовыми жилами, содержащими золото и клаусталит (PbSe). Сходными, но более высокотемпературными являются месторождения Брандхольц-Гольдкронах в Фихтельгебирге и Сальсинь в Черных горах. Последнее является третьим по величине источником золота в Европе после месторождений Швеции и Югославии.

Месторождения этой формации расположены в северной части депрессии Черных гор в древних гнейсах и кристаллических сланцах, смятых в изоклинальные складки, опрокинутые на север. Минерализация приурочена к меридиональным разломам. Кварцевые жилы содержат помимо золота пирит, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, халькопирит, антимонит и пирротин, а также висмутиты, селениды и теллуриды золота. Главными рудными телами являются на западе жила Фонтем мощностью 3—30 *м* с содержанием золота 10 *г/т*, серебра 33 *г/т*, меди 0,11% и висмута 0,05%, на востоке жила Рамель с содержанием золота 14 *г/т*, серебра 100 *г/т*, меди 0,92% и висмута 0,09%. Запасы руды по промышленным категориям составляют 470 тыс. *т*, а прогнозные — 500 тыс. *т*.

Аналогичное месторождение Шатле расположено в северной части Центрального массива в департаменте Крёз. Оно представлено штокверком, приуроченным к разлому Эво-Сен-Морис. Кварцеворудные прожилки залегают в древних мигматитах, а отчасти и в карбоновых туфах. Рудное поле вытянуто в меридиональном направлении на 2 *км*. Минерализация развита в кварце и представлена золотосодержащим арсенопиритом, лёллингитом, пиритом, антимонитом, халькопиритом и золотом.

Как уже отмечалось, Э. Константинович (Konstantynowicz, 1967) склонен именно к этому типу относить золоторудные месторождения Западных Судет.

В северной части Диллльской мульды развиты кварцевые жилы с халькопиритом и сидеритом, явно более молодые, чем железорудные месторождения. Их следует, повидимому, относить к раннеорогенной стадии развития этой геосинклинальной зоны.

Более широко распространены в Реногерцинской зоне свинцово-цинковые формации, тяготеющие к выходам изверженных пород. К ним относятся, например, сидерит-галенитовые жилы Гарца (месторождение Грунд). Жилы сложены главным образом сидеритом, присутствуют кварц и кальцит; из рудных минералов главную роль играет се-

ребросодержащий галенит и серебряно-сурьмяная блеклая руда.

Подтип этих месторождений развит в Рейнских сланцевых горах (Ланн, Зауэрланд, Горный район и др.), а также в Гарце (Страссберг-Нейдорфский, Клаустольский и Лаутербергский районы). В этих месторождениях кварц преобладает над сидеритом, в большом количестве присутствуют галенит и сфалерит, халькопирита и блеклой руды мало, так же как и серебра. Г. Шнейдерхён (1958) склонен месторождения Рейнских сланцевых гор генетически связывать с еще не обнаженными массивами варисских гранитов. Между тем в рудных узлах представлены проявления базальтоидного магматизма в виде штоков и даек диабазов и порфиритов. Возможно, что именно с ними логичнее увязывать полиметаллическую минерализацию.

В Нижнем Ланне между Рейном и Мозелем (Хольцаннель—Эмс—Браубах) наблюдается серия протяженных систем жил, в общем следующая согласно с простиранием вмещающих пород. В Горном районе в аналогичных жилах широко представлен кадмийсодержащий сфалерит. В Зауэрланде на месторождении Ромсбек встречен сульфидоносный жильный кварц без сидерита.

В Гарце месторождения этого типа характеризуют восточную часть массива, где они связаны с рамбергскими гранитами. Вокруг последних от ядра интрузива к его периферии расположено девять последовательно сменяющих друг друга жильных зон. Наиболее высокотемпературная представлена арсенопирит-вольфрамитовой ассоциацией, сменяющейся флюорит-халькопиритовым и галенит-сфалерит-сидеритовым парагенезисами, в свою очередь переходящими в наиболее низкотемпературную антимонит-сидеритовую зону.

В Верхнем Гарце оруденение связано с Оперским гранитным массивом; рудные жилы здесь иногда прослеживаются на 10 *км*. Они сложены кварц-карбонат-баритовой массой с богатым галенит-сфалеритовым оруденением. Месторождения характеризуются вертикальной зональностью, выраженной переходом галенит-баритовой минерализации верхних горизонтов в сфалерит-кварцевую на глубине, а еще далее в безрудные кварцевые корни жил. Месторождения залегают в отложениях кульма и являются допермскими, что и позволяет нам отнести их к данной стадии.

В Лаутербергском районе Южного Гарца развиты кварц-баритовые с галенитом и сфалеритом жилы и штокверки. Они генетически связаны с брокенскими гранитами. Здесь же наблюдается серебряное месторождение Сант-Андреасберг, приуроченное к контактовой зоне гранитоидов с девонскими сланцами, известняками и диабазами. Богатые рудные жилы залегают в диабазах и известняках.

В периферических частях отмеченных рудных районов распространены баритовые, флюоритовые, кальцитовые, а иногда и кварц-сульфидные жилы. По-видимому, они тесно связаны с гранитоидным магматизмом раннеорогенной стадии, хотя в большей степени относятся к рудопроявлениям поздпеорогенной стадии. Поскольку они как положением в геологическом разрезе (не выше верхнего карбона), так и постепенными переходами связаны с полиметаллической минерализацией раннеорогенной стадии, не следует, по-видимому, отрывать их во времени от всего сложного процесса образования месторождений Реногерцинской зоны в период ее складчатости и консолидации.

Почти во всех описанных месторождениях данной группы в тех или иных количествах присутствует сидерит. В отдельных районах сульфиды практически отсутствуют и месторождения представлены сидеритовыми жилами или метасоматическими залежами. Они относятся к крайнему члену сидерит-кварц-сульфидных месторождений и имеют очень большое промышленное значение для ФРГ, где расположено крупное Зигерландское месторождение (Шнейдерхён, 1958).

В Зигерланде уже в течение

2000 лет эксплуатируются многочисленные жилы сидерита, залегающие в песчаниках и сланцах зигенских слоев нижнедевонского возраста. Выше залегают кератофиры и диабазы нижнего—среднего девона, пересеченные верхнедевонскими дайками диабазов. Серии сближенных жил прослежены на многие километры по простиранию при ширине в сотни метров. Отдельные жилы, различно ориентированные в пределах жильных зон, имеют линзообразную форму и расположены ступенчато по падению и простиранию. Длина жил по простиранию 2 *км*, мощность резко изменчива: от 1 до 20—30 *м*, в среднем не превышает 2 *м*. Местами встречаются метасоматические штокообразные залежи размером 100×30 *м*. Рудные жилы прослежены на глубину 1100 *м*. Жилы нарушены многочисленными поздними разрывами.

Состав руд крайне прост. Главным минералом, слагающим 70—90% жильного выполнения, является марганцовистый сидерит, содержащий до 10% карбоната марганца. Установлены также кварц, красный сидерит (с включениями гематита), гематит, халькопирит и пирит. В некоторых жилах на сидеритовое оруденение наложена более молодая минерализация арсенидов кобальта и никеля, галенита, сфалерита, борнита, стибнита, марказита. Эта ассоциация распространена выше по разрезу вплоть до отложений нижнего карбона.

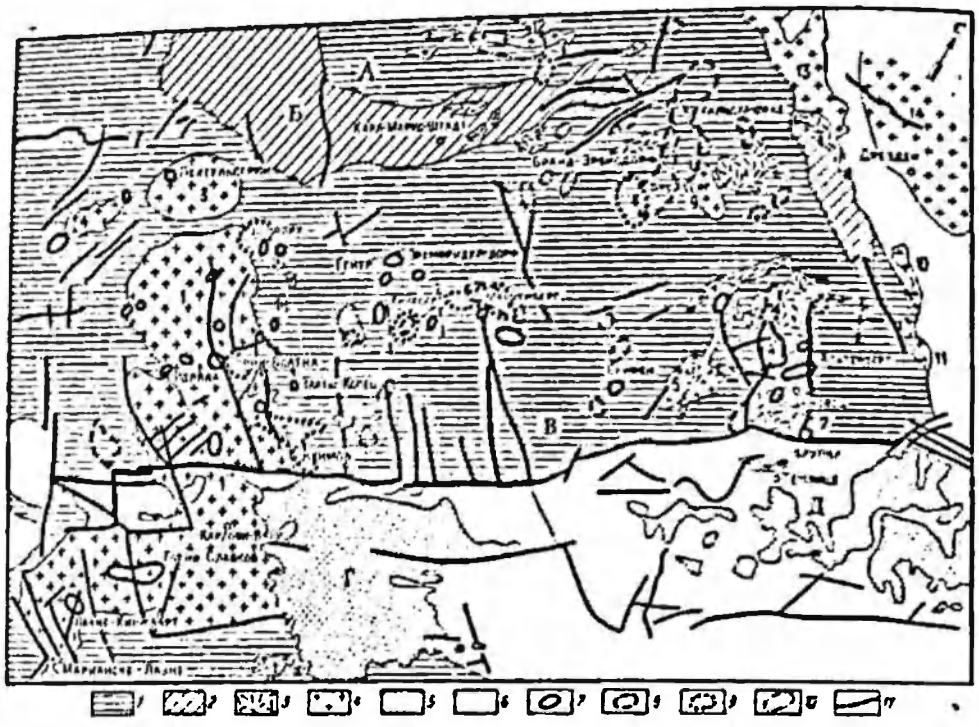
Запасы по месторождению в настоящее время не превышают 30—40 млн. *т* при содержании в руде железа 30—37% и марганца 5,7—7,5%. Ежегодная добыча составляет 1,1—1,3 млн. *т* руды.

Таким образом, для Реногерцинской зоны в среднюю стадию ее развития характерно образование месторождений отчасти меди, железа и золота, а главным образом свинца и цинка, что и послужило основанием В. Саттрану (Sattran, 1966₁) для отнесения всей этой структуры к полиметаллической зоне. С гранитоидами Саксотюрингской зоны связаны многочисленные, порой крупные месторождения руд олова и вольфрама, а также пятиэлементной, полиметаллической и некоторых других формаций. Месторождения отмеченных формаций наиболее удобно в настоящем кратком обзоре объединить в одной группе, которая таким образом будет состоять из месторождений пегматитовых и грейзеновых кварц-касситерит-вольфрамитовых, жильных кварц-галенит-сфалеритовых, жильных барит-флюоритовых и отчасти урановых. Каждая из этих формаций объединяет несколько субформаций, раздельная характеристика которых представляет самостоятельный объект исследования.

Формация кварц-касситерит-вольфрамитовых и полиметаллических месторождений детально изучена в Рудных горах (Чехословакия и ГДР). В этом древнейшем горном округе издавна отрабатываются многочисленные месторождения олова, вольфрама, свинца и цинка. В строении области принимают участие следующие главные геологические образования: 1) кристаллические сланцы, гранулиты, гнейсы, филлиты и другие метаморфические породы докембрия; 2) варисские граниты; 3) палеозойский комплекс Рудногорской впадины; 4) кварцевые порфиры верхнепалеозойского возраста; 5) осадки платформенного чехла, главным образом мелового возраста; 6) молодые вулканиты теплицкого комплекса (рис. 26).

Рудные горы контактируют с Чешским массивом вдоль глубинного разлома, по которому сопредельная часть массива погружена (Огрже-грабен, см. рис. 16). В погруженной части массива, перекрытой меловыми осадками чехла и молодыми вулканитами, выделяется ряд структур: Соколовский бассейн, Дуповские горы, Северочешский буроугольный бассейн, Чешское Среднегорье и др. Соколовский бассейн разделяет на две части наиболее крупный гранитоидный массив Рудных гор — Карловарский, причем южная его часть расположена уже собственно в пределах Чеш-

Рис. 26. Схема размещения эндогенных месторождений Рудных гор



1 — древние кристаллические породы; *2* — отложения палеозоя; *3* — кислые вулканиты карбона; *4* — граниты; *5* — молодые вулканиты теплицкого комплекса; *6* — осадки платформенного чехла; *7—10* — рудные поля: *7* — олово-вольфрамовые, *8* — полиметаллические, *9* — пятиэлементной формации, *10* — барит-флюоритовые; *11* — разломы

Гранитные массивы (номера на схеме): 1 — Карловарский, 2 — Горни-Блатна, 3 — Кирхбергер, 4 — Берген, 5 — Фляйя, 6 — Циновец гранит, 7 — Крупка-гранит, 8 — Шеллерхауэр, 9 — Нижнебобрицкий, 10 — гранит-Долина, 11 — гранит-Дечин, 12 — гранит-Зекс, 13 — Мейснер, 14 — Лаузитский

Основные структуры (буквы на схеме): А — Средние Грапулитовые горы, Б — Рудногорский бассейн, В — Рудные горы, Г — Дуловские горы, Д — Чешское Средегорье

ского массива. По представлениям всех исследователей геологии Рудных гор, они подстилаются залегающим на небольшой глубине гранитным массивом. Реальность последнего подтверждается наличием многочисленных небольших выходов гранитов, трактуемых как апикальные части массива, а также результатами проведенных здесь геофизических и буровых работ.

В соответствии с современной сводной работой чехословацких и немецких геологов (Chrt, Bolduan, 1966), Рудногорский плутон имеет западно-юго-западное, или собственно рудногорское, направление. Это крупное магматическое тело отчетливо дифференцировано. В нем выделяется ряд выходов, наиболее крупным из которых является Карловарский массив. В строении плутона принимают участие гранитоиды двух разновозрастных фаз: древней, стерильной на оруденение, и более молодой — рудоносной. Первая фаза внедрения относится к судетскому возрасту, вторая — к астурийскому. Граниты молодой фазы представлены кислыми разновидностями; они испытали интенсивный автометаморфизм, грейзенизацию и турмалинизацию.

Оловянные и вольфрамовые месторождения Рудных гор генетически связаны с относительно молодыми кислыми разновидностями гранитов, богатыми летучими. К ним относятся месторождения: Альтенберг, Крупка, Сейфен, Гейер, Эренфридерсдорф, Златы-Копец, Ролява, Горни-Блатна, Горни-Славков, Циновец, Пехтельсгрюн, Цшорлау и другие (см. рис. 26). Обычными минералами в этих пегматитовых, а главным образом грейзеновых месторождениях являются касситерит, вольфрамит, кварц, циннвальдит, топаз, апатит,

иногда молибденит, шеелит, висмутин и гематит. Последний местами образует крупные обособления. В некотором удалении от основных грейзеновых рудных тел зонально располагаются сульфидные рудные тела (пирит, халькопирит, сфалерит, станнин, галенит). Некоторые месторождения относятся к касситерит-сульфидному типу; топаз в них отсутствует, ведущими являются турмалин и пирротин.

Месторождения залегают преимущественно в гранитных породах, испытавших ослюденение, топазизацию, каолинизацию, хлоритизацию, касситеритизацию, альбитизацию, турмалинизацию, флюоритизацию и гематитизацию. Изменение охватило главным образом полевошпатовую часть гранитов (грейзенизация и цвиттеризация). Оруденение обычно приурочено к наиболее высоким частям гранитных куполов, реже располагается в породах кровли в непосредственном контакте с гранитом. На глубину в гранитах рудные тела быстро выклиниваются, а во вмещающих породах на коротком расстоянии сменяются сульфидным типом минерализации.

Месторождения Рудных гор частично относятся к магматическому и пегматитовому типам (выделение небольшой части касситерита в промежутке между ортоклазом и кварцем), но в главной своей массе — к высокотемпературным метасоматическим гидротермальным образованиям, в которых касситерит выделяется совместно с топазом, кварцем и литиевой слюдой (штокшейдеры) в виде гнезд, переходящих в нормальные кварц-касситеритовые жилы, обычно пологопадающие. Обширные грейзеновые зоны с касситеритом (цвиттеры), как правило, небогаты оловом, но содержат крупные его запасы.

М. Штемпрок (1965) установил, что в Рудных горах из 285 олово-вольфрам-молибденовых месторождений 40% залегает в зонах эндоконтакта гранитных массивов, 29% — в эндо- и экзоконтактах, 24,5% в экзоконтактах и 6,5% не обнаруживает видимой связи с конкретными интрузивами. Месторождения тяготеют к куполам массивов и являются отчетливо эпигенетичными по отношению к ним. Рудные тела контролируются трещинами небольшого масштаба.

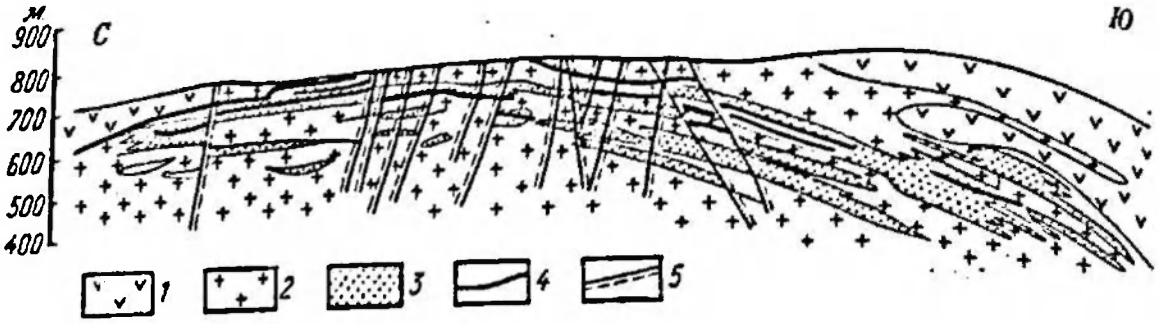
Циновец (Циннвальд) является одним из наиболее детально изученных месторождений олова в Рудных горах. По данным последних разведочных работ (Cabla, Tichyk, 1965; Chrt, Bolduan, 1966), рудное поле сложено теплицкими кварцевыми порфирами, прорванными штоками Циновецкого гранита. Последний обладает среднезернистой структурой, сложен кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом и большим количеством циннвальдита. С глубиной он переходит в равномернозернистый, однообразный биотитовый гранит. Полевой шпат здесь повсеместно каолинизирован и серицитизирован, а околорудные изменения выражены альбитизацией, микроклинизацией, грейзенизацией и фельдшпатизацией (адуляризация) гранита при одновременном формировании в них кварцевых жил.

Касситерит-вольфрамовая минерализация приурочена главным образом к пологим кварцевым жилам, развитым в верхних частях штока и прослеживающимся во вмещающих его кварцевых порфирах на расстоянии до 600 *м*, а также к зонам грейзенов, сменяющих на глубине кварцевые жилы (рис. 27). В Циновце в отличие от других олово-вольфрамовых месторождений Рудных гор отмечается весьма высокое содержание лития; последний связан с циннвальдитом, особенно обильные выделения которого наблюдаются в грейзенах. С литием в прямой зависимости находятся содержания рубидия и цезия.

Промышленные концентрации вольфрамита установлены в кварцевых жилах. В грейзенах вольфрам присутствует в виде вольфрамита и шеелита, образующих скопления в пределах гнезд неправильной формы.

В восточной части Рудных гор расположены грейзеновые тела рудного поля Крупка. Они приурочены

Рис. 27. Разрез через месторождение Циновец



1 — кварцевый порфир; *2* — гранит; *3* — грейзен; *4* — кварц-касситеритовые жилы; *5* — разломы

к контакту теплицких кварцевых порфиров с гнейсами. Рудная минерализация выявленных здесь месторождений Крупка и Прейсельберг связана с кварцевыми жилами и грейзенами. Вкрапленность касситерита, неравномерно распределенная в массе грейзенов, тяготеет к жилкам меридионального направления, падающим к центру гранитного свода, и отсутствует в крутопадающих залежах грейзена. Грейзенизация и оруденение касситерита наложены на жилы керсантита, залегающие в гнейсах. Вблизи контакта в гранитах залегают кварц-молибденитовые жилы, кварц-полевошпатовые тела с вольфрамитом, выделения кварца с арсенопиритом и касситеритом (Janecka, Stemprok, 1967).

Ряд месторождений вольфрамита расположен в пределах Карловарского массива гранитоидов. К ним относятся рудные жилы вблизи Ролява, представляющие полосы сближенных, полого залегающих кварцевых прожилков мощностью 1—8 *см*. Вдоль них наблюдается грейзенизация вмещающих гранитоидов. Вольфрамит образует в прожилках неравномерные линзообразные скопления; ассоциируется с черным турмалином, молибденитом, пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Рудные тела пересекаются мощными кварцевыми гематитсодержащими жилами.

В саксонской части Рудных гор к вольфрамитовым относится месторождение Тирпендорф, представленное 29 крутопадающими кварцевыми жилами, ступенчато замещающими друг друга. Они также приурочены к зоне эндоконтакта гранитного массива (Бергенский). Вольфрамит часто сменяется гюбнеритом и ферберитом, почти полностью отсутствуют касситерит, молибденит и сульфиды.

Вблизи г. Пехтельсгрюна среди кирхсбергских гранитов расположено сравнительно крупное месторождение вольфрама, представленное участком грейзенизированных пород, контролируемых трещинными зонами. Собственно рудные тела представлены кварц-вольфрамитовыми жилами, выполняющими трещины растяжения в грейзенах. Мощность жил 70 *см*, на глубину они прослежены на 400 *м*. Аналогичная минерализация вдоль зоны длиной 2,2 *км* при ширине 500 *м* сравнительно недавно обнаружена в контакте гранитного массива Ауэ.

На многочисленных других кварц-касситерит-вольфрамитовых месторождениях Рудных гор геологические условия нахождения богатых руд сходные. Источником рудообразующих растворов считаются наиболее поздние ультракислые дифференциаты Рудногорского гранитного плутона. Цвиттеритизация и грейзенизация гранитов объясняется высокотемпературным метасоматозом, сопровождающимся привносом воды, фтора, лития, железа и выносом щелочей. Среднее содержание олова в грейзенах достигает десятых до-

лей процента, иногда в кварцевых жилах устанавливается 2 и даже 5% олова; содержание висмута обычно не превышает 0,1%, а молибдена — 0,3%. С глубиной содержание олова уменьшается (см. рис. 27). Характерным является отсутствие прямой зависимости между интенсивностью грейзенизации и рудной минерализации, а также часто наблюдаемое несовпадение их в пространстве. Большинство олово-вольфрамовых месторождений Рудных гор в настоящее время отработано.

В размещении месторождений кварц-касситеритовой (с вольфрамитом) и сульфидно-касситеритовой формаций отмечается четкая зональность. Первые залегают в апикальных частях гранитных штоков и рудные тела обычно не распространяются на сколько-нибудь значительные расстояния от зоны эндоконтакта; здесь они сменяются по простиранию сульфидно-касситеритовой ассоциацией, месторождения которой размещены в зонах экзоконтакта гранитных штоков, иногда на довольно значительные расстояния от последних. В связи с этим в местах выхода на поверхность гранитоидов мы имеем дело с грейзеновыми месторождениями, тогда как при отсутствии выходов гранитоидов (например, в Центральной части Рудных гор) на поверхности наличие их на большой глубине фиксируется обнажениями рудных тел, сложенных касситерит-сульфидными рудами (см. рис. 26). При всем том обращает на себя внимание приуроченность месторождений олова к порфировому поясу Теплице—Нидерфрау—Эндорф. Этот пояс обладает повышенной тектонической активностью, устанавливаемой концентрацией в его пределах эффузивных толщ различного возраста (от позднего палеозоя до антропогена) и массивов гранитов.

Еще более отчетливо горизонтальная зональность в Рудных горах проявлена в размещении месторождений более поздней кварц-галенит-сфалеритовой формации, занимающей периферические части грейзеновых полей, а также барит-флюоритовой формации, месторождения которой занимают положение, промежуточное между грейзеновыми и полиметаллическими рудными полями. Основные черты этой зональности выявляются на рис. 26, где видно расположение барит-флюоритовых месторождений в удалении от гранитных массивов, а также в промежутке между Аннабергской группой массивов и Карловарским массивом либо между Аннабергскими массивами и известной Фрейбергской группой полиметаллических месторождений, занимающей изолированное положение и не имеющей видимой связи с оловорудными месторождениями.

Вне связи с этой обширной группой рудных месторождений, образующей взаимопереходы между отдельными входящими в нее типами и относящейся в связи с этим к крупному рудному комплексу, находятся месторождения касситерит-сульфидной формации Западных Судет. Они приурочены к зоне, прослеженной на протяжении 10 *км* в пределах Чехословакии и Польши и дискордантно пересекающей вмещающие метаморфические свиты докембрия. Скопления кварцевых жил, штокверков и линзообразных тел чаходятся в непосредственной близости от варисских гранитов, явной генетической связи с которыми здесь не наблюдается. Вмещающие породы представлены гранатовыми сланцами, реже филлитами и парамфиболитами. Они слагают крупную мульду широтного простирания, нарушенную продольным сбросом. В рудах присутствуют касситерит, станнин, магнетит, халькопирит, пирротин, местами кобальтин и линнеит, а также другие сульфиды. Своеобразная оловомедно-кобальтовая минерализация, по-видимому, обязана сложным процесам заимствования рудоносными растворами отдельных компонентов из древних пород фундамента (в данном случае кобальта и отчасти меди).

Оловорудный район Гергина—Пшеничницы по описанию Э. Константиновича (Konstantynowicz,

1967), относящего его в варисском, сложен кварц-серицитовыми сланцами, а также гранито-гнейсами. В южной части сланцевой толщи выделяются полосы развития гранатовых сланцев (до 80% граната). Именно к участкам этих пород, испытавших интенсивную хлоритизацию, приурочено вкрапленное оруденение касситерита, кобальтина, магнетита, пирита, пирротина, марказита, халькопирита, борнита, ковеллина, халькозина, бурнонита, арсенопирита, никелина и серебросодержащих минералов. Совершенно аналогичным является месторождение Квербах—Гирен, залегающее в узкой полосе гранатовых сланцев, прослеживающейся вдоль сброса Нейштадт—Гирен у гор Изер. По данным Х. Штерна (Stern, 1960), возникновение гранатов обусловлено региональным метаморфизмом. Ряд рудных минералов под влиянием метаморфизма испытали перекристаллизацию.

К этой формации относятся рудопроявления молибдена Судет. Они расположены в районе Явор в северо-западной части Стшегомского массива лейкократовых гранитов. Молибденит в парагенезисе с халькопиритом, касситеритом и гюбнеритом образует вкрапленность в кварцевых прожилках, а также во вмещающих их гранитах, образуя рудный штокверк со средним содержанием молибдена 0,7%. Олово, помимо касситерита, присутствует в халькопирите (0,1%) и породообразующих мусковите (до 0,25%) и биотите (0,05%).

Главные свинцово-цинковые серебросодержащие поля Рудных гор группируются вблизи Фрейберга, Аннаберга, Мариенберга, а также в ряде мест за пределами Рудных гор в Чешском массиве (Пшибрам, Миханковы горы, на юге Среднебогемского плутона, Кутна-Гора и др.). Среди них в данном случае нас интересуют лишь свинцово-цинковые месторождения варисской эпохи (верхнепалеозойские), которые являются несколько более молодыми, чем олово-вольфрамовое оруденение (Chrt, Bolduan, 1966), но связаны с ними взаимопереходами. По классификации Г. Шнейдерхёна (1958) они относятся к плутоническим формациям, что позволяет считать их синорогенными образованиями. Одновременно в числе характеризуемых рудных жил присутствуют парагенезисы различных гидротермальных температурных зон, но главная их масса относится к апомагматическим и телетермальным оруденениям, более типичным для позднеорогенной стадии металлогенических эпох.

Вмещающими породами служат главным образом древние кристаллические образования и значительно реже — массивы гранитоидов. Форма рудных тел, как правило, жильная. Процессы метасоматоза развиты очень слабо, незначительно представлено околорудное изменение боковых пород. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит; в различных парагенетических ассоциациях присутствуют бурнонит, халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, пирротин. Галенит очень богат серебром, тогда как в составе сфалерита обычно устанавливаются олово и кадмий. Олово служит связующим звеном с кварц-касситеритовой формацией. Жильные минералы крайне разнообразны и по преобладанию того или иного из них (кварца, кальцита, доломита, сидерита, барита или флюорита) различаются отдельные субформации. В рудных жилах изобилуют обломки вмещающих пород, характерны брекчиевые, кокардовые, ленточные и полосовые текстуры. Процесс рудоотложения обычно многостадийный с многими генерациями минералов и частым телескопированием. Обычно четко выражена вертикальная зональность отложения, проявленная увеличением с глубиной количества сфалерита, пирита и кварца за счет галенита, флюорита, барита и сидерита, накапливающихся на верхних горизонтах жил.

Наиболее близки по генетическим условиям к олово-вольфрамовым месторождения скарново-полиметаллические (Chrt, Bolduan, 1966), из-

вестные на юго-западе Рудных гор (Шварценберг, Гейер, Эренфридерсдорф, Златы Копек, Божи-Дар и др.), а также в горах Крконоше в Западных Судетах (Котел, Св. Петр, Обри-Дол, Горный Мала Юка, Чарнов, Купферберг). В этих рудных полях пироксен-амфиболовые скарны образовались на контакте варисских гранитов с доломитовыми мраморами докембрия, переслаивающимися с кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами.

В непосредственной близости к скарнам либо в их пределах залегают шеелитовые руды, часто содержащие касситерит, а на некотором удалении — пластовые залежи, сложенные сфалеритом (содержащим индий и кадмий), пирротином, арсенопиритом, халькопиритом и пиритом. В рудах некоторых месторождений присутствуют также касситерит, станнин, галенит, магнетит, висмутин и молибденит. Ряд из них имеет промышленное значение и служит объектом эксплуатации (месторождения Голобе-Бирке, Сант-Христоф и др.).

Жильные месторождения, последовательно во времени и пространстве сменяющие скарновые, концентрируются в старейшем горном округе ГДР — Фрейбергском, где в соответствии с данными Л. Бауманна (Baumann, 1962) на месторождениях Фрейберг, Хальсбрюкке и Бранд-Эрбисдорф (см. рис. 26) установлено около 1100 рудных жил. Рудные тела, залегающие в кристаллических породах фундамента, выполняют трещины двух систем: меридиональные и широтные. Первые имеют среднюю мощность 30 *см*, вторые — 1 *м*. Выполнение трещин характеризует все типы этой обширной формации, выделенные в свое время Г. Шнейдерхёном (1958).

В распределении отдельных парагенезисов или типов этой обширной формации намечается определенная закономерность, обусловливающая их зональное размещение. Обычно поздние ассоциации локализуются в верхних частях жил; одновременно они преимущественно тяготеют к сегментам трещин, имеющих субширотное простирание, тогда как ранние парагенезисы контролируются субмеридиональными структурами.

Горизонтальная зональность выражена размещением различных парагенезисов в четырех взаимосвязанных зонах, причем проявлена не только распределением главных рудообразующих минералов, но и элементов-примесей. В центральной зоне развиты жилы, характеризующиеся высоким содержанием (до 0,1%) висмута в галените. В следующей зоне количество висмута резко снижается до 0,01% и появляются станнин («оловянный пояс Фрейберга») и халькопирит. Третья зона — полиметаллическая — характеризуется еще большим снижением содержания висмута в галените (0,001%). Во внешней зоне отмечаются лишь признаки рудной минерализации.

Данные исследования Л. Бауманна, использованные при разведке ряда месторождений Фрейбергского округа, в частности района Бранд, дали весьма положительные результаты (Готте, 1963). Здесь на глубоких горизонтах жил минералы поздних формаций сменялись богатыми рудными выполнениями более ранних формаций. Выявлена также экранирующая роль горизонта слюдистых сланцев, залегающих среди биотитовых гнейсов, являющихся в Рудных горах наиболее распространенной вмещающей породой.

Возраст оруденения в Рудных горах был принят как варисский — карбоновый — доранненепермский. Однако в современных исследованиях Л. Бауманна появляются соображения о наличии здесь двух циклов минерализации, причем ранние «формации» их относятся уже к пермо-карбону, тогда как для поздних (железо-баритовой, флюорит-баритовой, висмут-никель-кобальтовой), относящихся ко второму циклу, предполагается связь оруденения с гидротермальными процессами, длящимися от триаса до третичного времени.

Рудная минерализация, сходная с Фрейбергским горным округом, на-

блюдается в пределах ряда месторождений Рудных гор (Аннаберг, Шмидеберг, Фрайенштейн, Св. Катерины, Мариенберг и др.), а также в Чешском массиве. В последнем выделяется три площади полиметаллического оруденения: Пшибрам, имеющая изометричное очертание, и две зоны, вытянутые в субмеридиональном направлении (Regional Geology.. ..., 1967; Ванечек, 1966). Западная зона протягивается от Влашима на север и следует через Собеслав к Чешскому Крумлову на юге. Вблизи последнего полиметаллическое гидротермальное оруденение мезотермального типа приурочено к тектонической зоне дробления между однообразной и пестрой свитами Молданубикума. Кварцевые жилы мощностью 1 *м* содержат в виде главных рудных минералов пирит и арсенопирит; подчиненное значение имеют сфалерит, серебросодержащий галенит и халькопирит; встречается электрум. Во вмещающих породах отмечается вкрапленность сфалерита, пирита, пирротина и халькопирита. Предполагается связь рудной минерализации с гранитами Центрального массива.

Восточная зона Чешского массива на севере включает полиметаллическое месторождение Кутна-Гора и следует к югу через Брод до Еминце. Небольшие месторождения и рудопроявления этой зоны имеют также поздневарисский возраст и контролируются региональным глубинным разломом (Ванечек, 1966).

Наиболее значительным является месторождение Пшибрам, представленное весьма выдержанными, крупными кварц-карбонатного состава свинцово-цинковыми жилами, уходящими своими корнями на большую глубину. В 1963 г. автор посетил этот район, отдельные рудные жилы которого к тому времени отрабатывались на глубинах, значительно превосходящих 500 *м* при мощности рудных тел всего 30 *см*. По данным Я. Кутины (Kutina, 1963), рудные жилы ассоциируются с диабазовыми дайками, секущими толщу альгонкских и кембрийских пород. Жилы приурочены преимущественно к одному из зальбандов даек, распространяясь в их пределах, и лишь отчасти захватывают вмещающие породы. Жилы имеют полосовую структуру, характеризуются многостадийностью процесса рудообразования, при котором в центре рудных тел отложены минералы ранних стадий минерализации, а на периферии — поздних. Помимо концентрической зональности имеют место случаи обратной зональности, при которой сурьмяные минералы слагают нижние горизонты жил. Одновременно сидерит нарушает в общем зональное размещение парагенезисов, равномерно распределяясь на всех горизонтах (Pisa, 1963).

Рудный район Пшибрам подразделяется на ряд участков (месторождений), из которых наиболее значительными являются Богутин с главной субмеридиональной полиметаллической жилой Клемент, относящийся к наиболее молодым рудообразованиям района. Последние представлены симметрично-полосчатыми жилами, в которых развиты серебряно-медная минерализация, характеризующаяся обилием сульфосолей меди, свинца, серебра, сурьмы и мышьяка. Более древняя жильная система Пшибрам — система Береговых гор — отличается развитием массивных руд, сложенных сульфидами железа, цинка и свинца при кварц-карбонатном жильном выполнении.

На северо-западном продолжении Фрейбергского рудного района, на левом берегу р. Эльбы издавна известно месторождение Шарфенбергер, по составу занимающее промежуточное положение между благородной бурошпатовой и флюорит-барит-свинцовой формациями (Müller, 1961). Оно отрабатывалось с 1225 по 1899 г. Месторождение объединяет 50 рудных жил, залегающих в биотитовых гранитах. Мощность рудных тел до 1—2 *м*, длина некоторых довольно значительна. Жилы сложены минералами двух парагенетических ассоциаций: 1) кварц, пирит, сфалерит, блеклая руда, бурнонит, галенит, халько-

пирит; 2) родохрозит, целестин, барит, флюорит, сульфиды свинца и серебра. Характерно обилие целестина.

Аналогичные металлогенические особенности устанавливаются на территории, служащей юго-западным продолжением Саксотюрингской и Молданубской зон. Здесь сходная геологическая обстановка обнаруживается в Шварцвальде и Вогезах, где также известны месторождения описанного выше обширного рудного комплекса, представленные в основном жильной галенит-сфалеритовой формацией. В кристаллическом массиве Шварцвальда с севера на юг выделяются: северные варисские граниты; нижневарисские пара- и ортогнейсы; гранитный массив Триберг; толща кульма, сложенная сланцами, граувакками и конгломератами девон-динантского возраста и вмещающая синкинематические граниты и вулканогенные образования; нижневарисские граниты, диориты, сиениты и гнейсы. Местами они перекрыты полого залегающими осадками карбона и перми.

В Шварцвальде выделяются два района жильного оруденения варисского возраста: Шёнау—Баденвейлер, или район Брейсгау (горная южная часть массива), и долина р. Кинцига (центральная часть массива). В обоих районах развиты многочисленные трещинные жилы, среди которых выделяются два типа субформаций: 1) флюорит-баритгаленитовый и 2) кварц-кальцит-баритовый с галенитом и сфалеритом.

В Вогезах широко развиты рудные жилы, аналогичные шварцвальдским. Вогезы в основном сложены докембрийским гнейсовым фундаментом, выходящим на поверхность в центральных частях массива (гнейсы Ремирмон, Юрбей, Сент-Мари-о-Мин). Выше залегает геосинклинальная сланцевая толща девона с межпластовыми телами диабазов (Южные Вогезы вблизи Бельфора). Далее следует мощная, сложенная в крупные складки толща осадочных и вулканогенных (риолиты, трахиты, андезиты) отложений нижнего карбона, прорванная массивами гранита и гранодиорита. В отдельных местах Южных и Центральных Вогез сохранились верхнекарбоновые (стефанские) угленосные осадки. Отмеченные комплексы с резким несогласием перекрыты пермскими и триасовыми осадками платформенного чехла. Среди рудных жил Вогез выделяются кварцевые, флюоритовые, баритовые, в различном количестве содержащие сульфиды свинца, цинка, меди и железа (Weil, Sainfeld, 1962). Наиболее высокотемпературными являются жилы и штокверки с оруденением молибденита, а другие жилы данной формации полностью соответствуют шварцвальдским, но имеют меньшее промышленное значение.

По данным П. Лаффита (1969), с варисскими гранитами и гранодиоритами связано большинство рудных месторождений Франции. К ним относятся пегматиты, грейзены, скарны, штокверки, пласты, жилы разного состава, главным образом олово-, вольфрам- и уран-содержащие, а также сурьма-, мышьяк-, литий-, бериллий-, висмут-содержащие золотоносные. Богатой оловом является провинция Бретань, тогда как на востоке Центрального массива этот металл отсутствует. Вольфрам имеет более широкие границы распространения, встречаясь также в Вигане, Вогезах. Молибден, редкий для центральной части Франции, появляется в Вогезах. Широко распространено золото. Уран связан преимущественно с поздневарисскими гранодиоритами, испытывая последующие переотложения.

В Центральном массиве оруденения олова и вольфрама, а также сопутствующих им лития и бериллия, связанные с варисскими гранитами, имеют довольно широкое распространение, хотя и не образуют крупных промышленных скоплений. К наиболее значительным из них относятся, по-видимому, расположенные в рудном поле гор Амбазак в Верхней Вьенне (к северу от

г. Лимож в северо-западной части Центрального массива).

Пегматитовые жилы с промышленной минерализацией лепидолита концентрируются в гранулитах, а кварц-вольфрамитовые жилы тяготеют главным образом к гнейсам, хотя встречаются и в других породах рудного поля Амбазак. Промышленные скопления вольфрамита в ассоциации с арсенопиритом отмечены у пос. Ла-Ривьер.

Оруденение касситерита данного района установлено Ж. А. Саркиа (Sarcia, 1957 и др.), являющимся знатоком металлогении гор Амбазак, в кварцевых жилах совместно с вольфрамитом, арсенопиритом и халькопиритом; в пегматитовых жилах совместно с лепидолитом; в пегматитах в ассоциации с колумбитом и в виде рассеянной вкрапленности в лепидолитовых грейзенах, развитых по гранулитам. Содержание олова в грейзенах до 700 *г/т* руды. Всего известно около 15 рудопроявлений касситерита.

С гранитным массивом Колет в департаменте Алье, изученном А. Розеном (Rosen, 1966), связано рудное поле Эшасьер, породы которого испытали каолинизацию, грейзенизацию и наложенное на них гидротермальное изменение. Вольфрамит образует концентрации в северной и южной частях массива Колет, где его выделения отмечаются в пегматитовых жилах. Относительно более молодыми являются грейзенизация и связанная с ней минерализация касситерита, топаза и мусковита. Прожилки мутного кварца пересекают рудные зоны, представляя наиболее поздние образования рудного поля.

Оригинальным, сходным с нижнесилезскими является медно-оловянное месторождение Шарье, залегающее в древних хлоритовых сланцах вблизи массива гранита. Руды образовались в результате проявления двух разновозрастных стадий минерализации: 1) высокотемпературной (касситерит, магнетит, висмутин, молибденит); 2) низкотемпературной (халькопирит, борнит, тетраэдрит, буланжерит).

По данным М. Штемпрока (Stemprok, 1965$_2$), в районе Монмен гнейсы вблизи контакта с гранитами пронизаны жилами аплита, контролирующими кварц-вольфрамитовые жилы. Последние вблизи контакта с гранитами содержат касситерит, размещающийся в основном в зоне эндоконтакта. На месторождении Вольри кварцевые жилы содержат вольфрамит, касситерит, молибденит, лёллингит, борнит, халькопирит, станнин. Месторождение Монтесбра отличается повышенным содержанием лития. Оно представлено пегматитовой жилой, залегающей в контакте дайки гранит-порфира с двуслюдяными кордиеритсодержащими гранитами. Вольфрамовое месторождение Пюи-де-Винь расположено среди гранитов, где образует прожилково-вкрапленные руды с вольфрамитом, ферберитом, шеелитом, пиритом, арсенопиритом, висмутином, сфалеритом и галенитом. К северу от Черных гор в массиве Альбижуа известно вольфрамовое месторождение Монредон-Лабессонье, представленное серией параллельных кварцевых жил и прожилков в кристаллических сланцах.

Известен и ряд других месторождений олова (Аббарец на Луаре, Вильеде и другие), бериллия (Брусс-де-Крозен в пегматитах и другие) и вольфрама.

Не менее характерным для Центрального массива является рудный комплекс, образующий зональный ряд от сравнительно высокотемпературных вольфрамовых и молибденовых жил, залегающих в гранитах, до галенит-сфалеритовых с баритом и флюоритом жил фрейбергского типа. Таким, в частности, является рудный бассейн р. Сез к юго-востоку от массива Мон-Лозер, описанный Г. Роже (Roger, 1965). Здесь обнажены кристаллические образования фундамента, по периферии перекрытые плащом осадков платформенного чехла позднепалеозойского — раннемезозойского возраста. Фундамент сложен гнейсами и кристаллическими сланцами, вмещающими гранитный массив Лозер. В южной части последнего в зоне экзокон-

такта в интенсивно измененных (биотитизированных и андалузитизированных) вмещающих породах широко развиты дайки аплитов и пегматитов. С этими дайками тесно ассоциируются в пространстве кварц-шеелитовые жилы, размещающиеся в зоне эндо- и экзоконтакта массива гранитов. На некотором удалении от массива локализованы кварц-галенит-сфалеритовые жилы с высоким содержанием серебра. В этом ряду промышленное значение имеет месторождение Сент-Люси.

К этому же типу относятся свинцово-цинковые месторождения гор Пилат (департамент Луара). Многочисленные кварц-баритоворудные жилы района Сен-Жюльен-Молен-Молетт залегают в гранитах. Оруденение в них имеет столбообразный характер. Наиболее крупная жила де-ла-Поз имеет длину 5 *км* при мощности 0,6 *м*.

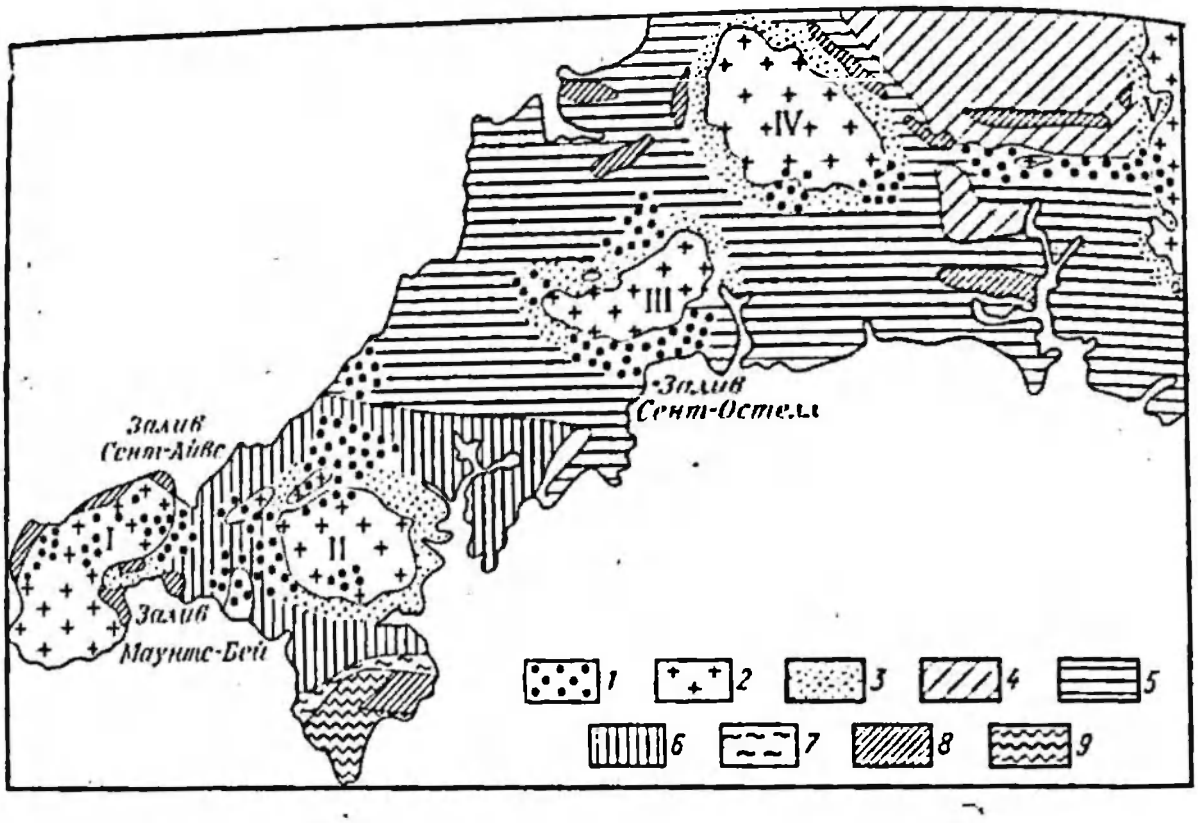
Здесь же следует упомянуть рудопроявления, связанные с массивом Басье в департаменте Арьеж, где в доломитизированных известняках девона вблизи массива имеются скарново-магнетитовые рудные тела, содержащие до 50% железа и до 5% марганца. На периферии рудного поля распространены кварц-кальцит-халькопиритовые жилы, залегающие в известняках карадока. С ними ассоциируются свинцово-цинковые рудопроявления, контролирующиеся зоной контакта гранитов Басье. Они представлены кварц-сидеритовыми жилами со сфалеритом, галенитом, халькопиритом и лёллингитом (Tollon, 1965). Этот район, выходящий в южном направлении за пределы Молданубской зоны, характеризуется и отличной, существенно базальтоидной металлогенией.

Арморикансий массив также богат различными рудными месторождениями, размещающимися преимущественно в Бретани, входящей в состав Молданубской зоны (см. рис. 17). Здесь известны высокотемпературные месторождения бериллия, олова, вольфрама и молибдена, генетически связанные с варисскими гранитами и контролируемые трещинными структурами. Выделения берилла наблюдаются в гранитах (Стрек-Трон, Меноль), в пегматитовых (Гунак, Плувене-Локрист) и кварцевых жилах, пронизывающих отдельные гранитные купола (Мене).

Оловянно-вольфрамовые месторождения известны в Южной Бретани (Аббарец-Нозе), Северной Бретани (Пей-де-Леон), вблизи Фужер (Монбельё) и других местах. Оруденение расположено как в кварцевых жилах, так и в грейзеновых зонах. Рудовмещающими породами являются кристаллические сланцы и гранулиты, обычно содержащие вкрапленность топаза и флюорита. В процессе рудоотложения четко различаются две фазы: ранняя дотопазовая, сопровождающаяся богатым оруденением касситерита, и поздняя — посттопазовая, существенно вольфрамовая. Вольфрамсодержащие минералы представлены гюбнеритом, ферберитом и шеелитом. Минерализация молибденита встречена в пегматитовых жилах, кварцевых жилах совместно с халькопиритом и в мактитах вместе с шеелитом.

Отмеченные месторождения содержат повышенные количества лития, фтора, фосфора и мышьяка, отчасти ниобия, тантала и индия. В частности, на месторождении Аббарец, представленном серией субпараллельных широтных кварцевых жил, залегающих в силурийских серицитовых сланцах, рудные тела сопровождаются зонами турмалинизации. Мощность жил иногда достигает 4 *м*. Основным рудным минералом является касситерит, образующий в кварце неправильной формы скопления. Встречаются также молибденит, светлая слюда, берилл, турмалин, рутил, халькопирит и пирит. Разработка жил ведется карьерами, начиная с 1952 г. В течение 5 лет (до 1957 г.) добыто 3750 *т* касситерита. На месторождении Ла-Вильдер, залегающем в зоне эндоконтакта массива двуслюдяных гранитов, касситеритовая минерализация

Рис. 28. Схема геологического строения Корнуэлла. По *В. С. Домареву*



1 — оловорудные поля; *2* — граниты; *3* — роговики; *4* — нижний карбон; *5* — девон; *6* — кембрий; *7* — кристаллические сланцы; *8* — зеленокаменные породы; *9* — серпентиниты
Гранитные массивы (номера на схеме): I — Ленде-Энд, II — Карменеллис, III — Сент-Остелл, IV — Бодмин-Мур, V — Дартмур

развита в маломощных зонах грейзенизации (Stemprok, 1965$_2$).

В периферических частях гранитных массивов, а также далеко за их пределами олово-вольфрамовая минерализация местами сменяется кварц-галенит- сфалерит- халькопиритовыми жилами с повышенным содержанием серебра, германия, кадмия и галлия. Таким, в частности, является месторождение Плелоф в Кот-дю-Нор.

На западной периферии Саксотюрингской зоны расположен столь же древний горнорудный округ, как и Рудные горы — Корнуэлльский. Полуостров Корнуэлл сложен преимущественно древними терригенными и вулканогенными породами и отчасти карбоновыми известняками и песчаниками. Менее развиты кембрийские и силурийские отложения и докембрийские кристаллические сланцы, вмещающие интрузив, сложенный серпентинизированными породами ультраосновного и основного состава (рис. 28).

Осадочные и вулканогенные отложения Корнуэлла вмещают ряд крупных массивов гранитов посткарбонового возраста, в зонах эндо- и экзоконтакта которых развиты многочисленные, хорошо изученные и в большей части уже полностью отработанные рудные месторождения. Именно они в свое время послужили В. Х. Эммонсу примером для разработки известной гипотезы зональности эндогенных месторождений.

Девонские отложения сложены в четыре крупные антиклинальные складки, к которым и приурочены гранитные массивы. В крайней южной складке расположены массивы Ленде-Энд и Карменеллис; в следующей к северу антиклинали выступает массив Сент-Остелл, в средней складке — массив Бодмин-Мур и в крайней северной—массив Дарт-

мур. Последний прорывает уже карбоновые осадки. Отмеченные массивы сложены среднезернистыми порфировидными двуслюдяными турмалинсодержащими гранитами. Часто в них встречаются кордиерит, андалузит и силлиманит, являющиеся продуктами ассимиляции магмой вмещающих глинистых пород. Последние на контакте с гранитами превращены в биотитовые, кордиеритовые, андалузитовые роговики, а известняки местами скарнированы. С массивами связаны более молодые жильные гранит-порфиры и аплиты.

Зонально по отношению к выходам гранита размещены многочисленные рудные месторождения Корнуэлла, относящиеся к сравнительно редко встречающейся олово-медно-урановой формации. В Корнуэлле с глубокой древности по настоящее время в течение более 2000 лет отрабатывалось свыше 100 месторождений олова и меди, а сейчас эксплуатационные работы ведутся только на двух — Саут-Крофт и Дживор. Месторождение Дживор является сравнительно крупным, прогнозные запасы его около 5 тыс. *т* олова. За время эксплуатации в Корнуэлле было получено 2 млн. *т* олова, в том числе 750 тыс. *т* из россыпей.

Размеры рудных тел различные: в среднем их мощность составляет 1,2 *м*, наибольшая длина — 1,6 *км*. Морфологически они представлены грейзеновыми зонами, минерализованными брекчиевыми зонами и наиболее часто встречающимися жилами. Они располагаются как в пределах гранитных массивов, так и во вмещающих их породах. Грейзены представляют собой граниты или кварцевые порфиры, превращенные гидротермальными растворами в массу кварца и мусковита с топазом, турмалином и флюоритом. Форма их преимущественно жильная, а в качестве ценных компонентов в них присутствует касситерит-вольфрамовая минерализация.

Рудные жилы обычно ориентированы в восток-северо-восточном направлении с крутым падением в обе стороны. Сложены они кварцем, с которым ассоциируются турмалин, амфибол, слюда, топаз, касситерит, халькопирит, вольфрамит, шеелит, молибденит, арсенопирит, флюорит, а также станнин, висмутин, сфалерит, магнетит и спекулярит. Выделяются жилы с касситеритовой, касситерит-халькопиритовой, вольфрамит-халькопиритовой и сложной минерализацией, а также более молодые секущие их жилы субмеридионального простирания с серебряно-свинцово-цинковым оруденением. Последние сложены кварцем, кальцитом, флюоритом, баритом, карбонатами, серебросодержащим галенитом, сфалеритом, аргентитом, кераргеритом, самородным серебром, арсенидами никеля и кобальта (район Труро-Ньюкей и севернее Плимута). В западной периферии массива Бодмин-Мур свинцово-цинковые жилы в верхних горизонтах содержат антимонит.

В размещении рудных тел разного типа устанавливаются четкие вертикальная и горизонтальная зональности (Dewey, 1925). Самой глубокой является зона касситеритового оруденения, выше переходящая в касситерит-вольфрамитовую и постепенно замещающаяся халькопиритовой. Еще выше располагается серебряно-свинцово-цинковая зона, в которой на нижних горизонтах преобладает сфалеритовое оруденение, а на верхних — галенитовое, сменяющееся антимонитовым. Наиболее высокие, близповерхностные рудные зоны сложены карбонатами железа и марганца (табл. 4). В самом общем виде эта зональность отражена на рис. 29, заимствованном у К. Ф. Госкинга (Hosking, 1963).

Грейзеновые зоны, пегматитовые жилы и турмалин-кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом встречаются в двух нижних зонах, причем кверху они полностью замещаются халькопиритом и сфалеритом. Обычно эти зоны размещаются в гранитах, тогда как халькопиритовое оруденение концентрируется во вмещающих ороговикованных породах. Наблюдаются случаи, когда в одной и той же жиле, переходящей из гранитов в

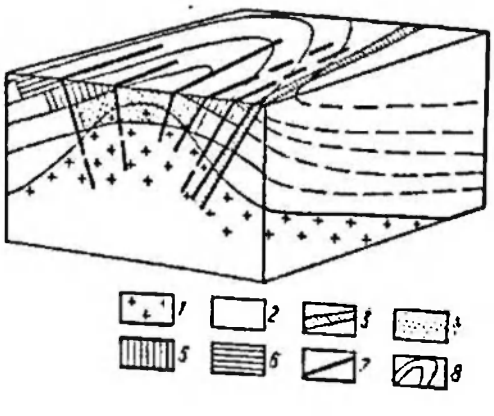
Таблица 4

Схема зональности оруденения Корнуэлла

Минеральная зона	Состав зоны	Мощность, м	Минералы: жильные	Минералы: рудные
Зона железа	Карбонаты железа и марганца	120	Кварц, Турмалин, Флюорит, Барит	↓Сульфиды, ↓Арсениды, ↓Вольфраматы, ↓U_3O_8
Зона сурьмы	Сульфиды сурьмы	60		
Зона свинца и цинка	Сульфиды свинца и серебра Сульфиды цинка	550		
Зона вольфрама	Сульфиды меди Окись вольфрама Окись олова	750		
Зона олова	Окись вольфрама Окись олова	750		

роговики, касситеритовая минерализация резко сменяется халькопиритовой. Таким образом, вертикальная зональность имеет выражение и в горизонтальном направлении, где отдельные рудные зоны закономерно размещаются по отношению к массивам гранита. В последних залегают высокотемпературные олово-вольфрамовые жилы; медные жилы приурочены к контактам гранитов, а низкотемпературные образования удалены от них.

Рис. 29. Блок-диаграмма общей зональности размещения рудных месторождений в Корнуэлле. По *К. Ф. Госкингу*



1 — граниты; *2* — песчано-глинистые отложения (килас); *3* — дайка порфира; *4* — оловянная зона; *5* — медная зона; *6* — свинцово-цинковая зона; *7* — разломы; *8* — геоизотермы

Вероятно, зональность оруденения в Корнуэлле в действительности значительно сложнее, чем изложенная простая схема. Дело в том, что в ней принимают участие разновозрастные месторождения, связанные с различно ориентированными трещинными системами. Помимо этого, как следует из самой общей характеристики района, большую роль в характере минерализации отдельных рудных жил играют вмещающие породы. Наконец, рудная масса представлена не только рудными, но главным образом жильными минералами, состав которых также в значительной степени изменяется в различных типах руд. Все это весьма заметно влияет на распределение отдельных зон, мощность и конфигурация которых варьирует в широких пределах.

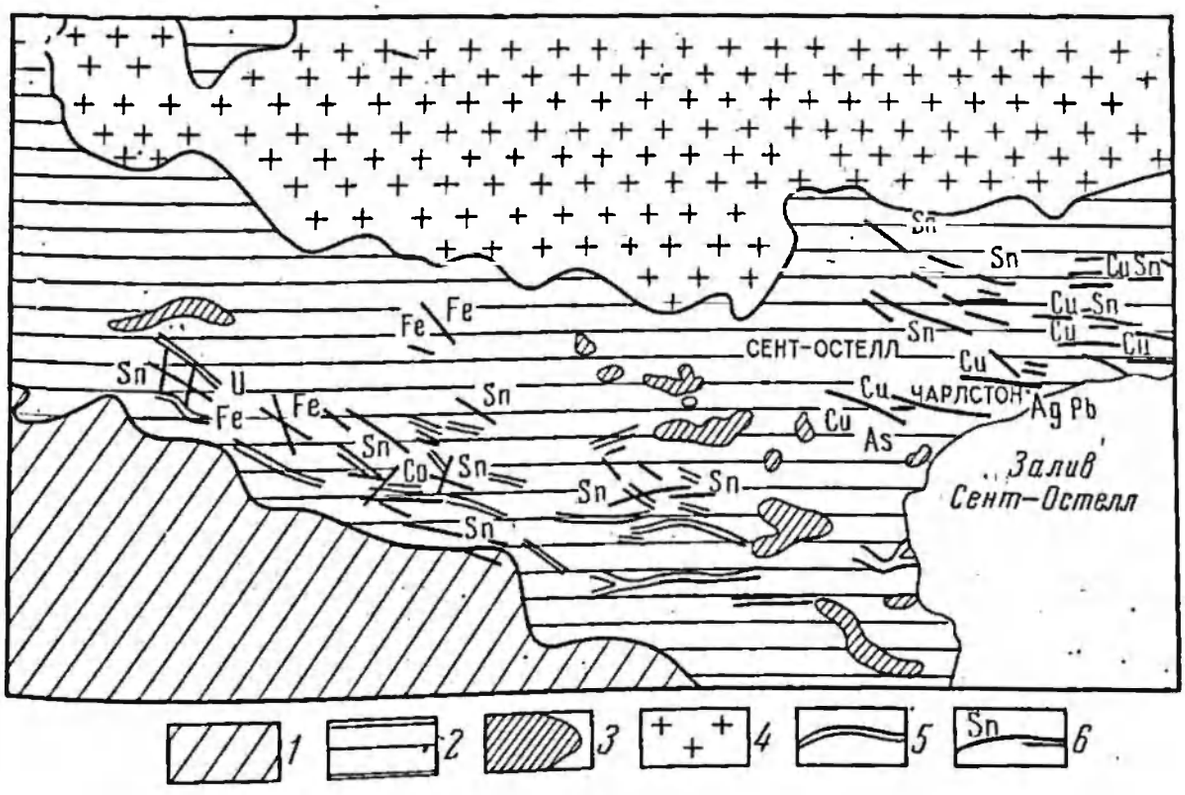
К. Ф. Госкинг (Hosking, 1963) и другие современные исследователи месторождений Корнуэлла, признающие наличие общей зональности в их размещении (см. рис. 29), отмечают более частные закономерности. Так, вольфрамит в гидротермальных жилах месторождения Южный Крофти не распространяется ниже горизонта 473 *м*, а совместно с арсенопиритом в пегматитах он достигает глубины 610 *м*. На месторождении Св. Агния часто рядом располо-

женные субпараллельные жилы резко отличны по вещественному составу: одни сложены кварцем, турмалином и касситеритом, а другие — флюоритом, сфалеритом и халькопиритом, что связывается с телескопированием оруденения (см. рис. 29).

На отмеченную зональность накладывается урановая минерализация, обнаруженная в рудах 66 месторождений Корнуэлла (Rumbold, 1954). Промышленное значение имеют уранинит, настуран, торбернит, оттенит, ципенит. Обычно они встречаются в медной зоне, главным образом в кобальт-никелевых, мышьяковых и свинцовых рудах, соответствуя в общих чертах известной пятиэлементной формации. Урановое оруденение отрабатывалось в районах Сент-Джаст, Сент-Айвс, Сент-Остелл (рис. 30) и отчасти в северной части Корнуэлла. Наиболее крупным является месторождение Южный Террас, где добыто около 600 *т* богатых урановых руд (Домарев, 1956).

Обращает на себя внимание приуроченность урановой минерализации во всех названных выше районах к древним зеленокаменным толщам, что, вероятно, вообще характерно для месторождений пятиэлементной формации. Второй особенностью урановой минерализации является ее наложенный характер на общее выдержанное по всему Корнуэлльскому округу зональное размещение месторождений. Она не вписывается в эту зональность и не занимает в ней закономерного положения. Очевидно, оруденение урана и некоторых ассоциирующихся с ним элементов является продуктом более молодой, поздневарисской или даже поствариссской гидротермальной деятельности. Именно такое положение занимают известные урановые месторождения Рудных гор и других районов Центральной Европы, которые нами относятся к

Рис. 30. Геологическое строение рудного поля Сент-Остелл. По *В. С. Домареву*



1 — песчаники Греймпаунд; *2* — контактово измененные сланцы Мидфут; *3* — зеленокаменные породы; *4* — граниты; *5* — дайки порфиров; *6* — рудные жилы

позднеорогенной стадии варисской эпохи.

В пределах Сардинии, Корсики и Калабрии данная обширная группа формаций представлена рудопроявлениями молибденита в кварцевых жилах, развитых в эндо- и экзоконтакте палеозойских гранитов. На юго-востоке Корсики в 15 *км* от Порто-Веккьо, где граниты прорывают метаморфические породы, залегают кварцевые жилы с молибденитом, шеелитом, вольфрамитом, висмутином и касситеритом. В Сардинии вольфрам-кобальтовое месторождение Перда-Майори представлено пегматитовой жилой, залегающей вблизи контакта гранитов с силурийскими сланцами (Dessau, 1956). В пегматите присутствуют вольфрамит, молибденит, касситерит (мало), флюорит и топаз. На этот высокотемпературный тип минерализации наложено низкотемпературное оруденение сфалерита, галенита, халькопирита, самородного висмута и станнина.

Наконец, к этой же группе формаций следует отнести известные жильные полиметаллические месторождения Сардинии, относящиеся к типу Монтевеккио. Они в отличие от более древних пластообразных месторождений Монтепона, приуроченных к карбонатным породам нижнепалеозойского возраста, залегают в различных изверженных и осадочных образованиях. Месторождения также расположены в округе Иглезиенте и представлены здесь рядом крутопадающих жил, залегающих в метаморфических сланцах и палеозойских гранитах. Длина наиболее крупных жил достигает 6 *км*. Жилы сложены сульфидами, а на верхних горизонтах — карбонатами свинца и цинка. Помимо наиболее крупного месторождения Монтевеккио, сюда относятся аналогичные ему месторождения Ингуртоза, Дженкомара и Ардентьерра (последнее находится в северо-западной части Сардинии). Запасы по этим месторождениям составляют 300 тыс. *т* свинца и 700 тыс. *т* цинка.

Оруденение связывается с изверженными жильными породами (Новаресе, 1951) либо с верхнекарбоновыми гранитами (Вардабассо, 1951). Скопление рудных тел отмечается вокруг малых интрузий гранитов, реже — в контактовых зонах крупных массивов. Тесная ассоциация оруденения с гранитоидным магматизмом и дает нам основание для отнесения жильных полиметаллических месторождений Сардинии к описанной группе формаций, для которых повсеместно устанавливается связь с варисскими гранитами.

Металлогения позднеорогенной стадии варисской эпохи столь же разнообразна и обильна, как геосинклинальной и раннеорогенной. Если описанная выше группа формаций соответствует грейзеновым и плутогенным гидротермальным месторождениям, явно или предположительно связанным с гранитоидным магматизмом, то в позднеорогенную стадию проявляются менее высокотемпературные плутогенные и главным образом телетермальные месторождения, не имеющие видимой связи с проявлениями магматизма и вулканизма. К ним следует отнести не только позднепалеозойские, но и ряд более молодых рудных формаций спорного возраста и генезиса.

В 1965 г. в Фрейбергской горной академии состоялся коллоквиум, на котором были обсуждены особенности палеозойской и постпалеозойской рудной минерализации центральноевропейских варисцид (Sattgap, 1966_2). На коллоквиуме было отмечено, что в месторождениях варисского возраста в большинстве случаев устанавливается наличие связи оруденения с проявлениями гранитного магматизма. В более молодых поздневарисских и раннеальпийских (саксонских) гидротермальных месторождениях часто фиксируется связь рудной минерализации с различными интрузивными и вулканическими проявлениями. В качестве последних, по-видимому, выступают, с одной стороны, субсеквентные вулканиты карбонового и нижнепермского возраста, а

с другой — основной посттриасовый вулканизм.

Реальность постварисского оруденения в Центральной Европе доказывается геотектоническим его положением в зонах постпалеозойской тектонической активизации, данными минералого-геохимических исследований, а также определениями абсолютного возраста и палеомагнетизмом.

Среди этих месторождений можно выделить три группы формаций, которые местами имеют большое промышленное значение: группу поздневарисских и постварисских кварц-гематит-сульфидных месторождений, в том числе пятиэлементной формации; формацию медистых сланцев и формацию свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах платформенного чехла.

Формации кварц-гематитовых, карбонат-настурановых и полиметаллических месторождений развиты в различных металлогенических зонах Центральной Европы. Они принадлежат к сульфидному, главным образом к карбонатному, парагенезису класса эндотермальных месторождений В. И. Смирнова (1965). Месторождения представлены жильными кварц-гематитовыми, барит-флюоритовыми, киноварными, различными сульфидными рудообразованиями, развитыми почти во всех рудных районах Центральной Европы, названных нами при характеристике предыдущей группы формаций. Исключением являются лишь некоторые районы в пределах Субварисской зоны краевых прогибов, где неизвестны рудные месторождения других типов. Месторождения эти отнесены нами к позднеорогенной стадии, так как они не укладываются в общую схему зонального размещения месторождений, ассоциирующихся (и связанных генетически) с гранитоидами, а дискордантно, обычно вдоль разломов, наложены на рудные зоны раннеорогенной стадии.

В. И. Смирнов (1965) по материалам Ю. Дымкова приводит обобщенную схему последовательности образования минералов в месторождениях Рудных гор (рис. 31). Схемой охвачены варисская и альпийская металлогеническая эпохи. Очевидно, кварц-карбонат-настурановая формация должна быть отнесена к поздней стадии варисской эпохи, что более соответствует данным многих геологов (Л. Бауманн, И. Чрт, В. Таттран, Ф. Мрня и др.).

Наиболее крупное промышленное значение в этой группе имеют месторождения пятиэлементной формации (Ag — Bi — Co — Ni — U), относящиеся к жильному гидротермальному среднетемпературному классу (Sattran, 1966$_1$).

Е. М. Янишевский и В. М. Константинов (1960) отмечают ведущую роль структурных и литологических факторов в локализации гидротермальных урановых жильных месторождений Рудных гор. Они тяготеют к зоне экзоконтакта гранитных массивов, где приурочены к определенным литологическим горизонтам (рис. 32). В качестве последних выступают амфиболиты нижнего кембрия, содержащие скарновые зоны; пиритсодержащие хлорит-серицитовые сланцы; нерасчлененные осадки палеозойского возраста, вмещающие залежи колчеданных руд; пачки углистых сланцев либо скарновые залежи и прослои амфиболитов. Особенно благоприятно для локализации уранового оруденения присутствие в осадках сульфидов, главным образом пирита.

Жилы сложены кварцем и карбонатами, встречаются также барит и флюорит, а из рудных минералов — урановая смолка, пирит, халькопирит, арсенопирит, диарсениды никеля и кобальта, гематит, самородное серебро, висмут и мышьяк. Скопления смолки в виде плоских линз диаметром до десятков сантиметров концентрируются в пересечениях, сопряжениях, разветвлениях и перегибах рудовмещающих трещин.

Наиболее значительным и детально изученным в Рудных горах является отработанное в настоящее

Рис. 31. Парагенетическая диаграмма ассоциаций рудообразующих минералов в Рудных горах

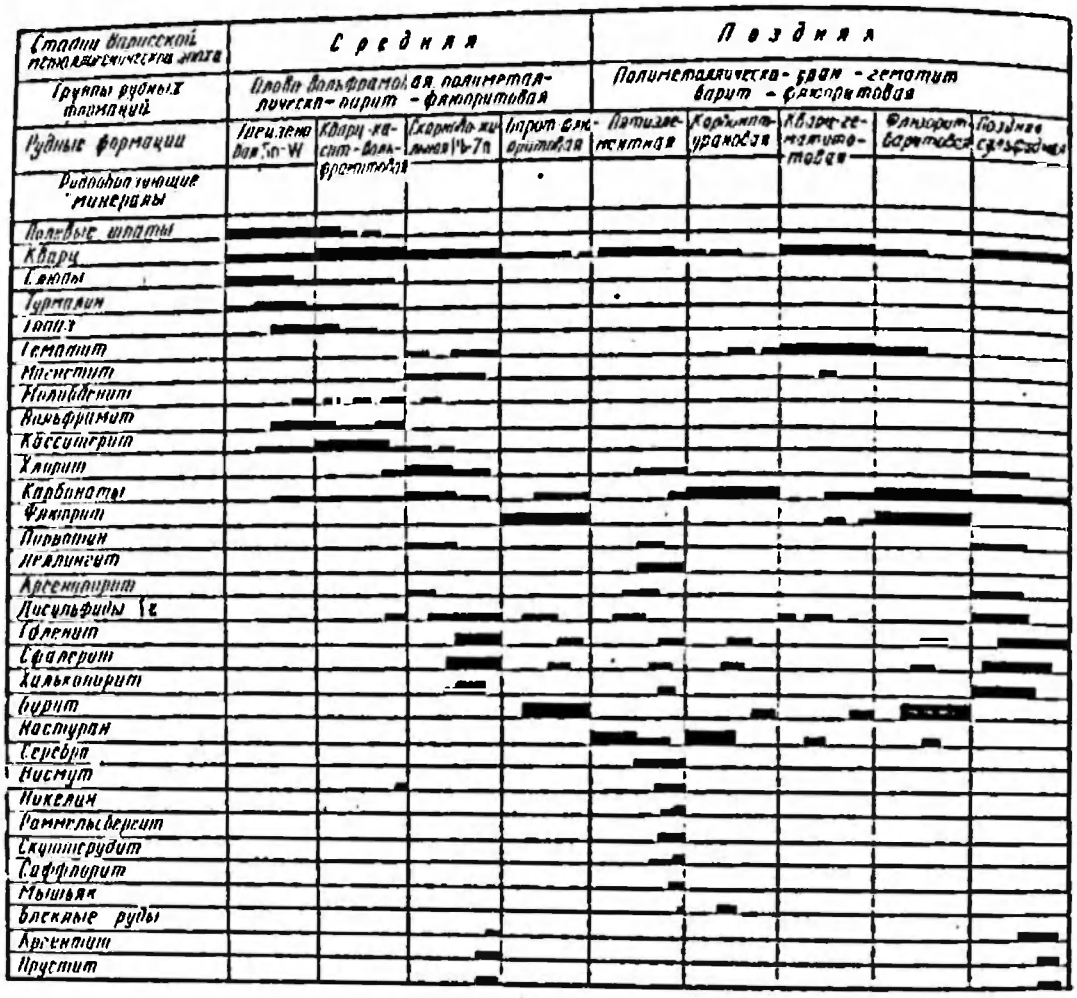
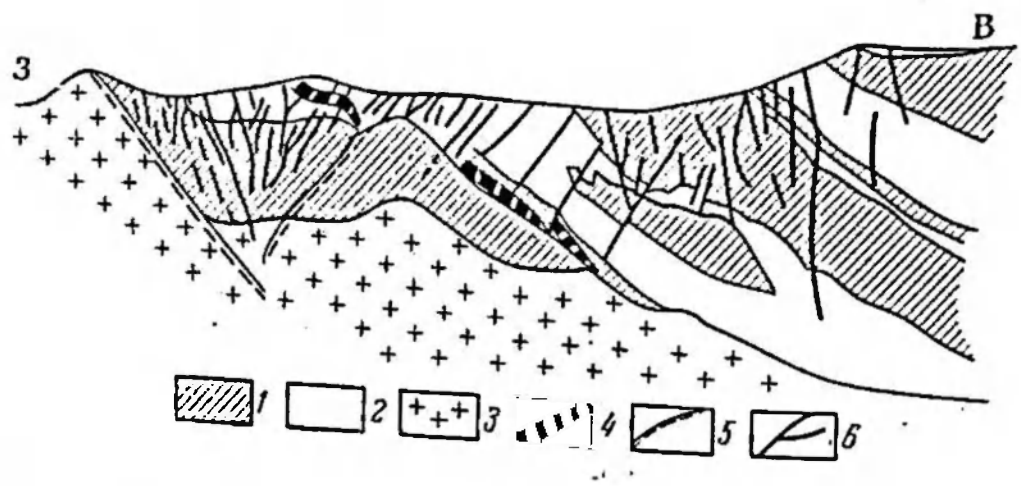


Рис. 32. Обобщенный разрез месторождения пятиэлементной формации



1 — метаморфические сланцы; *2* — амфиболиты и диабазы; *3* — граниты; *4* — лампрофиры; *5* — разломы; *6* — рудные жилы

время месторождение Яхимов. В соответствии с исследованиями Ф. Мрня (1963), многочисленные жилы этого месторождения залегают в древних кристаллических сланцах вблизи контакта их с гранитами. Как это следует из рис. 32, вмещающие породы представлены амфиболитами, диабазами и другими вулканогенными образованиями, что, имеет, вероятно, весьма большое значение для всех месторождений данной формации. Возраст месторождения Ф. Мрня считает позднепалеозойским, а генетически рудные растворы он связывает с нижними частями массива гранитов.

Если наличие в Рудных горах поздневарисского оруденения этого типа и не вызывает сомнения, то последние геохронологические исследования изотопов урана и галенита свидетельствуют о присутствии и неогеновой урановой минерализации, зафиксированной, в частности, в жиле Гешбер в Яхимове. Очевидно, неогеновая минерализация настурана с никелевыми и кобальтовыми минералами, а также флюорит-баритовая и кварц-гематитовая контролируются зоной тектонической активизации северо-западного простирания, прослеживающейся через Чешский массив до Гарца. Вдоль этой зоны повсеместно проявлен молодой вулканизм. Размещение районов месторождений пятиэлементной формации в Рудных горах показано на рис. 26.

Помимо Яхимова крупное значение по добыче радия до 1937 г. имело месторождение Шмидеберг, расположенное в восточной части Фрейбергского округа. Несколько иной тип, менее богатый ураном, представлен на месторождениях Шнееберг, Иоганнгеоргенштадт, Аннаберг и Мариенберг (см. рис. 26). Жилы в них сложены баритом, содержащим вкрапленность арсенидов никеля и кобальта, самородного серебра, аргентита и других серебросодержащих минералов. К наиболее ранним относятся небольшие выделения кварца и флюорита, а к поздним — карбонатов (Шнейдерхён, 1958).

Анализ современных работ по металлогении Рудных гор и Чешского массива, а также металлогенических карт (Chrt, Bolduan, 1966, Regional Geology.., 1967 и др.) приводит к выводу о близости во времени и пространстве процессов, вызвавших образование месторождений пятиэлементной формации, кварц-карбонат-настурановых, флюорит-баритовых, кварц-гематитовых и поздних сульфидных. В их размещении намечается зональность, наложенная на первичную зональность месторождений, происхождение которых связано с гранитоидным магматизмом. Детали этой зональности требуют дальнейшего изучения, результаты которого будут способствовать расчленению этих месторождений на поздневарисские и постварисские. Наиболее высокотемпературным членом этого зонального ряда являются месторождения пятиэлементной формации, постепенно сменяющиеся жилами кварц-карбонат-настурановыми (см. рис. 31).

Кварц-карбонат-настурановые месторождения располагаются в пределах рудных полей пятиэлементной формации (вблизи Эльсниц, Плауэн, между Аннабергом и Мариенбергом, Бранд, Хальсбрюкке и др.). Лишь в Чешском массиве месторождения этого типа представлены изолированно на рудном поле Пшибрам и к востоку от него в долине р. Влтавы. Настуран-карбонатные жилы образовались в две стадии минерализации: кварц-кальцит-настурановую и доломит-селенидовую. В период второй стадии имело место перераспределение первичных выделений настурана и обогащение жил селеном (Harlass, Schützler, 1965).

Флюорит-баритовые месторождения этой стадии отличаются от жил, непосредственно связанных со складчатыми рудообразованиями, их положением вне олово-вольфрамовых рудных полей, а также деталями вещественного состава. В частности, барит в этих жилах окрашен в мясо-красный цвет за счет гематита, встречающегося здесь в повышенных количествах. Данное об-

стоятельство позволяет связать эту формацию постепенными переходами с кварц-гематитовой, месторождения которой широко распространены в Рудных горах. Наличие в некоторых из них радиоактивных элементов также служит основанием для объединения в одну группу всех перечисленных месторождений.

Жильные галенит-сфалеритовые месторождения расположены как в Рудных горах, так и в Чешском массиве. Они представляют собой более самостоятельную формацию и объединение всех их здесь в одной группе несколько условно. Так, М. Ванечек (1966) по изотопному составу свинца в различных галенитах устанавливает в Рудных горах триасово-юрский возраст оруденения и относит его к конечной стадии варисской эпохи. В ядре Чешского массива выделяются две металлогенические зоны, имеющие субмеридиональное направление, соответствующее преобладающему простиранию древних структур. Возраст оруденения здесь преимущественно варисский (Пшибрам, Кутна-Гора). Наконец в Огрже-грабене выделяется район с молодой, третичной свинцово-цинковой минерализацией (Росток), связанной, по-видимому, с вулканизмом.

Аналогичные месторождения известны и в Западных Судетах на территории Чехословакии и Польши, но обычно не имеют здесь значительных масштабов. Некоторые из урановых месторождений в настоящее время полностью отработаны, другие требуют изучения. Так, по данным З. Гловацки и Г. Садкевича (Glovacki, Sadkiewicz, 1966), перспективный урановосный район расположен в восточной части Крконошского гранитного массива. Здесь развиты карбонатные урановосные жилы. В восточной части Крконоше в метаморфических породах залегают жилы кальцита с флюоритом, баритом, гематитом, сульфидами меди, висмута, кобальта, никеля и серебра. Часто в жилах обнаруживается урановая смолка, которая здесь, как и в Рудных горах, тяготеет к амфиболитам. Морфологически рудные тела представлены жилами и штокверками. С крконошскими гранитами связаны довольно многочисленные рудопроявления урана пастуран-флюоритовой формации (в Изерских горах, районе Радонёва и др.). Обычно они залегают в зонах трещиноватости гранито-гнейсов (жилы, штокверки).

К этому же типу несколько условно может быть отнесено Коварское магнетит-полиметаллически-урановое месторождение в Нижней Силезии, где на скарново-магнетитовое оруденение наложена сульфидная минерализация (минералы кобальта, никеля, мышьяка, селена и др.). Наиболее молодой является гидротермальная пирит-пастурановая стадия, продукты которой локализованы в верхних горизонтах месторождения, преимущественно вдоль контактов различных пород.

Наиболее молодым членом этой формации являются ртутные и сурьмяные месторождения и рудопроявления. Одни из немногих варисских ртутных месторождений Средней Европы расположены в пределах Главной Пфальцской седловины. К ним относятся месторождение Ландсберг около г. Обермошеля и месторождения Штальберг и Лемберг в долине р. Наэ. Оруденение киновари здесь связано с мелафирами и порфиритами пермского возраста и локализовано в породах красного лежня вдоль сложной системы трещин, сопряженных с тектоническими нарушениями.

Относительно небольшие месторождения ртути и сурьмы выявлены в последнее время в пределах Рудных гор. Наиболее значительными из них являются месторождения Хартенштейна (Schulz, 1964). Они расположены в хлоритовых сланцах ордовикско-силурийского возраста, переслаивающихся с глинистыми сланцами и метадиабазами. Киноварь образует густую вкрапленность в линзах и крупных гнездах кварца.

Сходны с хартенштейнскими рудопроявления ртути в Тюрингии вблизи г. Геры. Они наблюдаются

вдоль Лихтенбергского регионального разлома и образуют небольшие скопления в оперяющих его трещинных зонах.

Сурьмяная минерализация известна в Дорфенмутц — Горсдорфском районе Западных Рудных гор. Рудная зона прослежена на 2500 *м* по простиранию и 1000 *м* на глубину вдоль продольного разрыва. Прожилково-вкрапленное оруденение антимонита ассоциируется с бертьеритом, сфалеритом, пиритом при карбонатном жильном выполнении. Содержание сурьмы в руде 0,2—5,4%.

Урановая минерализация, сходная по типу с месторождениями Рудных гор, установлена и южнее них в Баварии (Kauter, 1962). Здесь в горах Альтен развит ряд урановосных флюоритовых жил месторождения Вольсендорф, в состав которых входят кварц, барит, галенит, уранофан и настуран. Среднее содержание восьмиокиси урана 0,2%, запасы — около 180 *т*. Еще меньшие по размерам рудопроявления разведаны в горах Фихтель.

В Шварцвальде урановая минерализация распространена довольно широко и представлена, как и в Рудных горах, жилами пятиэлементной и гематит-баритовой формаций. Сравнительно крупные урановосные месторождения расположены в юго-западной части Шварцвальда в окрестностях горы Фельберг. Они представлены жилами кварц-гематитовой формации, залегающими на контакте верхнекарбонового Бертхольдского гранита с гнейсовой толщей. В верхних частях жилы сложены плотным гематитом, который в древности отрабатывался в качестве богатой железной руды; на глубине гематит сменяется кварцевыми жилами с пиритом, халькопиритом, баритом и сидеритом (Bülthemann, 1964).

К гематит-баритовой формации относится месторождение Мезеншванд в долине р. Крункельбах, где в краевой части гранитного массива Бертхольд в 1957 г. обнаружены тонкие трещины, выполненные агрегатом кварца, кальцита, барита, гематита, флюорита и уранинита. Наиболее богатое урановое оруденение обнаружено на глубине 300 *м* и ниже. Общие запасы этого наиболее крупного в ФРГ месторождения превышают 3 тыс. *т* урана. В районе обнаружены новые рудопроявления, заслуживающие изучения.

Около Виттихепа в Центральном Шварцвальде среди гнейсов вблизи гранитного массива Триберг установлены две разновидности рудных жил: флюорит-баритовые с минералами пятиэлементной формации и флюорит-баритовые с минералами меди и висмута. Главной на месторождении является жила Даниэль, в которой наблюдается обилие редких минералов.

В 10 *км* к северу от гранитного массива Бельхен залегают сульфидсодержащие баритовые жилы, которые по направлению к массиву сменяются системой жил, содержащих кварц-флюоритовую, кварц-баритовую либо карбонатную жильную массу со сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклой рудой, а также арсенидами никеля и кобальта. В этой системе расположено урановое месторождение Зульцбург в долине Зульцбах. Здесь настуран ассоциируется с арсенидами кобальта и галенитом.

Помимо отмеченных месторождений в ФРГ эксплуатируются также относительно небольшие месторождения в Рейнланд-Пфальце. В Даннерс-Берге в куполообразном теле фельзитпорфира установлены красные шлиры с содержанием от 0,85 до 2% урана. Руды относятся к мышьяково-сульфидной смолково-коффенитовой ассоциации (Bülthemann, 1964).

В Центральном и Южном Шварвальде развиты и относительно более молодые кварцевые жилы, содержащие сульфоантимониды, а местами и золото. В них установлены арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, антимонит и другие рудные минералы, не образующие обычно промышленных концентраций. Очевидно, эти месторождения наложены на урановые, так как они не обнаруживают зональности в прост-

ранственном положении, хотя и размещены в тех же рудных районах.

В Вогезах, по скудным данным Р. Вейла и П. Сенфельда (Weil, Sainfeld, 1962), также имеются проявления данной группы формаций. Они представлены жилами, содержащими кобальт-никелевые, серебряные и мышьяковые минералы, в некоторых из них установлено присутствие урана. Распространены также барит-флюоритовые и кварц-галенитовые жилы, содержащие лёллингит и блеклые руды. Жилы, так же как в Шварцвальде, залегают в гранитах. В массиве Баллонс встречается более высокотемпературное оруденение, в котором уранинит ассоциируется с браннеритом, совместно с которым участвует в строении кварц-молибденит-кальцитовых жил.

Значительных успехов в поисках урановых месторождений достигли геологи Франции. В Вогезах, в Центральном массиве, а также в Арморикапском массиве обнаружены месторождения значительного масштаба.

Гидротермальные месторождения обычно локализованы в гранитах или гранулитах варисского возраста. Оруденение контролируется сложными тектоническими структурами, часто контактами даек изверженных пород основного состава.

В Центральном и Арморикапском массивах выделяются следующие субформации данной группы (Lenoble, 1959; Домарев, 1956): 1) жилы урановой смолки с незначительным количеством пирита и марказита (месторождение Ла Крузинь); 2) сеть тонких урапоносных прожилков (месторождение Брюжо); 3) скопление урановой минерализации в крупных разломах (месторождение Мариак); 4) урапоносные жилы черного кварца и халцедона с флюоритом и сульфидами (месторождение Экньер в Вандее); 5) кварцевые жилы в мощных тектонических зонах (месторождение Буа Нуар).

Наиболее значительные запасы урановых руд сосредоточены в семи месторождениях, эксплуатация которых ведется с 1956—1958 гг.: Аннетта, Ле Сань, Фанай, Ритор, Мариак, Брюжо и Тенел. Они сосредоточены в пределах трех главных районов: Лимузьен, Форез и Вандея. Все они обладают сходным геологическим строением, будучи приурочены к варисским гранитам, гнейсам и кристаллическим сланцам фундамента. Первичные минералы представлены настураном, пиритом, марказитом, гематитом, халькопиритом и висмутином. В зоне цементации развиты урановые черни. Слабо радиоактивные жильные минералы представлены баритом, кварцем и флюоритом. Содержание урана от 0,2 до 2,9%.

По данным А. Ленобля (Lenoble, 1962), наиболее значительным во Франции является горнорудный округ Форез с центром Грюри, где большинство жильных месторождений залегает в гранитах массива Люзи. Здесь отрабатываются богатые руды в Верхнем Морване и в Брос, а также в близлежащем районе Исси-л'Эвеи (жилы Фэй, Верпэй, Бозо, Сен-Приест и Лакрюнь). Все месторождения относятся к зонам дробления в гранитах, сложены гранитной брекчией с небольшим количеством жильных минералов; рудные представлены урановой смолкой, черными окислами урана (черни), пиритом и галенитом.

Определения абсолютного возраста устанавливают разрыв в возрасте гранитов и оруденения и свидетельствуют о наличии альпийской регенерации урановой минерализации, что характерно для многих подобных месторождений. Отмеченные месторождения не имеют, по-видимому, прямой связи с гранитоидным магматизмом, хотя они и тяготеют к гранитным массивам. Одновременно жильные системы, занимая определенное место в общем ряду рудопроявлений позднеорогенной стадии варисской эпохи, относятся к низкотемпературным гипабиссальным образованиям.

В южной части Центрального массива жильные месторождения с халцедоном, черным кварцем, флюоритом и настураном давно известны

в районе Пюи-де-Дом, а в 1957 г. в районе Эро, расположенном в средней части дуги Севенны — Черная гора, был обнаружен урапоносный пермский бассейн с 238 рудопроявлениями на площади 70 *км*², где к «колорадскому» типу минерализации относятся рудопроявления Вилькюн, Алори, Сен-Жан, Мар, Юкла-де-Боск, Ривераль и Рабежан. Наиболее крупным является Алори (Lenoble, 1962).

Весьма перспективным рудным районом во Франции является Вандейский, где в связи с недавними (1958—1960 гг.) открытиями быстро развиваются горные предприятия. К их числу относятся довольно крупные месторождения Экапьер, Шапелль Ляржо, Клисон, Эрбье, а также описанное А. Ленобле месторождение Шардон, расположенное в 22 *км* к юго-востоку от Нанта в гранитном массиве сложного состава. Минерализация на этих месторождениях представлена урановой смолкой, неравномерно распределенной в кварцевых жилах и иногда образующей в них гнездовые скопления. В 1958 г. здесь сооружен завод производительностью 300 тыс. *т* руды в год (Bell, 1958).

В районе Ванден имеются многочисленные рудопроявления, заслуживающие дальнейшей разведки. За их счет общий баланс промышленных руд, по-видимому, будет значительно увеличен. Так, если в 1957 г. во Франции было произведено 380 *т* химического уранового концентрата с содержанием 60% урана, 300 *т* урана в брусках и 300 *т* нитрата тория (из мадагаскарских пегматитов), то в 1961 г. добыча достигла 100 *т*, в 1970 г. намечено добыть 2500 *т*, а в 1975 г. — 3000 *т*. По состоянию на 1957 г. общие запасы металлического урана в месторождениях Франции оцениваются в 50—100 тыс. *т* (Bell, 1958).

Формация кварц-сфалерит-галенитовых жильных месторождений представлена в пределах зоны краевых прогибов и Реногерцинской зоны; она также относится нами к позднеорогенной стадии. Наиболее отчетливо эти месторождения развиты в Рурском бассейне, где они залегают в песчанистых сланцах продуктивного каменноугольного пласта Зонненштайн. По данным Г. Штадлера (Stadler, 1962), свинцово-цинковая минерализация в Рурской области известна с 30-х годов и до 1959 г. в наиболее производительном руднике Август Виктория добыто 4,6 млн. *т* руды с содержанием свинца 4%, цинка 7% и серебра 65 *г/т*. Этот рудник разрабатывает очень крупную жилу длиной 1000 *м* и мощностью до 40 *м*. Другая жила Христиан-Левин до 1956 г. дала около 350 тыс. *т* руды, содержащей 10,7% свинца, 1% цинка и 26 *г/т* серебра.

Рудная минерализация приурочена к крупной зоне разлома, протягивающейся в северо-северо-восточном направлении от городов Линторфа и Фельберта через города Эссен и Реклингхаузен до р. Липпе. Ширина рудовмещающей зоны 2—5 *км*, она так же, как и уголь, образует брекчию в рудных телах. Минерализация по вертикали размещена зонально: сверху вниз барит сменяется галенитом, который глубже переходит в сфалерит. Одновременно представлена и горизонтальная зональность рудных тел, сложенных в центре халькопиритом, вокруг которого последовательно развиты зоны анкерита с халькопиритом, галенита и галенита со сфалеритом. Такое строение характерно для глубинных горизонтов жилы Примус.

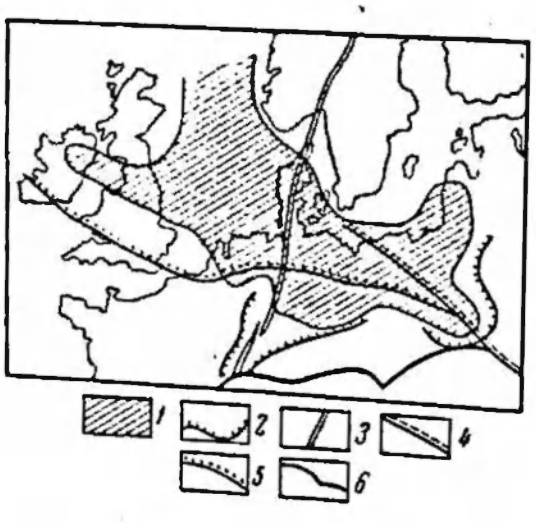
К этой же формации следует, вероятно, отнести значительно более молодое оруденение на восточном обрамлении Рейнских сланцевых гор, контролируемое киммерийским Вестгеймским разломом. Здесь в верхних слоях цехштейна и отчасти в осадках мела развиты жильные свинцово-цинково-медные рудопроявления. Известна также и непромышленная сингенетическая вкрапленность сульфидов в известняках карбона. Наиболее крупным является месторождение Бляйкаулен, представленное десятью жилами. В строении последних принимают

участие кальцит, барит, галенит, сфалерит, пирит и отчасти кварц. Богатые скопления образуют вторичные окисленные галмейные руды с лимонитом (Schriel, 1954).

Наконец, с известной долей условности к данной формации могут быть отнесены свинцово-цинково-медные месторождения, образующие метасоматические замещения в нижнекарбоновых рифовых известняках на крайнем западном продолжении Реногерцинской зоны в Юго-Западной Ирландии (Derry и др., 1963). Главными минералами первичных метасоматических залежей являются сфалерит, галенит, пирит и тетраэдрит, встречаются также халькопирит и серебросодержащие минералы; жильное выполнение представлено баритом. Среднее содержание свинца 4,8%, цинка 4,3% и меди 0,6%. Вторичные руды развиты вблизи поверхности до глубины 70 *м*, содержат 9% свинца, 7% цинка и 0,6% меди. Возраст оруденения, по данным Д. Р. Дерри и др., позднепалеозойский.

Формация месторождений медистых сланцев приурочена к нижней части цехштейна, широко развитого в Центральной Европе (рис. 33). Эту часть морского цехштейна Г. Шнейдерхён (1958) называет свитой медистых сланцев. В ее основании обычно расположен цехштейновый конгломерат либо «белая подошва» — обесцвеченные, переотложенные и сцементированные карбонатом песчаники красного лежня. Медистые сланцы представляют собой плотные тонкослоистые битуминозные сульфидсодержащие мергелистые породы. Они развиты в Мансфельдской и Зангерхаузской мульдах (Гарц), на периферии Рейнских сланцевых гор, в Тюрингии и особенно широко в Нижней Силезии.

Рис. 33. Распространение цехштейновой трансгрессии в Европе. По *Г. Штилле*



1 — территория развития цехштейнового моря; *2* — граница среднетриасового моря; *3* — линеамент Средиземное море—Мьеса; *4* — краевой разлом Средне-Европейской платформы; *5* — северная граница центральноевропейских варисцид; *6* — граница европейских альпид

Месторождения этого типа наиболее детально изучены в Мансфельде, где они издавна разрабатываются. Рудный пласт имеет зональное строение и содержит около 50% кварца, 30% карбонатов, 10% бимута. Содержание металлов крайне непостоянное: от 3,6% меди до следов. В Мансфельде добывается руда с содержанием 2,8% меди и около 150 *г/т* серебра. В качестве побочных продуктов извлекаются молибден, рений, свинец, цинк, ванадий, никель, кобальт, золото, платина, палладий.

В медистых сланцах Мансфельда распространены точечные стяжения пирита и халькопирита, которые рассматриваются как оруденелые бактерии. В пределах трещин, пересекающих медистые сланцы, наблюдаются отложения барита и арсенидов кобальта, а также борнита и халькопирита, что принято относить за счет более поздней перегруппировки вещества.

В Мансфельдской мульде отработка руд ведется уже 750 лет. В настоящее время годовая добыча составляет 800 тыс. *т* руды, содержащей 250 тыс. *т* меди и 130 *т* серебра. Площадь месторождения 140 *км*^{2}, из них 120 *км*^{2} уже отработаны и получено 1,5 млн. *т* меди.

Медистые сланцы отрабатывались и в других местах между Рейнскими сланцевыми горами, Тюрингенским Лесом, Гарцем и Флехтингеном. Установлены также промышленные запасы руд в Кур-Гессене, у Рикельсдорфа (свыше 1 млн. *т*

меди) и около г. Зангерхаузена. На большой глубине (от 400 до 1800 *м*) медистые сланцы установлены в 120 *км* к юго-востоку от Берлина в районе Шпремберг — Вайсвассер.

Крупнейшие в Европе и одни из наиболее значительных медных месторождений мира расположены в Нижней Силезии на северной периферии Западных Судет. Эта сложная геосинклинальная зона после мощной астурийской фазы складчатости и внедрения гранитных массивов испытала полную консолидацию.

Конгломераты, песчаники, сланцы и вулканогенные породы нижней перми (красный лежень) трансгрессивно перекрываются карбонатными органогенными и химическими осадками цехштейна. Выше следуют регрессивные пестроцветные песчаники — бундзанштейн (T_1), после отложения которых область снова погружается и отлагается раковинный известняк — мушелькалк и карбонатные породы — кейпер. Далее после перерыва следуют осадки верхнего мела.

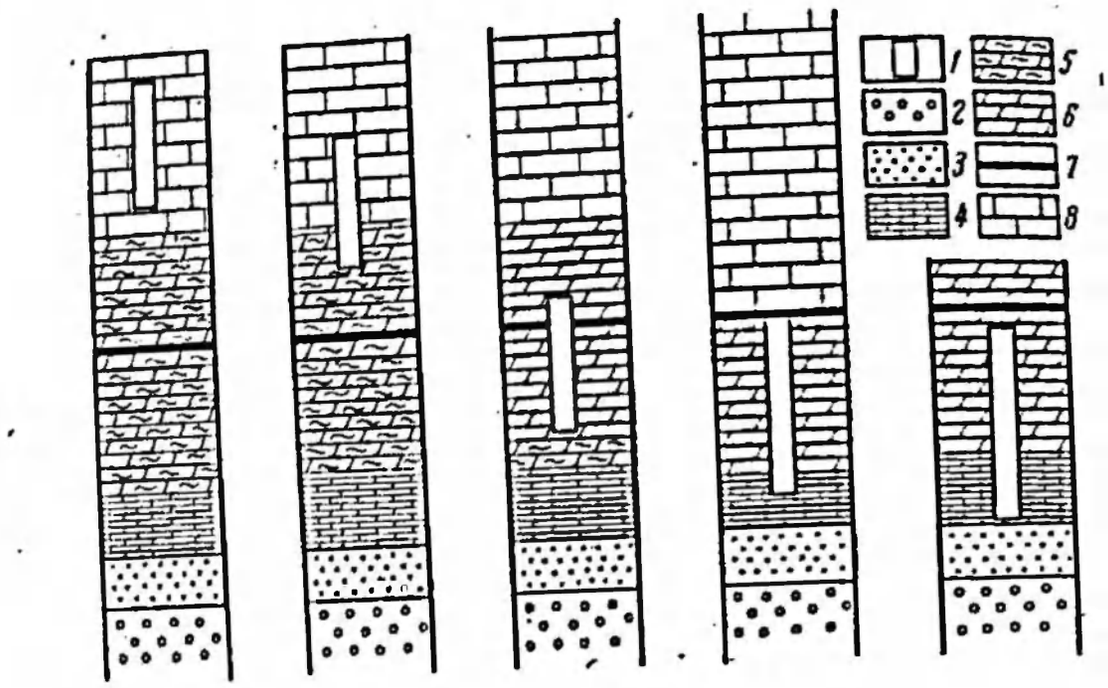
Медные месторождения расположены вдоль южной и северной периферии Предсудетского блока. Все они приурочены к различным породам нижней части цехштейна. Медные месторождения Северных Судет залегают в пределах Гродзецкой мульды, где они были обнаружены еще немецкими геологами непосредственно перед войной, но эксплуатация месторождения была начата уже в послевоенный период польскими геологами и горняками. Месторождения Предсудетской моноклинали были открыты польскими геологами (Ян Выжиховский) в середине 50-х годов. В настоящее время здесь пройдено восемь опорных шахт глубиной до 900 *м* от поверхности и построено очень крупное горнообогатительное предприятие с центром в г. Любине.

Гродзецкая мульда расположена на северо-западном крыле Внешнесудетской впадины между Сендзимировом и Томашувом и ограничена на востоке отложениями красного лежня, а на юге — Ешманицким сбросом. К востоку от площади, сложенной красным лежнем, развит весь разрез триаса, трансгрессивно перекрываемого нижним мелом. Карбонатные осадки цехштейна прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простирания до г. Любихова. Именно в этой полосе и расположены медные и свинцово-цинковые месторождения, отрабатываемые рудниками Любиховским, Конрад и Гродзецким.

Рудный пласт содержит кондиционное оруденение меди на различных уровнях от подошвы цехштейна. В одних случаях руда залегает в известняках, большей же частью — в доломитах. Обычно выделяется маломощная пачка известняков «А», по отношению к которой промышленное оруденение занимает различное стратиграфическое положение (рис. 34). Содержание меди в среднем несколько ниже 1%. Кроме меди из руды извлекается никель, золото, серебро и в небольших количествах кобальт. Всего за время существования рудника Конрад здесь добыто свыше 100 тыс. *т* меди.

Месторождения, тяготеющие к г. Любину, относятся к несколько иному типу — здесь распространены собственно медистые сланцы, сходные, по-видимому, с мансфельдскими. Месторождения распространены в пределах Предсудетской (Вроцлавской) моноклинали вблизи северного края Предсудетского вала. Характерно, что аналогичное положение занимают и месторождения Гродзецкой мульды, находящиеся у южного края Предсудет (рис. 35). В Предсудетском вале под платформенным чехлом выступают древние дислоцированные породы силура, докембрийские филлиты и массивы варисских гранитоидов, выявленные здесь в последнее время буровыми работами. Они вдоль крупного разлома контактируют с моноклиналью, где полого погружаются на север под осадки платформенного чехла, мощность которых прогрессивно возрастает в северном направлении.

Рис. 34. Интервалы кондиционных руд на месторождении Конрад (по материалам Т. Клоса)



1 — интервал кондиционного оруденения; *2* — красный лежень; *3* — граничные конгломераты; *4* — выбеленные известняки (рухляк); *5* — пятнистые мергели; *6* — мергелистые известняки (часто свинцовоносные); *7* — известняки маркирующего горизонта; *8* — верхние известняки

По данным Я. Выжиховского, разрез рудоносной толщи начинается красным лежнем нижнепермского возраста, относящимся к нижней части платформенного чехла, резко несогласно перекрывающего все более древние образования палеозоя. Последние относятся, как и повсеместно в Западных Судетах, к интенсивно дислоцированным и метаморфизированным породам докембрийского и палеозойского возраста.

Анализ мощностей и формаций осадков нижней перми, слагающих прогиб, устанавливает наличие на его периферии поднятий, расположенных в поперечном направлении к современному Предсудетскому валу, что свидетельствует о послепермском возрасте последнего (см. рис. 35). Спокойные заливы цехштейнового моря были наиболее благоприятны для осаждения на дне рудных минералов.

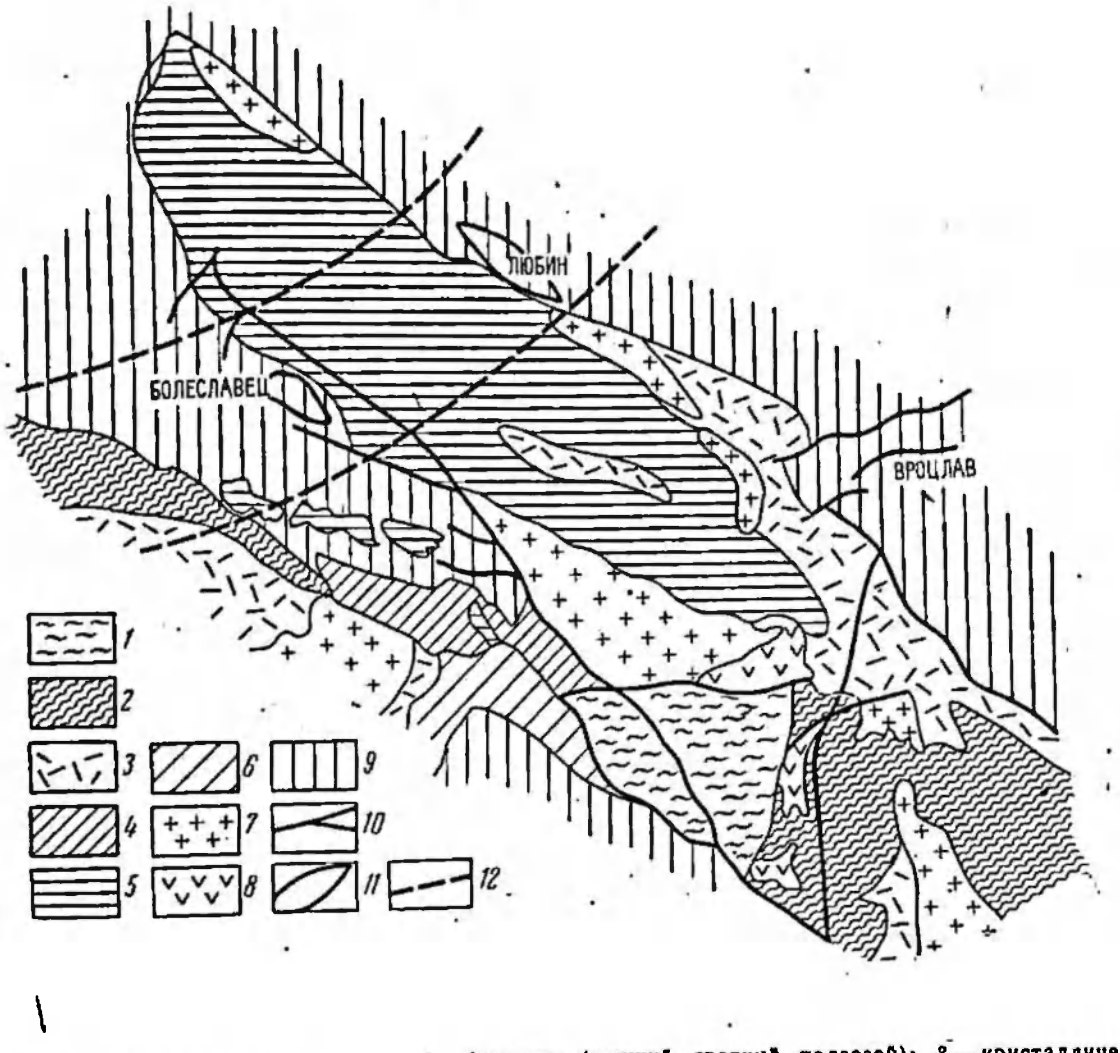
Оруденение приурочено к низам свиты, разрез которой следующий (снизу вверх):

Красный лежень	1,0—1,5 *м*
Белый цехштейн	30—50 *см*
Рудоносные сланцы	50 *м*
Известняки и доломиты . . .	до 200 »
Ангидритсодержащие осадки .	10—40 »
Красный мергель	

В пределах рудоносных сланцев отмечается следующая зональность (снизу вверх): халькозин—борнит—халькопирит — пирит — галенит—сфалерит. Эта зональность, обусловленная порядком осаждения рудных минералов, выражена как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Для месторождений данной области характерна тесная приуроченность оруденения к сланцам, что свидетельствует о глубоководности морского бассейна. Степень оруденения находится в прямой зависимости от интенсивности и характера варисских тектонических движений: наличия поднятий, сложенных красным лежнем, а также проявлений гранитоидного синорогенного плутонизма и субсеквентного вулканизма (в позднем карбоне и ранней перми).

Рис. 35. Схема развития цехштейнового бассейна Нижней Силезии (составлено с использованием материалов Я. Выжиховского)



1 — гнейсы массива Совьих гор; *2* — филлиты (нижний—средний палеозой); *3* — кристаллические сланцы альгонка; *4* — амфиболиты кембрия; *5* — граувакковая толща силура; *6* — карбонатные отложения нижнего карбона; *7* — варисские гранитоиды; *8* — древние ультрабазиты; *9* — осадки платформенного чехла; *10* — главные разломы; *11* — меденосные мульды; *12* — границы нижнепермского прогиба

По мнению Г. Борхерта (Borchert, 1965), происхождение красного рухляка медистых сланцев (а именно с красным рухляком в подавляющем большинстве месторождений связана медная минерализация) связано с глубинными растворами, циркулирующими в подстилающей толще красного лежня. Цвет красного рухляка обусловлен выпадением из этих растворов окисленного железа, в то время как медь и цинк под влиянием морской воды выпадали из сульфатов, в виде которых они привносились в бассейн, образуя труднорастворимые сульфиды. Зональное распределение сульфидов в медистых сланцах обусловлено именно процессом воздействия на их растворимые соединения морской воды.

Г. Борхерт развивает гипотезу переменного воздействия на процесс рудоотложения глубинных растворов и морской воды, считая, что она лучше объясняет особенности месторождений данного типа, чем господствующие до последнего времени представления об осадочном выделении металлов непосредственно из вод цехштейнового моря. Он обосновывает предположение о изменении щелочности глубинных растворов в связи с тектоническими движениями в саксонское время. Данное обстоятельство, в свою оче-

редь, вызвало изменение палеогидрогеологической обстановки и соответственно с этим развитие вторичного метасоматоза, определившего региональную и локальную смену фаций.

По мнению других исследователей (Бердичевская, 1965), медь поступала в цехштейновый бассейн в результате размыва эффузивных пород и выщелачивания из них металлов. Л. Г. Лове (Love, 1964) проводит аналогию между выделениями пирита в современных мелководных илистых отложениях США и Англии, с одной стороны, и рудоносными сланцами ФРГ и Австрии — с другой. Пирит образует небольшие сферы, состоящие из мелких кристалликов пирита каркасной структуры, ассоциирующихся с органическим веществом. Поскольку аналогичные образования установлены в медистых сланцах, Л. Г. Лове считает, что последние появились при диагенезе илов в результате микробиологических процессов в анаэробных условиях. Источником серы являются растворенные в воде сульфаты.

Наконец, известный английский исследователь рудных месторождений К. Ф. Дэвидсон (Davidson, 1965), развивая гипотезу о связи оруденения с внутрипластовыми рассолами, в качестве примеров приводит медные сланцы ФРГ и Польши. Циркулируя на глубине 3—5 *км* в областях с высоким геотермическим градиентом, рассолы извлекали медь из первичных сульфидов магматического происхождения, рассеянных в окружающих породах, и, поднимаясь в близповерхностную менее нагретую среду, отлагали металлы при благоприятных химических и структурных условиях.

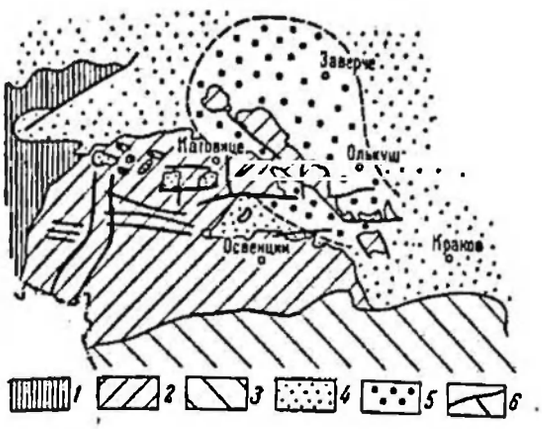
Месторождения типа медистых сланцев могут иметь более широкое распространение, чем это известно в настоящее время. В частности, вся площадь развития цехштейна должна быть тщательно обревизована. Интересны и пермо-карбоновые красноцветные отложения. Так, в Северо-Восточной Чехии медная минерализация, сходная с медистыми сланцами, обнаружена в горнокалининском горизонте нижнепермской толщи. Источником меди здесь, по-видимому, является пермский вулканизм, поскольку концентрация меди следует вдоль тектонических нарушений (Novák, 1962).

Формация свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах также имеет в Центральной Европе большое развитие и весьма важное промышленное значение. Г. Шнейдерхён (1958) называет эти месторождения верхнесилезским типом по наиболее крупным и детально изученным польским месторождениям. Приурочены они обычно к триасовым карбонатным породам, слагающим низы платформенного чехла, залегающего на варисском фундаменте. Верхнесилезские месторождения, называемые также Краковскими, или Олькуша, в настоящее время значительно расширены. Польские геологи примерно в 50 *км* от центра рудного района г. Олькуши в местности Заверче разбурили новую рудную площадь с крупными запасами руды со средним содержанием суммы металлов около 7%.

Верхнесилезские свинцово-цинковые месторождения размещены между Бытомом и Тарновскими Горами на западе и Хшанувом и Олькушей на востоке. Зона, к которой приурочен рудный район, представляет собой байкальское основание (Вистуликум; рис. 36).

По данным Т. Галкевича (Galkiewicz, 1964), на палеозойских складчатых образованиях с резким угловым несогласием залегают терригенно-обломочные пестрые песчаники (бундзанштейн) и карбонатные ракушечные известняки (мушелькальк) — осадки триаса, которыми начинаются отложения платформенного чехла. В интервале от рэта до средней части мушелькалька залегают рудоносные доломиты, имеющие вторичное гидротермальное происхождение. Мощность их 20—100 *м*, в среднем 40 *м*. Выше лежат первичные оолитовые доломиты, мергели и известняки.

Рис. 36. Положение рудной площади Олькуш — Заверче в общей структуре Верхней Силезии (по материалам Х. Грузчика)



1 — терригенная толща нижнего карбона Восточной Силезии; *2* — верхнекарбоновая угленосная моласса Верхнесилезского бассейна; *3* — Карпатский прогиб; *4* — осадки платформенного чехла; *5* — площадь распространения рудоносного среднего триаса; *6* — разломы

Пликативная тектоника чехла проста — здесь развиты плоские мульды широтного простирания. Что касается разрывов, то они распространены весьма широко и вызывают местами возникновение грабенообразиых впадин, ориентированных в запад-северо-западном направлении, имеющих важное значение для процесса локализации промышленных руд.

Общая рудоносная площадь несколько тысяч квадратных километров, причем в пределах отдельных месторождений коэффициент рудоносности очень низок. В вертикальном разрезе минерализация сфалерита и галенита установлена в отложениях от девона до юры, но 90% балансовых запасов металлов сконцентрировано в доломитах среднего триаса.

Рудные тела представлены пластообразными залежами, реже встречаются линзы, гнезда, прожилки и трубообразные залежи. Руда сложена сфалеритом (иногда вюртцитом), галенитом, марказитом и пиритом, встречаются аргентит, гринокит, халькопирит, борнит, ковеллин, реальгар и сульфосоли серебра. Они образуют главным образом структуры выполнения пустых пространств, вкрапленные и метасоматические руды сравнительно редки. К минералам зоны окисления относятся смитсонит, каламин, цинковый эпсомит, цинковый меланжерит, церуссит, лимонит и окислы марганца. Нерудные минералы представлены кальцитом, доломитом, баритом, кварцем и гипсом. В качестве примесей в рудах обнаружены кадмий, серебро, таллий, германий, индий, молибден, кобальт, ртуть, мышьяк, сурьма. Первые три элемента имеют промышленное значение.

Вертикальная зональность месторождений выражена концентрацией на верхних горизонтах свинца, железа, мышьяка, таллия, германия, а на нижних — цинка, кадмия, серебра, меди, сурьмы, кобальта и ртути. Рудные тела окаймляются ореолами рассеяния металлов.

Автором осмотрен в Олькушском районе рудник Болеслав, детально изученный И. Власновольским (Wlasnowolski, 1964), по данным которого до 80% промышленных запасов месторождения сосредоточено в его центральной части. Здесь находится тектонический блок (грабен), образованный двумя сбросами запад-северо-западного простирания с углами падения 55—80°. Ширина тектонического блока 150—350 *м*, длина 1 *км*. Рудоносные доломиты среднего триаса в пределах блока интенсивно трещиноваты и не обнаруживают следов напластования. Мощность их 80 *м*. Мощность рудной залежи в западной части 26 *м*. За пределами грабена мощность уменьшается до 7 *м* при одновременном уменьшении содержания в руде цинка и исчезновении галенита.

Генезис месторождений, как обычно при изучении оруденения данного типа, остается до последнего времени полемичным. Геологи немецкой школы (О. Эльснер, Ф. Бернарди, Г. Гюрих, К. Кайль и др.), а также некоторые их последователи из числа польских геологов, в частности профессор Краковской горной академии Г. Грузчик, относят эти месторождения к осадочным, сингенетичным с осадконакоплением об-

разованиям. Механизм отложения промышленных руд каждым представителем данного направления разрабатывается оригинально.

Т. Галкевич (Galkiewicz, 1964) является наиболее последовательным представителем гипотезы о гидротермальном происхождении этих месторождений.

Осмотр подземных выработок на руднике Болеслав, а также большого количества образцов керна буровых скважин, пробуренных на новом месторождении Заверче, убедило нас в широком развитии на месторождениях Верхней Силезии процесса выполнения открытых полостей при резко подчиненной роли рудного метасоматоза. Очевидно, представления о гидротермальном происхождении минерализации больше основаны на фактическом материале, чем осадочная гипотеза. Вместе с тем ни один из цитированных выше авторов сколько-нибудь убедительно не аргументирует свое мнение о неогеновом возрасте рудной минерализации.

За последние годы во Франции выявлен ряд месторождений свинцово-цинковых руд, образующих сложные залежи в карбонатных породах нижней части платформенного чехла, главным образом в доломитах триаса. П. Лаффит (1969) указывает, что минерализованные карбонатные породы находятся на близком расстоянии по вертикали от фундамента и расположены вблизи линий трансгрессивного залегания отложений триаса на древние образования. Рудовмещающие осадки имеют лагунный характер (гипс, доломит) и разбиты синседиментационными сбросами.

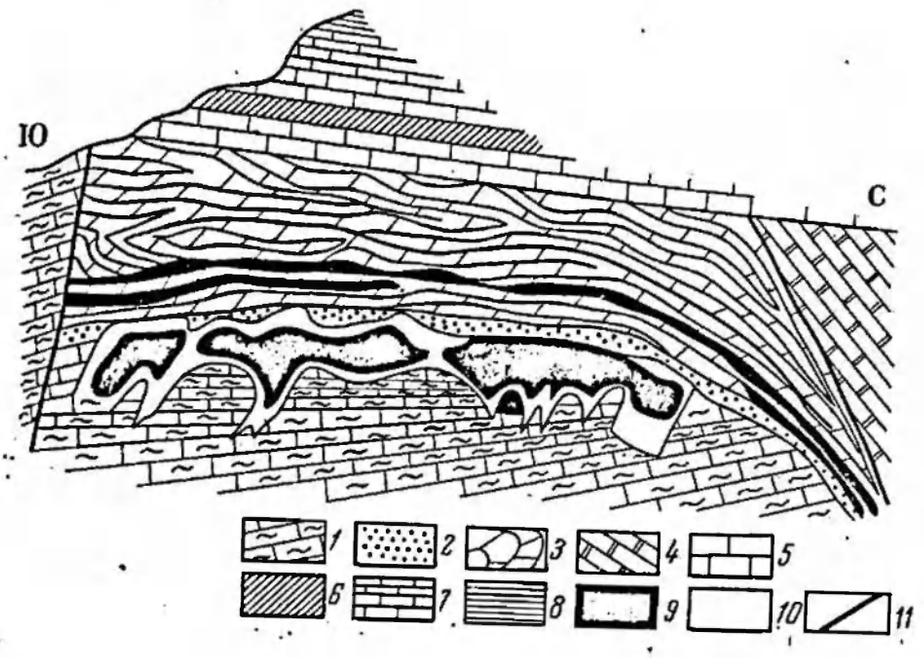
Рудоносная полоса представляет собой краевую зону Севенн, прослеживающуюся от г. Малина к г. Ларжантьеру; она содержит минерализацию свинца, цинка, селена. Весьма существенно, очевидно, указание П. Лаффита о том, что благоприятное сочетание факторов палеогеографического и структурного (близость рудной полосы к глубинному разлому Севенн) явилось необходимым условием для формирования промышленных рудных тел.

Месторождения локализованы на южной окраине Центрального массива, между Севеннскими и Черными горами (см. рис. 22). Эти два палеозойских сооружения с востока на юг обрамляются дугообразной полосой карбонатных отложений мезозоя, вытянутых в северо-западном направлении (Aubague и др., 1966). Большое количество пластообразных свинцово-цинковых месторождений приурочено к обрамлению Севенн, где они залегают в отложениях триаса, а отчасти лейаса и доггера.

В этом районе довольно значительными масштабами обладает месторождение Малин, давшее с 1885 по 1950 г. 415 тыс. *т* металлов. По данным П. Рутье (1960), здесь в заливе мезозойского моря после отложения доломитов и мергелей триаса и геттангских доломитов появилось поднятие, охватившее период от синемюра до байоса включительно, в результате чего вышележащие осадки перекрывают все более древние образования (рис. 37). Начиная с триаса герцинский пенеплен был осложнен постепенным воздыманием купола Малин. Рудная минерализация в своем размещении подчиняется морфологии купола, а также литологии слагающих его осадков.

На месторождении оруденение представлено двумя типами (см. рис. 37): штоками с корнями, быстро выклинивающимися на глубине в палеозойском цоколе, и пластообразными залежами, приуроченными к доломитам триаса. П. Рутье отмечает наличие рудной брекчии несколько выше оруденелых пластов, на основании чего определяет возраст минерализации как триасовый и считает ее сингенетичной с осадконакоплением. Аналогичными он считает все другие месторождения восточного обрамления Севенн и южной периферии Центрального массива. Одновременно П. Рутье отмечает приуроченность оруденения во всех названных районах к склонам поднятий древнего цоколя и участкам последовательного

Рис. 37. Геологический разрез через свинцово-цинковое месторождение Малин. По *П. Рутье*



1 — доломиты кембро-силура; *2* — конгломераты и песчаники нижнего триаса; *3* — мергели и доломиты среднего триаса; *4* — известняки лейаса (геттанг); *5* — известняки бата; *6* — глины верхней юры; *7* — известняки верхней юры; *8* — доломиты верхней юры; *9* — свинцово-цинковые руды; *10* — баритовые руды; *11* — разломы

уменьшения мощности и выклинивания осадков чехла. Сходные условия рудоотложения П. Рутье видит и на месторождении Фижан на юго-западном обрамлении Центрального массива. Здесь подводный склон проявлен крупной флексурой, существовавшей весь синемюрский век в морфологии морского дна. С ней связано образование рудоносных брекчий и гофрированных слоев у подножия склона.

На месторождении свинца Плань фиксируется связь с палеорельефом рудоносных песчаников и кварцитов триаса, сложенных в асимметричную синклиналь к востоку от Центрального массива. Рудные тела, имеющие форму клиньев, линз и пластов, залегают в различных литологических горизонтах. Цемент рудоносных песчаников представлен кварцем, галенитом, баритом и серицитом. Это месторождение залегает на склоне древней лагуны, что при отсутствии следов гидротермальной деятельности позволяет считать его осадочным.

Ряд других исследователей (Lefavrais-Raymond и др., 1965), обнаруживших на севере Центрального массива к западу от Морвана в районе Шитри-ле-Мин среди окремненных и доломитизированных известняков триаса промышленное свинцово-цинковое оруденение с баритом и флюоритом (4—5% свинца, 3—5% цинка), считают его гидротермальным. Основанием для такого заключения служат факты приуроченности оруденения к сокращенной мощности пластов, увеличение минерализации вблизи разломов и наличие окремнения и доломитизации, предшествовавших оруденению. Рудоконтролирующую роль разрывных нарушений в месторождениях южной части массива устанавливают также цитированные выше авторы (Aubague и др., 1966).

Аналогичного мнения придерживается М. Ф. Фогльерини (Foglie-

rini, 1958), изучивший свинцовое месторождение Сен-Себастьян-д'Эгрфей в Севеннах. Месторождение это интенсивно эксплуатируется начиная с 1957 г. Отложения триасового и юрского возраста залегают здесь на слабо метаморфизованных кембрийских сланцах и варисских гранитах. Оруденение установлено в нижнем триасе, сложенном песчаниками и конгломератами, а также в доломитах среднего триаса. Распределение рудной минерализации в обоих толщах контролируется трещинными структурами, которые автор относит к альпийскому возрасту. Распределение минерализации крайне неравномерное; среднее содержание свинца 3,5%; общие запасы 2,5 млн. *т* руды.

М. Ф. Фогльерини считает месторождение гидротермальным, среднетемпературным, хотя, по нашему мнению, ассоциация минералов в большей степени свидетельствует о принадлежности его к низкотемпературным либо к телетермальным образованиям.

Аналогичные месторождения, но уже в юрских известняках находятся недалеко от Трибского перевала (департамент Лозер). Рудник Ле-Блемар примыкает к разлому Мон-Лозер. Штокообразные рудные тела замещения прослеживаются параллельно главному разлому. Рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит — сопровождаются баритом, кальцитом, кварцем. Месторождение местными геологами относится к телетермальному типу. Оно периодически отрабатывается.

Таким образом, по поводу генезиса свинцово-цинковых месторождений юго-восточного обрамления Центрального массива (Севенны) высказаны самые различные точки зрения. Одни исследователи во главе с П. Рутье считают их осадочными; другие — гидротермальными третичного возраста; третий, следуя за Г. Шнейдерхёном, предполагают вторично-гидротермальное их происхождение.

Альпийская металлогеническая эпоха в Центральной Европе проявилась образованием осадочных месторождений в отложениях платформенного чехла. Отдельные типы мезозойских и более молодых гидротермальных месторождений, расположенные в Чешском массиве, Рудных горах и на периферии Рейнских сланцевых гор, были уже упомянуты выше совместно с рудообразованиями поздней стадии варисской эпохи. Некоторые из этих месторождений, многими исследователями вслед за Г. Шнейдерхёном (1958) считавшимися вторично-гидротермальными, возможно, следует связать с тектонической активизацией палеозойской платформы, с проявлением в ее пределах альпийских разломов и вулканизма. Очевидно, такая активизация здесь, как и в других аналогичных случаях, провоцируется геосинклинальным развитием сопредельных областей, сопровождающимся активным проявлением контрастных тектонических движений и бурной магматической деятельностью.

Месторождения этой формации в пределах Рудных гор представлены, с одной стороны, полиметаллическими жилами, либо ориентированными вдоль глубинных структур, либо образующими метасоматические замещения в известняках платформенного чехла, а с другой стороны, жильными железорудными месторождениями (к юго-западу от г. Бистрицы, на западном продолжении Вепорид). Свинцово-цинковые месторождения некоторые авторы (О. Эльснер) считают осадочными либо переотложенными из первичноосадочных (месторождение Хермсдорф в Рудных горах) под влиянием вторичных гидротермальных растворов. Однако гораздо больше есть оснований для предположения о связи их с третичными щелочными вулканитами платформенного типа (Fizer и др., 1966). В качестве примера можно назвать Годрушское месторождение, залегающее в гранодиоритах в виде ряда кварц-карбонатных жил со сфалеритом и халькопиритом.

Кроме свинцово-цинковых и медных с ними ассоциируются проявления флюорита, барита и редких элементов. Заслуживают также дальнейших исследований обнаруженные в последние годы на Чешском массиве минералы кимберлитовых пород и, в частности, единичные находки алмазов. Из железорудных месторождений развиты кварц-гематитовые жилы. В районе Жежичек кроме гематита и лимонита встречаются почковидные агрегаты псиломелана. Содержание железа около 30%, марганца 3%. Жилы не подвергнуты метаморфизму, в связи с чем их возраст считается не древнее позднего мела.

ИБЕРИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

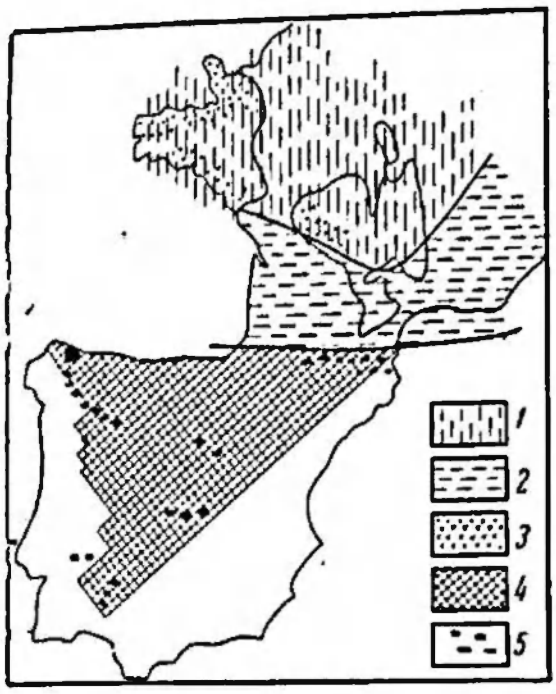
Тектоническая характеристика

Иберийская металлогеническая провинция в данной работе выделена в границах, намеченных Г. Штилле (1964б) для Иберийского орогена. Эта территория, ограниченная на севере краевым прогибом долины р. Эбро, а на юге — прогибом долины р. Гвадалквивир, которыми она отделяется от областей альпийской складчатости, рассматривается в качестве самостоятельной провинции, так как здесь индивидуализируются отдельные тектонические (и металлогенические) зоны, не представляющие непосредственного продолжения центральноевропейских. Вместе с тем они обладают определенными чертами сходства с последними. Иберийский полуостров Л. Н. Льописом (Llopis, 1966) выделяется в качестве самостоятельного палеозойского геосинклинальпого бассейна, отграниченного выступами докембрийского фундамента на севере от Северо-Европейского, а на юге — от Южно-Иберийского бассейнов. В результате варисской складчатости на месте этого бассейна возникла независимая Кантабро-Пиренейская, или Иберо-Каталонская, складчатая зона, имеющая форму дуги, выгнутой в северо-западном направлении.

Иберийский ороген Г. Штилле пространственно соответствует древнему выступу, вдававшемуся в Атлантический праокеан между Бискайским и Гибралтарским линеаментами. В период альгонской регенерации он вошел в состав Тетиса в виде крупной ортогеосинклинали, на дне которой последовательно отложились осадки альгонка, кембрия, силура и в меньших мощностях — девона и карбона. «Останцы» древнейших докембрийских образований на Иберийском полуострове устанавливаются вдоль линии северо-восточного направления, прослеживаемой от небольших островов Верланга и Ференоес, расположенных вблизи мыса Карвуэйру (Португалия), через массив Эвора (Альмела, де Кастелло, 1964) к Толедским горам в центре Иберийской месеты. По данным Л. Н. Льописа и Л. М. Санчеса (Llopis, Sanchez, 1962), массив Толедо сложен древнейшими, очень интенсивно альпинотипно дислоцированными отложениями, сходными с карелидами Северной Европы. Они обнажены в ядре сильно сжатой антиклинальной складки, опрокинутой к югу в виде покрова. Древние отложения, которые отмеченные авторы называют «архейскими», в зоне толедской складчатости расположены между двумя ветвями варисских складок: восточной (Астурия, Леон, Иберийские горы) и западной (Эстремадура, Сьерра-Морена, Андалузия).

Выходы древнейших пород имеются также в Пиренеях, в Западной Галисии, на северо-востоке Португалии и в пределах Центрального массива (рис. 38). Среди них выде-

Рис. 38. Схема палеотектоники Франции и Испании в позднем докембрии. По *Е. В. Павловскому*



1 — эвгеосинклиналь Бриовера; *2* — миогеосинклиналь Бриовера; *3* — области развития флишв в Бриовере; *4* — древняя Иберийская платформа; *5* — выходы на поверхность докембрийского основания платформы

ляются гранулиты, эклогиты, амфиболиты и другие метаморфические образования, относимые к глубинным горизонтам докембрия. Они подстилают явно докембрийскую порфировидную серию «Олло-де-Санчо», на которую налегают осадки кембрия и ордовика в Галисии (Matte, Ribeiro, 1967). Е. В. Павловский (1965) сопоставляет серию с субботнийскими и ботнийскими отложениями Балтийского щита. Он считает, что на Иберийском полуострове в докембрии существовал анорогенный режим, тогда как на юге Франции — в Черных горах и Севеннах — размещалась миогеосинклиналь, а севернее — бриверская эвгеосинклиналь (см. рис. 38). Миогеосинклинальная зона, таким образом, занимала вполне закономерное положение между Иберийской платформой и эвгеосинклиналью бриовера Центральной Европы. Иберийская платформа, по мнению Е. В. Павловского, в альгонке раздробилась и на ее месте заложились новые ортогеосинклинальные прогибы, испытавшие последующее развитие в палеозое. Эти представления, как видно, весьма близки к концепции Г. Штилле.

Древнейшие массивы полностью переработаны варисской складчатостью, тогда как каледонская складчатость на Иберийском полуострове проявилась очень слабо (за исключением южного склона гор Сьерра-Морена) и вызвала лишь общее поднятие территории и сокращение мощностей геосинклинальных отложений девона и нижнего карбона.

Тектоническое районирование Иберийского орогена удобнее всего произвести на основании геотектонического анализа Г. Штилле (1964), дополнив его материалами современных исследований (рис. 39).

Субварисская зона, аналогичная Центрально-Европейской, может быть здесь выделена по внешней периферии варисцид (Кантабрийская зона), где преобладает паралическое развитие верхнего карбона. На севере такие угленосные отложения

Рис. 39. Схема тектонических (и металлогенических) зон Иберийской провинции



1 — эвгеосинклинальные зоны: *2* — области альпийской складчатости: *3* — внутренняя гранитоидная зона: *4* — внешние зоны краевых прогибов; *5* — альпийские краевые прогибы

Главные геологические структуры (номера на схеме): I — Лузитано-Галисийская зона, II — Астурийско-Иберийская зона, III — зона Сьерра-Морена, IV — Кантабрийская зона, V — Южно-Португальская зона, VI — Пиренеи, VII — Бетские Кордильеры, VIII — Балеарские острова

карбона выступают в Астурии, а на юге — в Южной Португалии (Южно-Португальская зона). Астурийско-Кантабрийская мульда в Северной Испании сложена палеозойской серией осадков до вестфаля включительно, залегающих согласно. На ней с несогласием расположены лимнические угленосные отложения стефанского возраста. С астурийской фазой складчатости здесь связано разделение угленосной свиты на нижнюю паралическую (верхний вестфаль) и верхнюю лимническую части, различающиеся также по интенсивности складчатости. Аналогичные соотношения устанавливаются в Южной Португалии и юго-западной части провинции Уэльва. Во всех отмеченных местах изверженные породы отсутствуют и слабо проявлена складчатость в отложениях верхнего карбона.

Внешняя Субварисская зона с внутренней стороны соприкасается с эвгеосинклинальной зоной Сьерра-Морена, представляющей собой, по мнению автора, аналог Реногерцинской зоны Западной Европы. Общим для обеих зон является, во-первых, проявление бретонской фазы складчатости, отмечаемое Г. Штилле в районе Асуга-Берланга (горы Сьерра-Морена), а во-вторых, обилие вулканогенно-осадочного материала в выполнении нижне-среднепалеозойских прогибов при преобладании эффузивных пород над интрузивными. Последние в большей степени характеризуют внутренние зоны Иберийского полуострова.

И. П. Бард (Bard, 1965) в Сьерре-Морене с севера на юг выделяет семь зон, имеющих запад-северо-западное простирание. Они отличаются друг от друга особенностями осадконакопления, метаморфизма и магматизма. В центральной части структуры (между зонами 3 и 4) устанавливается глубинный разлом Бодональ. Геосинклинальное развитие зоны Сьерра-Морена продолжалось беспрерывно от позднего докембрия до среднего девона включительно с максимальным погружением бассейна в раннем кембрии. В слоях свиты Уэльва отмечаются подводные излияния риолитов, а с сардинской тектонической фазой связывается внедрение габбро-диоритов и сиенитов. В верхнем девоне возникли изоклинальные складки, проявился региональный метаморфизм, а после бретонской фазы происходит последовательная ликвидация геосинклинального режима и внедрение синорогенных гранитоидов. В провинции Уэльва нижний карбон представлен в фации кульма, а к северу в отдельных зонах внедрились массивы батолитов в окружении контактово измененных пород.

К северному аналогу зоны Сьерра-Морена можно отнести полосу, прослеживающуюся в северо-западном направлении вдоль Иберийских гор, гор Леона до Западной Астурии на западе Кантабрийских гор. В таких границах эта зона оконтуривается на севере субварисской Кантабрийской зоной, альпийским прогибом страны басков, входящим в Пиренейскую систему, и блоком Эбро, на который наложен Предпиренейский краевой прогиб. В Кантабрийских горах, по данным Л. У. Ситтера (Sitter, 1965), отчетливо выражено несогласное налегание нижнего палеозоя на докембрийское основание и усиленные тектонические движения в девоне, вызвавшие дифференциацию геосинклинали на ряд субширотных фациальных зон. С бретонской фазой связано возникновение центрального Астурийского поднятия и образование зоны Леона, вдоль которой отделились собственно Кантабрийская зона от Западно-Асурийской, Леонской и Иберийской.

Северной границей отмеченной зоны служат глубинные разломы: Саберо-Гордон, Леон и их восточное продолжение. Эта полоса представляет собой линеамент, отсекающий блок Эбро, Пиренеи и субварисскую Кантабрийскую зону на севере от Иберийско-Западно-Астурийской зоны на юге (см. рис. 39).

Ядро Иберийских варисцид представлено внутренней Галисийско-Кастильской зоной, сложенной глав-

ным образом кристаллическими сланцами докембрия — нижнего палеозоя и гранитами палеозойского возраста. Метаморфизм образований обусловлен крупными варисскими массивами гранитоидов, занимающими обширные пространства в Галисии и Иберийской месете. Здесь главной была, по-видимому, судетская фаза складчатости. Зона эта может являться аналогом Саксотюрингской зоны Центральной Европы, как это предполагают, например, П. Матте и А. Рибейро (Matte, Ribeiro, 1967).

Внутренняя зона разбита на ряд блоков. В качестве последних выступает Кастильский хребет, сложенный гранитоидами. Он делит Иберийскую месету на два обширных плато: Старая Кастилия и Новая Кастилия. Лузитано-Галисийская глыба находится в северо-западной части полуострова и также сложена преимущественно гранитоидами и гнейсами, выступающими между палеозойскими осадочными толщами. Вероятно, развитые здесь гранитоиды относятся к разновозрастным образованиям. Так, В. Ример (Riemer, 1965) устанавливает участие в строении кристаллической зоны Галисии гранитов и гнейсов. Первые из них отличаются возрастом, составом и структурой. Наиболее древние образования зоны — докембрийские порфироиды — перекрыты отложениями верхнего лудлова. Выше с угловым несогласием залегают менее интенсивно дислоцированные осадки карбона. Граниты секут складчатые структуры, на основании чего выделяются три разновозрастные интрузии.

Металлогеническая характеристика

Металлогеническая характеристика Иберийского полуострова может быть произведена в рамках одной варисской эпохи, так как более древние месторождения здесь, по-видимому, полностью уничтожены палеозойским метаморфизмом, а молодые развиты в альпийских прогибах, ограничивающих на севере и юге распространение этой провинции.

Варисская металлогеническая эпоха являлась главной. В ее геосинклинальную стадию образовались две рудные формации: 1) осадочных железных руд и 2) медноколчеданная.

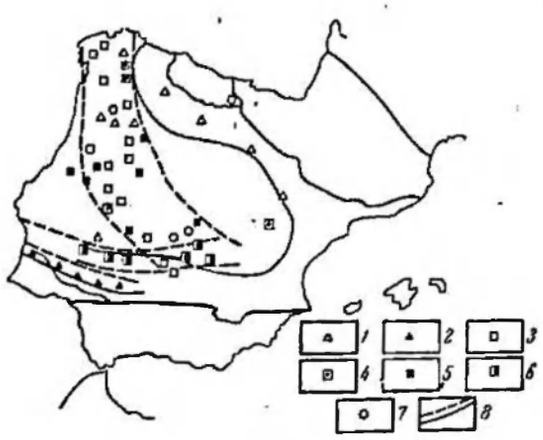
Формация железорудных месторождений является наиболее древней. Месторождения этой формации залегают в нижнесилурийских сланцах и принадлежат к типам оолитовых железных руд и метаморфических железистых кварцитов; известны они на территории Португалии (Гуадрамила, Монкорву, Вила-Кова-де-Маран) и Испании (Луго и др.). В первом случае месторождения представлены интенсивно складчатыми и нарушенными разрывами железистыми кварцитами с гематитом, а во втором — оолитовыми железными рудами. Так, месторождение Гуадрамила, расположенное в северо-восточной части Португалии, представлено пластом сидерита, преобразованного вблизи поверхности в лимонит. Общие запасы руды 5,5 млн. *т*, из них сидеритов — 4,5 млн. *т* при среднем содержании железа 40%. В Северо-Западной Испании в районе Астурии, где развит ряд месторождений оолитовых железных руд, их запасы достигают 500 млн. *т*, из них богатых с содержанием около 50% железа — 35 млн. *т*. На территории Испании варисские железорудные месторождения известны также в Иберийских горах и ряде других мест (рис. 40). Некоторые из них эксплуатируются. Общие достоверные запасы палеозойских железных месторождений Испании достигают 1500 млн. *т* руды.

Формации медно-серноколчеданная и марганцевая сосредоточены в западной части зоны Сьерра-Морена вдоль полосы длиной 250 *км* при ширине 30 *км*, сложенной палеозойскими вулканогенными породами и вытянутой от округа Севилья в Испании до Альметеко в Португалии (см. рис. 40). При этом в пределах Испании развиты главным образом медноколчеданные месторождения, тогда как в Португалии в аналогичной геологической обстановке распространены марганцевые рудообразования. Крупные месторождения медноколчеданных руд известны со времен глубокой древности. Они отрабатываются уже в течение почти 3000 лет, разработку их начали еще финикийцы и римляне. Наиболее крупными месторождениями меди в Испании являются Рио-Тинто, Тарсис и Буитрон.

Главное месторождение Рио-Тинто состоит из линзовидных пластообразных рудных залежей, наиболее значительные из которых — Сан-Диомиско и Сур — имеют в длину свыше 1000 *м* при громадной мощности — до 275 *м*. Руды на 85—90% сложены массивными выделениями пирита, реже обладают вкрапленной текстурой, в массе пирита отмечаются вкрапленности халькопирита, сфалерита и реже блеклых руд и галенита. Содержание меди от 4—5 до 1,5%; цинк, свинец, висмут, селен, теллур и мышьяк в сумме составляют 1%. Иногда в промышленных количествах присутствуют золото и серебро. Жильные минералы представлены кварцем, баритом и сидеритом. Запасы месторождения составляют около 500 млн. *т* руды, что равно половине зарубежных запасов колчеданных руд. Рио-Тинто относится к крупнейшим колчеданным месторождениям мира, в течение многовековой отработки на нем добыто около 5 млн. *т* меди и, по-видимому, столько же еще осталось в недрах. Рудные залежи приурочены к вулканогенной толще девона, испытавшей интенсивную пропилитизацию — породы серицитизированы, хлоритизированы и пиритизированы.

К северу от Рио-Тинто медноколчеданные месторождения известны в районе Кальвер. Здесь развиты песчаники и аргиллиты формации Гранд-Грев, вмещающие дайки кварцевых порфиров и штоки диоритов. Последние контролируются зоной сбросов. Медная минерализация приурочена к брекчированным породам, представляющим собой обломки окремненных аргиллитов, погруженных в кремнистый цемент. Оруденение сопровождается гребенчатым кварцем, аметистом и гематитом, развита интенсивная пиритизация и пропилитизация. Обильные на глубине выделения халькопирита вблизи поверхности почти полностью выщелочены. Брекчии образованы вдоль сбросовых зон в результате тектонических подвижек, а также под влиянием оползневых явлений на берегу раннедевонского моря (Love, 1964). В первом случае брекчирование обязано своим происхождением внедрению интрузивных пород (брекчиевые трубки), а во втором мы имеем дело с согласными горизонтами рудоносных брекчий. В районе имеются проявления

Рис. 40. Схема размещения главных месторождений Иберийской провинции



Месторождения рудных формаций: *1* — железорудной, *2* — медно-серноколчеданной и марганцевой, *3* — кварц-касситерит-вольфрамитовой, *4* — золоторудной, *5* — урановой, *6* — кварц-галенит-сфалеритовой, *7* — телетермальных галенит-сфалеритовой и ртутной, *8* — границы главных рудных поясов

также скарново-медных руд, фиксирующихся вдоль тектонических нарушений.

Г. Шнейдерхён (1958) относит месторождение Рио-Тинто к среднетемпературным гидротермальным образованиям. Х. Офтедаль (Oftedahl, 1958) первый высказал мнение о принадлежности его к эксгаляционно-осадочному типу и связи с девонским вулканизмом. Длительное время месторождение изучал Д. Вильямс, ранее относивший его к гидротермальным, а в последнее время пришедший к выводу о связи оруденения с вулканизмом (Williams, 1962). По его мнению, в висячем боку рудных залежей развиты не интрузивные породы, как предполагают многие исследователи, а риолитовые лавы и пирокластические образования, возникшие до складчатости и развития кливажа. Он установил наличие постепенных переходов от риолитов к туфам и сланцам. Оруденение обычно распространено в вулканических породах и их туфах, с которыми местами переслаивается. На основании этих фактов месторождение можно, вероятно, отнести к вулканогенно-осадочному типу. Однако в этом случае необходимы дополнительные исследования новых медных проявлений, обнаруженных в районе Кальвер.

Продолжение колчеданной зоны к западу на территорию Португалии выделяется под названием пирротинового пояса Алентежу (см. рис. 40). Он протягивается на 120 *км* в длину до рудника Сан-Доминго на берегу Атлантического океана. Пояс сложен палеозойскими сланцами и граувакками, переслаивающимися с порфирами и диабазами. Наряду с пирротиновыми здесь встречаются месторождения марганца, которые обнаруживают тесную связь с порфирами. На контакте последних со сланцами фиксируются согласные пластообразные залежи. По данным Ф. Н. Сильва (Silva, 1956), они сложены окислами и карбонатами марганца, ассоциирующимися с яшмой и кварцем при подчиненном количестве других рудных минералов. Характерно присутствие ксенолитов гидротермально измененных сланцев.

Форма рудных тел преимущественно жильная, линзообразная, причем линзы вытянуты в виде цепочки, будучи разделены участками безрудной яшмы. Длина крупных линз достигает сотен метров при мощности 10 *м* и более. Такие линзы содержат тысячи тонн руды. Вместе с тем они обычно выклиниваются на глубине до 60 *м*. Добыча на месторождениях неравномерная — от 4 до 13 тыс. *т* руды в год с содержанием в среднем 42% марганца.

В раннеорогенную стадию развития геосинклинальных зон Иберийского орогена, когда происходило внедрение крупных масс гранитов и широко проявилась постмагматическая гидротермальная деятельность, образовались месторождения ряда рудных формаций. Среди них выделяются следующие главные группы: 1) грейзеновые и жильные кварц-касситерит-вольфрамитовые; 2) кварц-золото-сульфидные; 3) урановые разных формаций; 4) жильные кварц-галенит-сфалеритовые.

Формация кварц-касситерит-вольфрамитовых месторождений Иберийского полуострова подразделяется на две субформации: 1) грейзеновую и пегматитовую вольфрамит-касситеритовую и 2) жильную гидротермальную высокотемпературную кварц-касситерит-вольфрамитовую. Месторождения распространены в Северной Португалии и Центральной Испании в пределах Галисийской зоны и Иберийской месеты, будучи приуроченными к полосе кристаллических сланцев, интрудированных варисскими гранитами. Полоса эта протягивается с северо-запада Испании к Галисии в меридиональном направлении через Португалию к долине р. Гвадалквивир, образуя выгнутую к западу дугу длиной 800 *км*. Месторождения расположены в зонах эндо- и экзоконтактов гранитных массивов (Ahlfeld, 1954).

Наиболее благоприятны для оруденения небольшие купола альбитизированных мусковитовых гранитов, обычно содержащих турмалин. Месторождения представлены микроклин-мусковитовыми пегматитами, грейзеновыми зонами, кварцевыми жилами мощностью 0,7—2 *м* и штокверками, сложенными кварцем, слюдой, топазом и полевым шпатом, содержащими касситерит, вольфрамит, берилл, шеелит, гельвин, бертрандит, висмутин, ванадиевые и урановые минералы, а также сульфиды меди, свинца, цинка и мышьяка.

В Испании находятся месторождения Монтес-де-Галисия, Санта-Комба (где жила Кармен имеет длину свыше 1 *км*). Ла-Импесада, Ла-Фенисия, Мармолехо, Тодос-лос-Сантос и другие, а в Португалии — Боралья, Панашкейра, Матта-да-Райна и др. В испанских месторождениях преобладает олово, а в португальских — вольфрам. Обычно содержание первого 1%, а второго — до 1,5%.

Наиболее крупным в Европе является португальское месторождение вольфрама Панашкейра, залегающее в альгонкской толще граувакк и кварцитов, прорванной мусковитовыми гранитами. Последние в зоне эндоконтакта интенсивно грейзенизированы, окварцованы и турмалинизированы. Рудные тела представлены линзовидными кварцевыми жилами, содержащими в порядке убывания мусковит, вольфрамит, касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит, сфалерит, пирротин, висмутин, висмут, галенит, станнин, тетраэдрит, рутил, апатит, циркон, золото и некоторые радиоактивные минералы. Вольфрамит резко преобладает над касситеритом, но с глубиной количество последнего заметно возрастает. Сульфиды развиты главным образом на периферии жильной зоны, включающей ряд рудных жил (Bloot, Wolf, 1953).

В провинции Кордова выделяется рудный район Лос-Педрочес, изученный Т. Е. Маркуэцем (Marquets, 1966). Развитые здесь сланцевые толщи среднего девона — нижнего карбона прорываются крупным батолитом, имеющим в плане эллиптическую форму. Состав его варьирует от среднего до кислого. С гранитоидами связаны дайки порфиров, секущие его в поперечном направлении. По мнению Т. Е. Маркуэца, с гранитами генетически связаны четыре группы месторождений: магматические (ильменит, монацит), пегматитовые (вольфрам, уран), пневматолитовые (олово, вольфрам, висмут), гидротермальные (медь, висмут, никель, кобальт, свинец, ванадий, серебро, золото, сурьма). Месторождения зонально расположены по отношению к батолиту, в центральной части которого две первые группы образуют пояс, параллельный его длинной оси.

Формации золоторудных месторождений на Иберийском полуострове достаточно многочисленны и разнообразны. Их можно подразделить на различные группы: 1) собственно золоторудные и 2) месторождения, в которых золото выступает в качестве попутного элемента. Другим принципом подразделения может служить возраст минерализации (золото, образованное в разные стадии варисской эпохи, а также в альпийское время).

К олово-вольфрамовой полосе приурочены палеозойские месторождения золота в Галисии (Кастро, Альборес, Вильвор, Монфорте) и Иберийской месете (Хандране). Они представлены кварцевыми жилами, залегающими в кембрийских и силурийских сланцах мощностью 0,1—0,5 *м* при содержании 15—40 *г/т* золота. С золотом часто ассоциируются выделения арсенопирита.

Урановые месторождения различных формаций по одним данным связаны с более высокотемпературными рудообразованиями, вокруг которых они располагаются; в соответствии с другим мнением урановая минерализация здесь значительно моложе гранитоидного магматизма и связана с более поздними дайками основных пород пермского возраста.

К. Ф. Дэвидсон (Davidson, 1960) считает, что в Англии (Корнуэлл), Франции, Испании, Португалии и ФРГ (Шварцвальд) урановые месторождения различных типов связаны с гранитами. Вместе с тем возраст последних 230—310 млн. лет, тогда как возраст смоляной руды — 157—70 млн. лет, что он объясняет омоложением оруденения в результате гидротермальной переработки рудных тел в позднепермское или раннетриасовое время.

Всего в Испании и Португалии свыше чем на 400 радиоактивных аномалиях вскрыта коренная урановая минерализация. Эти проявления сосредоточены большей частью на плоскогорье Сьерра-де-Эстадельа (Португалия) и в рудных районах Испании — Сьерра-Альбарана, Альбола, Мопестерьо, Хаэн, Кордова и др. (Перес, 1959 и др.).

Здесь устанавливаются следующие основные типы месторождений: 1) урановосные жилы, сложенные яшмой, халцедоном и сульфидами железа; 2) зоны дробления в гранитах с рудоносными кварцевыми жилами; 3) жилы дымчатого кварца с торбернитом, оттенитом, урановой смолкой, галенитом и сфалеритом; 4) брекчиевые зоны в гранитах с урановой смолкой; 5) дайки изверженных пород основного состава в гранитах с вкрапленностью урановых минералов; 6) вкрапленность урановых минералов в гнейсах, кристаллических сланцах и гранитах. По состоянию на 1961 г. здесь изучено около 50 месторождений, из них 33 на территории Португалии с запасами 6500 *т*, из которых за период 1949—1952 гг. добыто 1325 *т* урана.

В последующие годы в связи с открытием новых богатых месторождений как в древних метаосадочных породах, так и в контактовой зоне герцинских гранитов добыча урановых руд в Португалии значительно увеличена. Так, только на месторождении Сеньора-ду-Фонтиш в период 1955—1965 гг. было извлечено 6 тыс. *т* восьмиокиси урана. Не менее крупным является месторождение Низа в районе Порталегри, занимающее площадь 5×1 *км*. Отмеченные богатые месторождения расположены в доордовикских сланцах, превращенных в гнейсы на контакте с гранитами. Урановая смолка ассоциируется с пиритом и халькопиритом; до глубины 40—60 *м* обычно развиты вторичные урансодержащие минералы. Рудные тела представлены жилами, реже штокверковыми зонами.

До последнего времени наиболее крупным на Иберийском полуострове считалось месторождение Уржерика, расположенное в северной части Центральной Португалии, где обнажается массив крупнозернистых порфировидных микроклин-мусковитовых гранитов с апатитом, турмалином и бериллом. Крутопадающие меридиональные рудные жилы приурочены к диабазовым дайкам, рассекающим граниты. Вмещающие породы испытывают вблизи этих жил на расстоянии до 3 *м* характерное изменение (красные полевые шпаты, зеленый серицит, глинизация и т. д.). Жильное выполнение состоит из кварца, аметиста и яшм; жилы содержат пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, урановую смолку и гематит. Мощность жил, часто имеющих линзообразную форму, 0,5—2 *м*. Урановое оруденение прослеживается до глубины 260 *м* при среднем содержании восьмиокиси урана в рудах 0,5%, раньше на глубине 40 *м* добывались руды с содержанием 5% урана (Домарев, 1956).

Аналогичные месторождения обнаружены и в Северной Португалии, где они в настоящее время эксплуатируются в Гуарда, Визеу и Транкозу. Здесь рудные тела содержат также касситерит и вольфрамит, мощность жил 0,3—1 *м*, расстояние между ними 50 *м*.

В Испании у границы с Португалией, в провинциях Саламанка и Самора, начата отработка ряда перспективных месторождений, в частности Вальденасканьо и Ла-Эсперанса с преимущественно кварц-полиметаллическим составом рудных жил. Аналогичные место-

рождения известны также в рудных районах Хаэн, Толедо, Бадахос, Альбола, Альбукерке и др.

В провинции Хаэн у восточной периферии гранитного батолита Лос-Педрочес расположена крупная ураноносная жильная зона Ля-Виржен. В ее пределах уранинит и коффинит заполняют трещины в брекчированном гранодиорите на контакте жил апатита и андезитового порфирита. Помимо радиоактивных минералов установлены сульфиды железа и меди, жильными являются кварц и кальцит. Месторождение относится к низкотемпературным.

В 1960 г. в провинции Бадахос радиоактивные минералы были обнаружены на контакте массива диорит-монцонитового состава с кембрийскими известняками. Это первое в Испании высокотемпературное урановое рудопроявление представлено, по описанию А. Аррибас (Arribas, 1962), скоплениями уранинита и акантита. Последние концентрируются в скарновой породе, сложенной диопсидом в промежутках между залежами магнетита. Вероятно, геологическая обстановка в данном округе была мало благоприятна для образования значительного уранового месторождения.

Формация жильных кварц-галенит-сфалеритовых месторождений Иберийского полуострова, которые образуют полиметаллический пояс в центральной части зоны Сьерра-Морена, относилась нами ранее (Твалчрелидзе, 1964) к поздней стадии. Между тем, с одной стороны, наблюдаются переходы от олово-вольфрамовой минерализации к существенно сульфидной (через касситерит-сульфидную формацию), а с другой — урановое оруденение наложено как на олово-вольфрамовое, так и на полиметаллическое. Все это обосновывает отнесение этой формации к орогенным рудным образованиям варисской эпохи, как это имеет место для полиметаллических месторождений Рудных гор, Шварцвальда и Сардинии.

Полиметаллический пояс протягивается в северо-западном направлении от верховьев р. Гвадалквивира почти до средней части Южной Португалии, где оруденение постепенно затухает. На северном склоне кряжа Сьерра-Морена развиты месторождения Пеньярроя, Берлана, Костуэра, Оранко, Гвадалканал- и другие — в Испании и Дуро, Кама-Вуга и Вила-Реал — в Португалии, являющиеся переходными от расположенных севернее оловянно-вольфрамовых месторождений Лузитано-Галисийской зоны к галенит-сфалерит-арсенопиритовому типу минерализации Сьерра-Морены. Рудные жилы часто имеют четковидную структуру рудных столбов, обладают сложным составом, при котором кварц-сфалерит-галенит-халькопиритовые руды содержат минералы висмута, никеля, кобальта, урана, золота и сурьмы. Запасы месторождений только в пределах Португалии оцениваются в 700 тыс. *т* свинца и столько же цинка (Гимараэнс Дос Сантос, 1951).

В центральной части полиметаллического пояса Сьерра-Морена наиболее крупными являются рудные узлы Линарес и Ла-Каралина, в рудах которых преобладают серебросодержащий галенит (180—300 *г/т* серебра), сфалерит, пирит и арсенопирит. Кварцеворудные жилы залегают в гранитах, где отдельные из них имеют очень крупные размеры, протягиваясь до 13 *км* по простиранию и 500 *м* на глубину при мощности 1,5—5,0 *м*. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом; жильные — кварцем, кальцитом, сидеритом и баритом. На различных месторождениях содержание серебра в галените варьирует в пределах 180—3000 *г/т*. Эти значительные по масштабам месторождения издавна интенсивно эксплуатируются и сейчас многие из них полностью отработаны.

Рудопроявления позднеорогенной стадии варисской металлогенической эпохи на Иберийском полуострове представлены, по-видимому, также

достаточно широко и объединяют ряд рудных формаций.

Формация телстермальных барит-галенит-сфалеритовых месторождений Северной Испании расположена к югу от г. Таррелавега. Месторождения залегают вдоль трех крупных тектонических зон смятия в карбоновых известняках. В Северной Португалии среди кембрийских и силурийских сланцев к югу от Порто на площади 10×2,5 *км* развиты различно ориентированные кварцевые жилы антимонита и самородного золота, а также некоторых сульфидов. Содержание в руде золота 12 *г/т*, серебра 32 *г/т*, сурьмы около 6% и цинка 1,6% (Vic, 1958). Очевидно, подобный тип оруденения распространен более широко.

Многие проявления урановой минерализации, в частности ассоциирующиеся с дайками основных пород или представленные в ассоциации с баритом, опалом, халцедоном и гематитом, также относятся к рудообразованиям позднеорогенной стадии варисской эпохи. В таком случае установленный К. Ф. Дэвидсоном (Davidson, 1960) значительно более молодой возраст урановой смолки, чем вмещающих гранитов, находит естественное объяснение.

Формация ртутных месторождений представлена самым крупным в мире месторождением Альмаден, расположенным в Испании на северных отрогах гор Сьерра-Морена в западной части провинции Сьюдад-Реаль, в 200 *км* к юго-западу от Мадрида. Район месторождения сложен нижнепалеозойскими кластическими породами — глинистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, известняками и диабазовыми туфами. Они интенсивно дислоцированы, сложены в крутые складки и нарушены многочисленными разрывами. На участке месторождения породы имеют крутое, иногда вертикальное падение. В южной части района обнажены ордовикские кварциты, слагающие толщу мощностью 270 *м*. Они перекрываются верхнеордовикскими песчаниками, глинистыми сланцами и кварцитами. Выше следуют силурийские граптолитовые сланцы с прослоями песчаников и кварцитов. К верхней части этой толщи, сложенной кварцитами, глинистыми сланцами и покровами диабазов, и приурочено оруденение. Рудовмещающая толща перекрывается белыми кварцитами и известняками девона. В этих породах к северу от месторождения залегают диабазы и кварцевые порфиры.

На участке месторождения, часто в непосредственной ассоциации с киноварным оруденением, развиты своеобразные экзотические образования, состоящие из обломков магматических и осадочных пород. Они названы по своеобразному рисунку «монашеским камнем». Ч. Ф. Парк и Р. А. Мак-Дормид (1966) склонны относить их к выполнениям трубки взрыва, имеющей сравнительно молодой возраст. Изверженные породы и «монашеский камень» некоторыми исследователями датируются третичным возрастом, хотя никакого видимого основания для этого нет.

Оруденение киновари отмечается в трех пластах кварцитов нижнесилурийского возраста, на верхних горизонтах разобщенных пачками углистых сланцев мощностью от 10 до 50 *м*: на нижних горизонтах рудоносные кварциты, по-видимому, сливаются. Рудоносные кварциты падают вертикально либо под углом до 70° на север. В направлении с юга на север протягиваются следующие рудные тела с соответствующей мощностью: южное — Сан-Педро-Сан-Диего (5.5—12 *м*), среднее — Сан-Франциско (3 *м*) и северное — Сан-Николас (3,5 *м*). Длина их по простиранию варьирует от 180 до 350 *м*. Наиболее богатая минерализация сосредоточена в центральной части рудоносных пластов, где распространяется по мощности от 1 до 3 *м* при среднем содержании около 6%.

Руда сложена главным образом киноварью, в подчиненных количествах присутствуют пирит, метациннабарит и самородная ртуть. Жильные минералы представлены

кальцитом, кварцем, доломитом, баритом и цеолитом из группы натролита.

Наиболее богатое оруденение и крупные запасы наблюдаются в южном пласте, где киноварь образует сплошные скопления и прослойки вдоль плоскостей напластования кварцитов. Иногда содержание ртути здесь повышается до 15—20%. В других пластах киноварь выполняет поры и трещины в кварцитах, образуя вкрапленность и прожилки при среднем содержании около 2% и ниже.

Промышленное оруденение устанавливается на глубинах свыше 700 *м*. Пачка рудоносных кварцитов прослежена почти на 20 *м* по простиранию и на всем этом протяжении на поверхности отмечается спорадическая вкрапленность киновари. Горные и разведочные работы сосредоточены в центральной части этой полосы, а фланги остаются мало изученными.

Месторождение эксплуатируется систематически с 1499 г.; суммарная продукция рудников оценивается в 240 тыс. *т* ртути при среднем содержании металла в добытой руде 5,5—6%. В настоящее время отрабатываются руды с содержанием 0,9—6% ртути с производительностью 1700—2000 *т* ртути в год. При таком масштабе добычи месторождение обеспечивает горные работы еще по крайней мере на 100 лет.

Мнения исследователей о генезисе и возрасте минерализации расходятся. По одним данным месторождение связано с палеозойскими гранитоидами, по другим — с кварцевыми порфирами третичного возраста. Существует даже представление о сингенетичности оруденения с силурийскими осадками. Вероятно, поиски конкретных изверженных пород, с которыми можно уверенно связывать оруденение, безрезультатны. Месторождение по всем признакам (вещественный состав, морфология, глубинность оруденения и др.) следует отнести к телетермальному типу. Что касается его возраста, то геотектоническое положение месторождения в области завершенной варисской складчатости, где отсутствуют явно установленные молодые геологические структуры и магматические проявления, свидетельствует об образовании его в позднеорогенную стадию герцинской эпохи (предположительно в пределах пермь — триас).

Ртутные месторождения в самое последнее время были обнаружены и в Астурии на севере Испании. В провинции Сьюдад-Реаль известно и сурьмяное оруденение на месторождении Альмудриаль. Здесь развиты зоны дробления, в которых обнаруживаются вкрапленная и гнездовая минерализация антимонита и серебросодержащего галенита.

ВЫВОДЫ

Эпигерцинская Европейская платформа делится на две складчатые системы: Центрально-Европейскую и Иберийскую. Каждая из них характеризуется симметричным размещением слагающих их тектонических зон вокруг Центрального поднятия (Молданубская зона). При этом наиболее древние образования осевых частей последовательно окаймляются геоантиклинальными зонами гранитоидного типа (Саксотюрингская зона), сменяющимися к периферии базальтоидными геосинклиналями (Реногерцинская зона) и внешними зонами краевых прогибов (Субварисская зона).

В соответствии с главными геологическими циклами выявляются ассинтская, варисская и условно-альпийская металлогенические эпохи Средней Европы. Месторождения ассинтской эпохи в значительной степени редуцированы в процессе

последующих варисских тектонических движений (Лаффит, 1969). Они представлены проявлениями минерализации магматического типа (Cr, Ni, Fe, Cu и др.) в связи с офиолитовым магматизмом, метаморфическими (первично вулканогенно-осадочными) месторождениями железных руд, а также реликтами редкометальной минерализации (W, Sn, Be и др.), связанной с гранитоидным магматизмом. Альпийские месторождения относятся к платформенному типу (Fe, Pb, Zn, Cu, Nb, Ta, алмазы, флюорит и др.). В связи с этим главными для Средней Европы являются эндогенные месторождения варисской металлогенической эпохи (Fe, Cu, Pb, Zn, Sn, W, U, Hg и др.).

Главные тектонические зоны Европы одновременно являются и зонами металлогеническими. Особенно отчетливо специфические особенности магматизма и металлогении проявляются в их пределах в периоды геосинклинальной и раннеорогенной стадий варисского цикла.

Рудные месторождения геосинклинальной стадии представлены двумя группами формаций: с одной стороны, это скопления шамозитовых руд в древних отложениях ордовика и силура, а с другой — вулканогенно-осадочные колчеданные и железорудные месторождения. Различия между этими двумя группами не только возрастные и генетические. Весьма существенна также закономерная приуроченность второй группы к девонским вулканогенным отложениям Реногерцинской (и соответствующей ей Восточно-Судетской) зоны и зоны Сьерра-Морена, тогда как шамозитовые месторождения размещаются в нижнепалеозойских отложениях различных зон (Молданубской, Саксотюрингской, Лузитано-Галисийской и др.).

Колчеданные месторождения Реногерцинской зоны (Мёгген, Раммельсберг и др.) образовались одновременно с железорудными типа Лани-Дилль. Поэтому вызывает естественный интерес решение вопроса о причинах возникновения в связи с единым подводным девонским геосинклинальным вулканизмом в одном случае залежей железа, почти лишенных сульфидов, а в другом — залежей сульфидов, почти лишенных окисных соединений железа.

Очевидно, в данном случае характер рудной минерализации определяется режимом бассейна осадконакопления. На участках морского дна, где в силу физико-географических его особенностей преобладал окислительный режим, из поступающих вулканогенных эксгаляций отлагались окисные руды железа, а в среде, благоприятной для сероводородного брожения и, в частности, для развития бактерий цикла серы (т. е. на границе зон окислительной и восстановительной), первоначально отложились серноколчеданные руды На последние в дальнейшем наложились поствулканические металлоносные гидротермальные растворы; взаимодействие последних с колчеданными залежами обусловило выпадение в осадок сульфидов металлов.

Окисные руды железа являлись неблагоприятной средой для образования труднорастворимых соединений металлов, вследствие чего гидротермальной деятельности, повступали с ними в реакцию. При этом стадия первоначального отложения руд осадочным путем на дне моря и стадия облагораживающей гидротермальные растворы и не видимому, были значительно оторваны во времени. Вследствие этого нужно полагать, что вторая стадия проявилась не на дне моря, а на известной глубине, обеспеченной продолжавшимся накоплением осадков, захоронивших первичные колчеданные пластообразные залежи. Именно такой механизм образования некоторых колчеданных месторождений В. И. Смирнов (1967) предложил для сланцевой зоны Большого Кавказа.

Раннеорогенная стадия развития наиболее отчетливо проявилась в Саксотюрингской зоне и ее аналогах (Лузитано-Галисийской, в Запад-

ных Судетах, Северной Сардинии, Корсике). С этим периодом (судетская и астурийская фазы складчатости) совпадает внедрение крупных массивов гранитов, захватывающих также и Молданубскую зону, испытавшую очередное воздымание.

С синорогенным гранитоидным магматизмом связаны месторождения ряда формаций, образующих последовательно сменяющие друг друга зоны. Зональность рудных месторождений проявлена в отношении выходов гранитных массивов, главным образом их апикальных выступов, и в значительной степени завуалирована наложением на ранние высокотемпературные месторождения более поздних, низкотемпературных. Последние зачастую обнаруживают связь не с раннеорогенным магматизмом, а с позднеорогенным субсеквентным вулканизмом.

Данное обстоятельство позволяет предположить совпадение в пространстве гранитного магматизма и субсеквентного вулканизма. Г. Штилле (1964$_3$), подметивший эту особенность, конечно вне связи с размещением рудных месторождений, объяснил ее общностью глубинных магматических (палингенных) очагов, питавших как гранитоидный магматизм, так и субсеквентный вулканизм. Учитывая сравнительно небольшой разрыв в возрасте (вулканиты развиты в отложениях верхнего карбона и главным образом нижней перми), такое допущение вполне реально. В свое время оно давалось нами на основе материала по месторождениям Кавказа, связанным с молодым наземным вулканизмом (Твалчрелидзе, 1965).

Месторождения кварц-касситерит-вольфрамитовой формации, пятиэлементной формации, барит-флюоритовые, серебросодержащие кварц-галенит-сфалеритовые, карбонат-настурановые и урановосные кварц-гематитовые характерны только для варисской Европы и почти не повторяются в сопредельных с ней областях. Эти месторождения приурочены почти исключительно к Саксотюрингской зоне и ее аналогам, не переходя, за некоторым исключением, в Молданубскую зону, хотя здесь широко развиты варисские гранитоиды.

В Реногерцинской зоне с «продленным начальным магматизмом» диабазового состава ассоциируются жильные месторождения железа, цветных и благородных металлов. Они, по-видимому, охватывают весьма значительный возрастной диапазон и если на окраине Рейнских сланцевых гор не выходят за пределы девона, то в Гарце являются значительно более молодыми. Для них характерно обилие железа, повсеместно сопровождающего в составе сидерита месторождения цветных металлов раннеорогенной стадии данной металлогенической зоны.

В позднеорогенную стадию варисской эпохи образовались две различные группы формаций. Первая из них унаследованно связана с металлогенической эволюцией предыдущей стадии. К ней относятся жильные формации цветных, редких и радиоактивных металлов, месторождения которых слагают внешние ореолы зональных рядов рудных районов (кварц-галенит-сфалеритовые, гематит-барит-настурановые и др.).

Вторая группа формаций не имеет видимой связи с предшествующей металлогенической эволюцией и несогласно наложена на более ранние структуры. Именно с этой группой, объединяющей медистые сланцы и свинцово-цинковые месторождения в доломитах, связаны наиболее крупные в Европе концентрации металлов.

В Западной Европе металлогеническая зональность, характеризующая варисскую эпоху и выраженная железорудными, медноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями Реногерцинской зоны и олово-вольфрамовой минерализацией Саксотюрингской зоны, затушевана, с одной стороны, древними рудопроявлениями ассинтской эпохи, а с

другой — наложенными позднегерцинскими и постгерцинскими месторождениями.

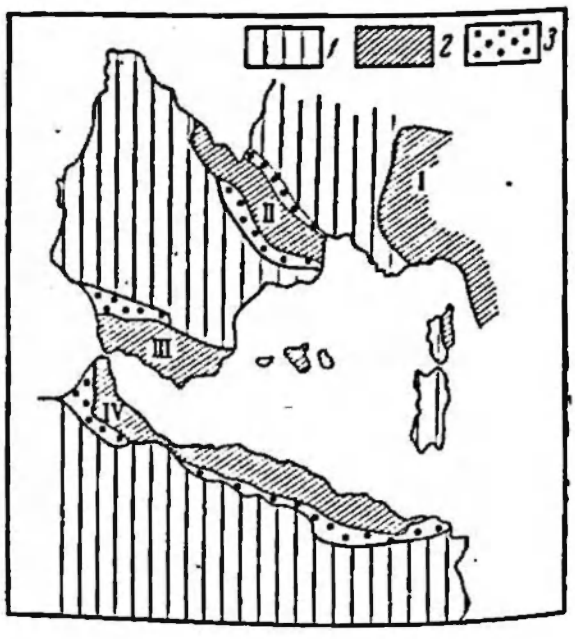
В пределах Европейской области широкое развитие имеют «аномальные» рудные формации, в месторождениях которых совместно присутствуют металлы различных геохимических связей (пятиэлементная, медно-оловянная и др.). Обычно они расположены в районах распространения древних пород офиолитовой формации. Такими являются серпентиниты мыса Лизард в Корнуэлле, амфиболиты Рудных гор, гипербазиты Португалии и т. д. Таким образом, по-видимому, участие проявлений основной или ультраосновной магмы в строении рудных районов данного типа является обязательным. Отсюда следует естественное предположение, что образование отмеченных месторождений обязано не только кислой магме, с которой геохимически связан уран, но и более древним (а в отдельных случаях — более молодым) основным породам, обеспечившим присутствие в рудной массе элементов базальтоидного происхождения (железо, кобальт, никель, серебро, цинк, медь).

Западно-Средиземноморская металлогеническая область

Эта обширная область охватывает две самостоятельные, изолированные друг от друга альпийские металлогенические провинции — Пиренейскую и Атласско-Андалузскую. Вторая из них распространена на столь значительной площади, что может быть выделена в качестве самостоятельной металлогенической области. Пиренеи представляют собой парагеосинклиналь, наложенную на герцинский складчатый фундамент, а Атласско-Андалузская геосинклинальная система образовалась в результате регенерации геосинклинального режима в пределах герцинского Марокканского орогена, выделенного Г. Штилле, причем она выходит за его пределы как в северном, так и в южном направлении, накладываясь на сопредельные части Иберийской эпигерцинской платформы и древней Африканской платформы.

Герцинские структуры Иберийской системы, заключенные между альпийскими складками названных двух провинций, не следует относить к срединному массиву, как это допускалось нами ранее (Твалчрелидзе, 1964). Они четко отделены от Пиренеев краевым прогибом Эбро, а от Андалузии краевым прогибом Гвадалквивир, что не позволяет данную часть эпигерцинской платформы включать в состав альпийской области (рис. 41).

Рис. 41. Схема размещения структур в Западно-Средиземноморской области



1 — эпипалеозойские и более древние платформы; 2 — альпийские складчатые сооружения; 3 — краевые прогибы

Главные геологические структуры (номера на схеме): I — Альпы, II — Пиренеи, III — Бетские Кордильеры, IV — Тель-Атлас

ПИРЕНЕЙСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Пиренеи представляют собой симметричную структуру, в ядре которой выступают герциниды, обрамленные с севера и юга последовательно мезозойскими породами и палеогеновыми краевыми прогибами. В связи с этим в них отчетливо выделяются палеозойская осевая зона, Северо- и Южно-Пиренейские мезозойские зоны и соответственно Северный и Южный краевые прогибы. Эта система является герцинским сооружением, омоложенным в альпийское время. В. В. Белоусов (1962) относит ее к категории парагеосинклиналей, а Е. В. Павловский (1965), так же как некоторые французские геологи (Х. Термье и др.), считает, что в мезозое и кайнозое Пиренеи пережили длительный этап орогенного развития и, таким образом, вообще не относятся к альпийской геосинклинальной области. Такого рода представления вряд ли соответствуют действительности, так как в Пиренеях представлены типично геосинклинальные осадки мезозоя.

Крупные разломы Европейского континента возникли в конце герцинского цикла, а несколько позднее вдоль них сформировались геосинклинальные прогибы. Мысль о наличии крупных позднегерцинских разломов внутри Европы была высказана А. Дю-Тойтом и С. Кэри; позднее она была подтверждена данными палеомагнитных и геотектонических исследований, устанавливающих пермский возраст разломов (Маттауэр, 1966). Современным морфологическим выражением древнего сдвига служит Северо-Пиренейский глубинный разлом, активные движения вдоль которого сопровождали всю альпийскую историю развития системы. Крупные перемещения масс вдоль разлома доказываются также Л. У. де Ситтером (1960).

Первые признаки послегерцинских погружений Пиренейской зоны местами обнаруживаются в раннем триасе, континентальные отложения которого достигают 1000 *м* мощности. Далее четко выражена трансгрессия лейасового моря, а в позднем мелу погружение достигло апогея, о чем свидетельствуют осадки апта и альба мощностью свыше 3 *км* и сенона — 2 *км*. Зоны прогибов ограничивались разломами; осадки преимущественно терригенные с резкой сменой фаций от сланцев к конгломератам и известнякам. Вулканизм незначителен и выражен излияниями диабазов в среднем триасе, накоплением туфов в рэте и базальтов — в альбе и сеномане. Наиболее молодыми в Пиренеях являются молассовые осадки олигоцена.

За это время происходило несколько фаз складчатости: 1) между мелом и палеогеном, когда проявилась интенсивная складчатость, метаморфизм и внедрение вдоль Северо-Пиренейского разлома лерцолитов и сиенитов; 2) пиренейская фаза позднеэоценового возраста захватила все Пиренеи, кроме внешних зон; 3) олигоценовая складчатость, проявившаяся в краевых прогибах. После этих фаз фиксируется общее поднятие Пиренеев.

Осевая палеозойская зона Пиренеев сложена герцинидами, выступающими также в виде изолированных массивов среди мезозойских пород Северо- и Южно-Пиренейской зон. Древние породы представлены, по данным М. Кастераса (1964), тремя комплексами: кристаллическим, метаморфическим и неметаморфизованным. Первый относится к докембрию; он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами и метасоматическими гранитами. Общая видимая мощ-

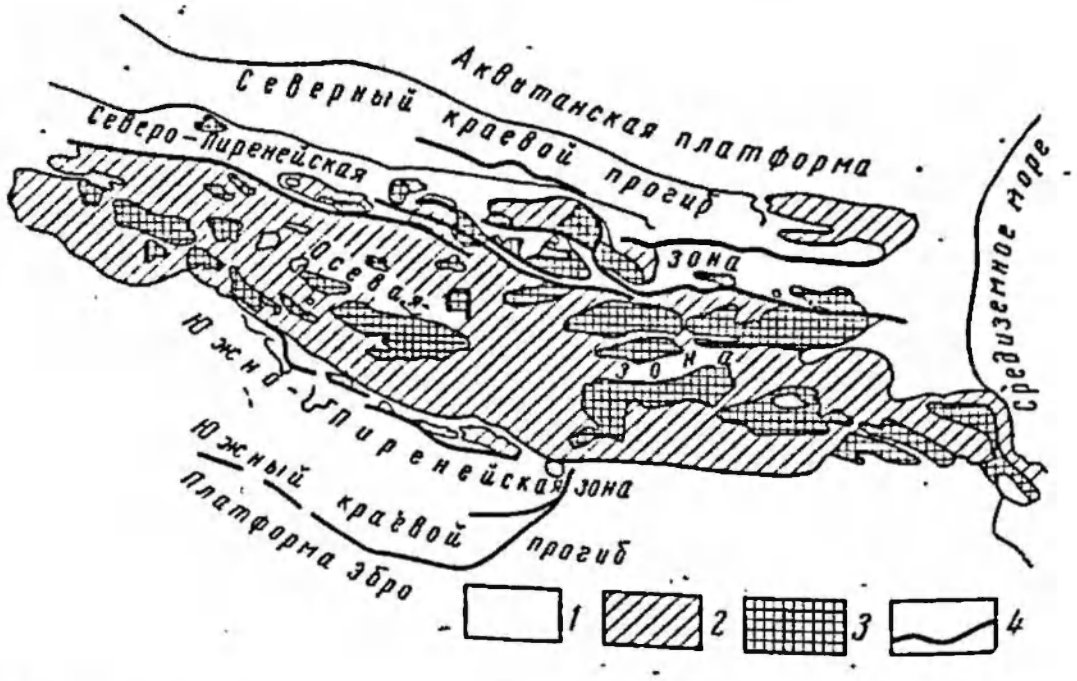
ность пород около 3 *км*. Инфрапалеозойский метаморфический комплекс мощностью 4 *км* состоит из двух серий — Канавей (филлиты, серицитовые сланцы, мраморы) кембрийского возраста и Жюзоль (кварциты, конгломераты) ордовикского возраста.

Комплекс неметаморфизованного палеозоя охватывает осадки от карадока до среднего карбона. Это в основном граувакковые сланцы, известняки и отчасти песчаники. Они сжаты в складки в результате проявления доверхневестфальской орогенической фазы. Отдельные блоки палеозойских пород сцементированы массивами гранитов. Выше несогласно залегают послескладчатые угленосные осадки поздневестфальского (бассейн Пландез-Этан) и стефанского (Ибантели) возраста. Пермские отложения представлены красноцветами, среди которых иногда встречаются дацитовые лавы. Осевая зона прослеживается на 300 *км* по простиранию от Средиземного моря до долины р. Асп (рис. 42).

В Северо-Пиренейской зоне массивы палеозойских пород выступают перед Осевой зоной вдоль крупных разрывов в виде складок основания. Мезозойские отложения представлены досеноманской серией и верхним мелом, между которыми отмечается резкое несогласие. В Южно-Пиренейской зоне строение более сложное — здесь отмечается небольшое надвигание масс к югу, придающее веерообразный характер всей структуре. В Северной зоне, в отличие от Южной, более интенсивно проявлена меловая складчатость, с которой связан метаморфизм и внедрение ультраосновных пород.

Северный краевой прогиб отделяет Пиренеи от Аквитанской платформы, а Южный — от платформы Эбро. Прогибы сложены молассами олигоценового возраста, охваченными наиболее молодыми и относительно слабыми тектоническими движениями.

Рис. 42. Схема тектоники Пиренеев. По *Е. В. Павловскому, Л. У. де Ситтеру, М. Маттауэру и др.*



1 — постпалеозойские осадки; 2 — палеозойские отложения; 3 — гнейсовые и гранитные массивы; 4 — сбросо-сдвиги и надвиги

Металлогеническая характеристика

Металлогеническая характеристика Пиренейской субпровинции приводится в кратком виде, так как эта территория в общем не богата рудными полезными ископаемыми. Значительные затруднения здесь вызывает отнесение известных месторождений и рудопроявлений к герцинской или альпийской металлогеническим эпохам. Дело в том, что Осевая палеозойская зона лишена постгерцинского чехла, в связи с чем отсутствуют критерии, позволяющие подразделить рудообразования по возрасту. Ряд полиметаллических месторождений Северо-Пиренейской зоны, залегающих среди мезозойских отложений, свидетельствует о наличии гидротермальной деятельности альпийского возраста. Вместе с тем они контролируются структурами фундамента, омоложенными в процессе меловых тектонических движений. Поскольку вдоль этих структур известны и заведомо герцинские месторождения, то расчленение их довольно сложно.

На основании имеющихся сведений трудно выделить и основные металлогенические зоны Пиренеев. Палеозойские месторождения расположены как в Осевой, так и в Северной зонах, тогда как альпийские, тяготеющие обычно к западной части территории, встречаются, повидимому, и в породах фундамента. Поэтому провести параллель между тектоническими и металлогеническими зонами Пиренеев пока трудно.

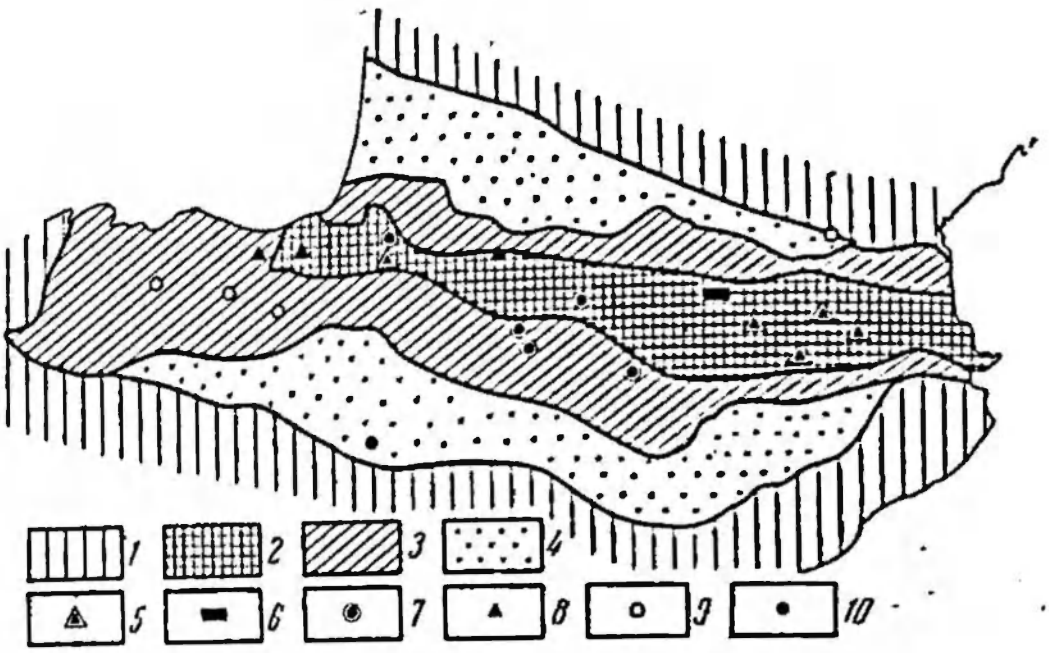
В Пиренеях известны промышленные месторождения железа (отчасти марганца), свинца, цинка и меди. Они датируются как герцинским, так и альпийским возрастом (рис. 43).

Герцинская металлогеническая эпоха в Пиренеях выделяется достаточно уверенно, так как в соответствии с литературными данными в Осевой зоне месторождения железных и медно-свинцово-цинковых руд обычно в значительной степени метаморфизованы. К герцинской металлогенической эпохе относятся две рудные формации: железорудная и полиметаллическая.

Железорудная формация представлена месторождениями различных генетических типов и по всем данным разновозрастными. Наибольший интерес для данного обзора представляют метаморфизованные первично вулканогенно-осадочные месторождения железа, широко распространенные далеко к востоку от Пиренеев.

Некогда промышленные, издавна разрабатывавшиеся железорудные месторождения Андорры расположены на границе Испании и Франции. Они находятся в районе, сложенном гнейсами, окруженными ореолом докембрийских кристаллических сланцев. Выше несогласно залегают силурийские сланцы и кварциты. Последние местами пиритизированы, а вблизи пруда Кама-де-Рансоль содержат включения магнетита, гематита и сидерита. Наиболее значительные рудные скопления, ранее разрабатывавшиеся, расположены в 1 *км* от французской границы (Менер-Ну и Менер-Вель). В руде содержится 56% железа и 3% марганца. Около селения Ос известно пластообразное месторождение сидерита, содержащее марганец. У Кама-де-Раноль имеется пластообразная залежь медноколчеданной руды, а в Орри-Вель — гематитсодержащая жила в сланцах силура и девона. В долине р. Нив в Западных Французских Пиренеях, сложенной сланцами силура и девона, известны многочисленные кварц-сульфидные жилы. Из них жилы Труа-Руа и Берг-ох-Зооле, имевшие длину до 700 *м* при мощности 0,6—0,8 *м*, в пределах рудных столбов содержали до 30% меди при содержании золота 3—8 *кг/т*. На руднике Ани-Хоа здесь же разрабатывались сидерит-гема-

Рис. 43. Схема металлогении Пиренеев



1 — эпипалеозойские платформы; *2* — осевая палеозойская зона Пиренеев; *3* — Северо- и Южно-Пиренейская зоны — альпийские геосинклинали; *4* — красные прогибы; *5—7* — месторождения герцинских рудных формаций: *5* — железорудной, *6* — полиметаллической, *7* — ураноносных медистых песчаников; *8—10* — месторождения альпийских рудных формаций: *8* — железорудной, *9* — телетермальной свинцово-цинковой, *10* — медистых песчаников

титовые жилы, содержавшие халькопирит. Они и сейчас еще имеют значительные неотработанные запасы руды.

Совершенно аналогичным является рудный район Ая-Бидасоа, расположенный вблизи французской границы в Испании. Группа сидеритовых месторождений (Сан-Антонио, Санта-Каталина, Санта-Инес, Сан-Побло и др.) объединена названием Эсколаменди; здесь добывались богатые окисленные руды. Все они залегают в сланцах карбона. Вдоль полосы, протягивающейся от границы до сел. Янси, расположена аналогичная группа месторождений Вера. Месторождения представлены жилами сидерита, секущими сланцы карбона и известняки девона. Часто сидерит содержит вкрапленность халькопирита. Третья группа месторождений Бельсаун к югу от Лесака характеризуется кроме сидеритовых жил присутствием богатых окисленных железных руд в карстовых полостях среди девонских известняков. Общие запасы сидеритовых руд в районе Ая-Бидасоа не превышают 10 млн. *т* с содержанием 45% железа. В настоящее время эксплуатируется месторождение Ардитурра небольшим рудником производительностью 100 *т* руды в сутки; отрабатываются также железные шляпы на некоторых ранее заброшенных месторождениях (Vie, 1966).

Наиболее крупные железорудные месторождения расположены в восточной части Южных Французских Пиренеев вблизи испанской границы в местности Руссильон. Они залегают среди древних кристаллических сланцев и во флишевой толще ордовика в виде мощных пластов, а также жил. Руды представлены сидеритом, на поверхности замещенным богатой окисленной рудой. Наиболее крупные рудные пласты мощностью до 50 *м* и рудные жилы в настоящее время эксплуатируются. Местами совместно с сидеритовыми развиты медные руды, а также полиметаллические руды и руды, содержащие золотоносный пирит

(месторождения Ла-Ферьер, Пешеру и др.).

Г. Гитар (Guitard, 1958) гидротермально-метасоматические сидеритовые месторождения Пиренеев считает одновозрастными с аналогичными месторождениями Восточных Альп. Время образования этих месторождений Г. Гитар относит к периоду до внедрения допермских гранитов, что позволяет уверенно считать их герцинскими. Интересно, что в этих месторождениях, так же как и в восточноальпийских, часто присутствует шеелит. Этот интересный тип месторождений установлен и на Балканах (Чипровцн).

В долине р. Лексны издавна известны признаки марганцевых руд, приуроченные к пласту пермского конгломерата. Руда сложена псиломеланом и полианитом. Более значительное оруденение марганца известно на месторождении Лас-Кабесас-де-Сан-Хуан (западная часть массива Ариз). Пластообразные рудные тела залегают в известняках верхнего девона или на контакте девона с динантом. На рудном участке развит карст; руды сопровождаются кремнистыми осадками с конкрециями фосфата. Оруденение осадочного или вулканогенно-осадочного типа.

Формация полиметаллических проявлений герцинского возраста более разнообразна. Оруденения расположены в Осевой и Северной зонах на территории Испании и Франции. К ним относятся свинцово-цинковые месторождения Енофрито вблизи г. Пантикосы, расположенные в зоне контакта гранитного массива и среднедевонских сланцево-карбонатных отложений, превращенных в диопсид-волластонитовые гранатовые скарны. Рудные жилы приурочены к меридиональным диабазовым дайкам и сложены кварцем, включающим выделения пирита, халькопирита, сфалерита и галенита.

В центральной части Испанских Пиренеев расположено месторождение мышьяксодержащих медных руд Канфранк-Эстанием, представленное двумя рудными телами, залегающими в нижнедевонских сланцах. Главное из них приурочено к тектоническому контакту пород нижнего и среднего девона. Руды сложены арсенопиритом, пирротином, теннантитом, халькопиритом, энаргититом и висмутином, образующими включения и вкрапленность в жильных кварце и сидерите. Оруденение, по-видимому, связано с геосинклинальным вулканизмом. В Верхних Французских Пиренеях известно колчеданно-полиметаллическое месторождение Пьерфит-Несталас, представленное линзовидными рудными телами, согласными с сильно дислоцированными сланцами нижнего силура. Линзы сложены пиритом, магнетитом, сфалеритом и галенитом; своим происхождением они также обязаны геосинклинальному вулканизму. В настоящее время, по-видимому, отрабатываются.

Мы не имеем возможности отнести какие-либо месторождения Пиренеев к раннеорогенной стадии герцинской эпохи, хотя наличие таковых в связи с гранитоидным магматизмом здесь вполне вероятно. В частности, П. Лаффит (1969) упоминает о наличии во Французских Пиренеях скарновых залежей с шеелитом, пиритом и другими минералами, приуроченных к контактам герцинских гранитоидов. Здесь же он предполагает вероятность первичной сингенетической концентрации рудных минералов, по-видимому, подразумевая ее последующее метаморфическое преобразование под воздействием гранитоидов. Что касается позднеорогенной стадии, то со значительной долей вероятности с ней следует связывать рудопроявления меди и урана в молассовых отложениях нижнетриасового возраста.

Формация урановосных медистых песчаников установлена в последние годы в ряде пунктов Центральных Испанских Пиренеев. Наиболее значительным из них является месторождение Эурека, расположенное на равнине Монрос (провинция Лерида). Нижнетриасовые песчаники слагают уз-

кую полосу, прослеживающуюся в субширотном направлении вдоль южной периферии Осевой зоны. Песчаники и алевриты окрашены в разные цвета урансодержащими минералами. Первичные руды сложены асфальтом, карбураном, урановой смолкой, пиритом и халькопиритом. Локализация рудных минералов наблюдается в пластах песчаников, насыщенных растительными остатками. Вблизи поверхности широко развиты ванадаты и карбонаты урана и меди. Отмеченная формация имеет достаточно широкое распространение не только в Пиренеях, но и во многих других провинциях Средиземноморского пояса, в частности в Приморских Альпах и Балканах.

Альпийская металлогеническая эпоха проявилась несколько более активно и представлена относительно крупными месторождениями железа, свинца и цинка.

Формация железорудных месторождений представлена наиболее значительными месторождениями Бильбао (Испания), расположенными в западной части провинции в Баскских Пиренеях (Бискайя). Рудные тела сконцентрированы вдоль полосы длиной 24 *км* при ширине 10 *км*, сложенной меловыми известняками. Сидерит образует удлиненные метасоматические линзовидные залежи, контролируемые зонами сбросов и контактом известняков апта с мергелями сеномана. Мощность рудных тел в среднем 15—20 *м*. Верхние их горизонты окислены и превращены в бурый железняк «вена», а нижние сложены сидеритом «карбонато». Запасы богатых разновидностей окисленных руд уже полностью отработаны и в настоящее время эксплуатируются «карбонато» с содержанием 38—41% железа. Оруденение относится к гидротермальному метасоматическому типу и, возможно, имеет парагенетическую связь с жильными диабазами, камптонитами и трахитами, развитыми на отдельных участках рудной площади.

Небольшие гидротермальные месторождения гематита известны в Центральных Французских Пиренеях (Верхняя Гаронна, массив Мильас). Оруденение относится к жильному типу, залегает в кристаллических сланцах и местами весьма богатое (до 60% железа); возраст его послелейасовый, по-видимому, меловой.

Формация телетермальных свинцово-цинковых месторождений альпийского возраста представлена в ряде рудных районов. К ней относятся прежде всего существенно цинковые месторождения Реосин, Пикос-де-Эуропа и свинцово-цинковые Альтубе, Мергион и др. Все они представляют собой метасоматические образования в карбонатных породах, по-видимому, телетермального типа. Месторождение Реосин (провинция Сантандер) приурочено к доломитам апта, в которых оруденение прослеживается на расстояние 3 *км* в виде трех пластообразных залежей суммарной мощностью 6 *м*. Руды сложены преимущественно сфалеритом и марказитом; присутствуют галенит, мельниковит-пирит и пирит. Низкие температуры рудообразования, по-видимому, превалируют, о чем свидетельствует развитие зональных колломорфных структур рудной массы и минеральный парагенезис. Широко распространенные трещинные структуры не несут существенной минерализации, образованной главным образом путем селективного замещения доломитизированных известняков (Monseur, 1961).

Месторождение Пикос-де-Эуропа представлено кварц-сфалеритовыми жилами, секущими карбоновые известняки.

Район Альтубе (Северная Испания), где работает три небольших рудника (Альтубе, Преса и Белунса), расположен между Баскскими Пиренеями и Кантабрийским предгорьем. Здесь развиты меловые песчанистые глины, известняки и мергели; из них рудовмещающими являются два крупных пласта известняка, разделенные толщей песчанистых глин мощностью 200 *м*. По данным Х. Граберта (Grabert,

1956), наиболее богатое метасоматическое оруденение устанавливается в трещиноватых известняках висячего бока пластов. Руды сложены светлым сфалеритом, кальцитом, баритом, галенитом, халькопиритом при почти полном отсутствии кварца. Среднее содержание свинца 4%, цинка 12—16%. Рудные тела имеют форму крупных линз, контролирующихся секущими нарушениями.

Рудные районы Мергиои, д'Алэ и де-Руссон, расположенные в северной части Французских Пиренеев, сложены известняками и доломитами триаса и юры. Месторождения представлены характерным для Европы вкрапленным типом руд, сходным с вышеотмеченными рудопроявлениями.

Формация месторождений медистых песчаников сравнительно недавно выявлена в среднем течении р. Эбро. По данным Г. Бюрга (Bürg, 1958), после позднеэоценового поднятия Пиренеев нарушилась связь, существовавшая между Атлантическим и Средиземноморским бассейнами, и здесь возникли крупные лагуны, на дне которых отложились толщи соленосных глин и мергелей. В среднем олигоцене в северном бассейне Эбро накопились песчаники, занимающие площадь около 6 тыс. *км*². В этих песчаниках, а порой конгломератах и мергелях, установлено повышенное содержание меди. Так, в г. Биель обнаружено восемь пластов медистых песчаников суммарной мощностью 88 *м*. В отдельных пластах содержание меди 3,5—4%, иногда повышается до 8%. Главным рудным минералом является халькозин, часто присутствуют самородная медь, куприт, малахит, азурит, тенорит и ковеллин. Оруденение развито по карбонатному цементу, при этом наиболее высокие содержания меди (до 30% и более) приурочены к местам, обогащенным органическим веществом.

Г. Бюрг предполагает осадочное происхождение рудной минерализации за счет выщелачивания меди из размывавшихся горных пород Пиренеев и Иберийской месеты, оконтуривающих с севера и юга замкнутый среднемиоценовый бассейн Эбро.

АТЛАССКО-АНДАЛУЗСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Данная обширная провинция, распространяющаяся на всю Северную Африку, а также охватывающая южные части Пиренейского полуострова, возможно Сицилию и юг Калабрии, представляет собой сложно построенную альпийскую складчатую систему, несогласно наложенную на более древнее гетерогенное складчатое основание. В качестве такового выступают варисциды Марокканского и Иберийского орогенов, Сицилии и Калабрии, а также древняя Африканская платформа.

Резкое несогласие альпийских структур со структурами основания заставляет рассматривать их изолированно друг от друга. Необходимость этого определяется также задачами выделения герцинских и альпийских месторождений, обладающих специфическими особенностями размещения. Наиболее полное описание варисцид Малой Африки приведено в работах Г. Штилле (1964б), на которых и основан предлагаемый ниже краткий очерк. Новейшие исследования, все еще остающиеся далеко не достаточными для выяснения тектонических элементов данного региона и истории их развития, относятся преимущественно к альпийской структу-

ре, вследствие чего мы к ним апеллируем при характеристике молодой металлогении провинции.

Западная часть Северной Африки на территории Марокко представляет собой палеозойскую геосинклинальную систему, прошедшую полный цикл развития вплоть до завершающей складчатости и преобразования в молодую платформу, припаявшуюся на севере к древней Африканской платформе. Альпийская геосинклиналь развилась не унаследованно на герцинской, а несогласно наложилась на северную часть молодой платформы (Риф), распространившись от нее далее на север, где была подвергнута регенерации южная часть молодой Иберийской платформы (Бетские Кордильеры). Южная часть Марокко в период альпийского орогенеза испытала лишь германотипную складчатость, в связи с чем здесь полностью сохранились герцинские и более древние структуры и рудные месторождения.

Анализ пространственного расположения выходов докембрийского цоколя, а также отложений кембрия, силура, девона и отчасти нижнего карбона приводит Г. Штилле (1964б) к выводу, что марокканский палеозой обладает двусторонним строением. Центральная зона, определяющая симметричное строение орогена, проходит примерно параллельно берегу Атлантического океана. Северо-западный ствол орогена уже юго-восточного, форландом для которого служит древний Сахарский блок. В пределах последнего палеозойские осадки не испытали альпинотипной складчатости и метаморфизма. Граница собственно варисцид может быть проведена южнее Высокого Атласа. К востоку от него и в Антиатласе отмечается несогласное залегание кембрия на дислоцированных породах альгонка. В кембрии широко распространена мощная толща риолитов и их туфов, относящаяся к проявлениям субсеквентного вулканизма. Эта толща имеет важное металлогеническое значение.

Таким образом, на юге Марокко мы имеем дело с ассинтским основанием, обеспечившим Антиатласу и территории, расположенной к востоку (горы Угарты), эпиплатформенное развитие в течение палеозоя.

Внутренние зоны Марокко развивались в геосинклинальных условиях достаточно спокойно до судетской фазы, в период которой были дислоцированы породы довизейского возраста. С этой фазой связано внедрение крупных массивов гранитов, особенно обильных в Среднем Атласе и Марокканской месете. Внешняя зона Марокко трассируется выходами угольных бассейнов южнее Высокого Атласа и Сахарского Атласа (район Колон Бешара с месторождением угля Кенадзы) и в провинции Уджды на границе Северного Марокко с Алжиром (Джерадский угольный бассейн). Складчатость этой зоны связывается с астурийской орогенической фазой; здесь к складчатому основанию относятся породы до визейских включительно, а континентальные осадки верхнего карбона (стефан) лежат на них полого и резко несогласно. Границу между внешней и внутренней зонами варисцид Марокко сейчас установить невозможно. Вероятно, к первой относится Высокий Атлас, а севернее мы находимся в пределах внутренней зоны. Антиатлас и области к востоку от него принадлежат к Сахарскому форланду.

Варисциды Алжира представлены в зоне Высоких плато, где складчатые и метаморфизованные породы обнажены на сравнительно небольшой площади, однако по всем данным подстилают полого залегающие мезозойские осадки, развитые в этой обширной области (Оранская месета). Наиболее широко варисциды распространены в Кабильском массиве, протягивающемся далеко к востоку от г. Алжира. Здесь установлены метаморфизованные породы силура, девона, глинистые сланцы карбона и пестроцветные отложения перми. К востоку от зал. Бужи обнажен Нумидийский массив, сложенный аналогичными породами. Г. Штилле (1964б)

полагает, что в пределах Алжира и Туниса варисская складчатость проявилась по всей ширине Тетиса; впоследствии она была полностью регенерирована в альпийском цикле.

Альпийская тектоника Северной Африки изучена не многим детальнее, чем варисская. Самая схематичная ее характеристика может быть приведена на основании краткой сводки А. Фор-Мюре и Ю. Шубера (1966), а также некоторых других работ (де Ситтер, 1960; Альмела, 1964; Глангжо, Марсе, 1964).

Альпийская Западно-Средиземноморская геосинклиналь характеризуется меньшими размерами, чем варисская. Если в Средней Европе альпиды смещены по отношению к варисцидам к югу и асимметрично наложены на них, то аналогичное положение наблюдается в южной части Иберийского полуострова и в Северной Африке. Здесь альпиды смещены по отношению к варисцидам к северу и тем самым общая ширина альпийского пояса оказывается значительно меньше, чем варисского. В южной части Северной Африки варисциды в очень слабой степени затронуты альпийской тектоникой, выраженной лишь спокойной складчатостью платформенного чехла (Высокий Атлас). Мезозойские осадки в пределах Высоких плато почти полностью сохранили до наших дней свое первичное горизонтальное положение. Что касается расположенной далее к югу зоны Сахарского Атласа, то она, по-видимому, испытала в альпийском цикле парагеосинклинальное развитие: мощные карбонатные и отчасти терригенные осадки мезозойского и кайнозойского возраста здесь в очень слабой степени затронуты складчатостью.

Аналогично тому, как Г. Штилле (1964_6) выделяет в варисцидах Марокко внутреннюю и внешнюю зоны, так и А. Фор-Мюре и Ю. Шубер (1966) в альпидах Северной Африки различают и прослеживают на значительных расстояниях аналогичные зоны. В отличие от названных авторов мы пытаемся вкратце охарактеризовать их не по отдельным сегментам (Марокко, Бетские Кордильеры, Алжир и Тунис, юг Италии), а вдоль всей Западно-Средиземноморской геосинклинали.

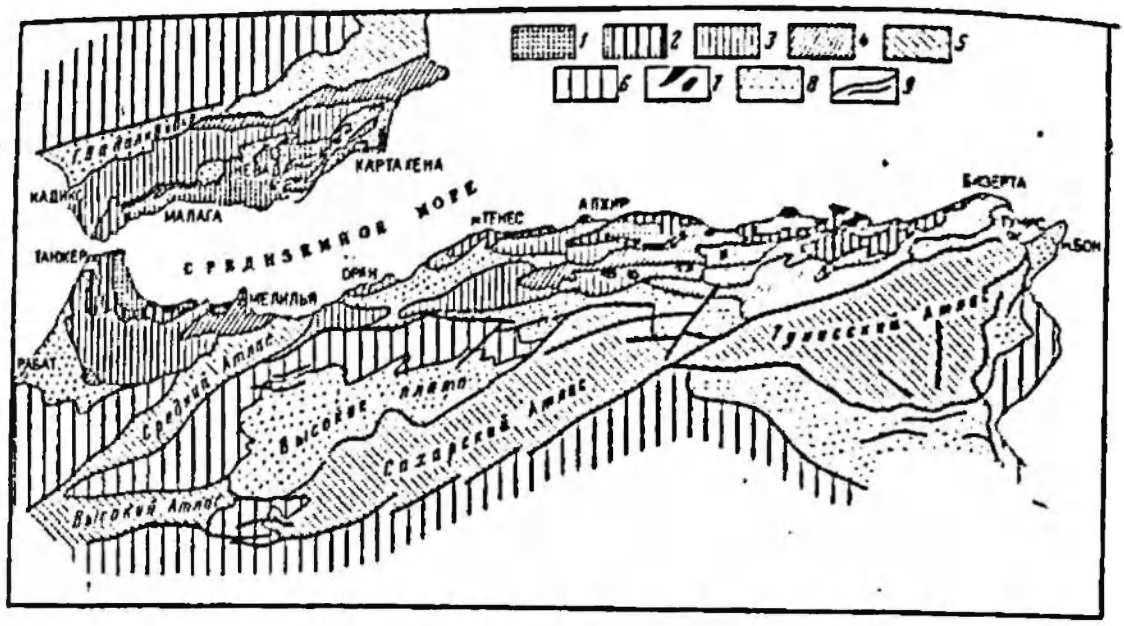
Внутренняя зона в пределах Южной Испании представлена бетским комплексом и «ультра»-флишем, слагающими южную часть альпийской дуги. Эта зона прослежена на очень значительном расстоянии от Гибралтарского пролива до Картахены (рис. 44). В основании бетского комплекса, представляющего геологически очень сложно построенное сооружение, находится комплекс Сьерра-Невады, образующий крупный купол. Он сложен кристаллическими сланцами докембрия, несогласно перекрытыми метаморфизованными породами пермо-триасового возраста. Отмеченный комплекс тектонически перекрыт так называемыми покровами альпухаррид, представленными средне-верхнетриасовыми известняками и доломитами. Верхний комплекс Малаги сложен чешуями неметаморфизованных отложений палеозоя, покрытых маломощным осадочным чехлом мезо-кайнозойских осадков. Перечисленные комплексы Бетской зоны надвинуты на внешнюю зону (суббетский комплекс), либо поддвинуты под нее.

Флишевые покровы на востоке примыкают к покрову Малаги, образуя клипп, распространяющийся в пределах внутренней и внешней зоны.

Внутренняя зона в районе Гибралтарского пролива описывает крутую дугу и имеет непосредственное продолжение в Марокко, откуда прослеживается далее на восток вдоль побережья Средиземного моря. Здесь она также содержит два различных элемента — рифиды и «ультра»-флиш, аналогичные развитым в Бетской зоне.

Рифиды состоят из трех структурных элементов: 1) осевой известняковой зоны, 2) зоны альпийского метаморфизма и 3) зоны палеозойских пород. Первый из элементов сложен карбонатными породами среднего триаса — среднего лейаса,

Рис. 44. Тектоническая схема Атласско-Андалузской провинции (с использованием данных А. Фор-Мюре, Ю. Шубера и др. авторов)



1—2 — внутренняя зона: *1* — бетский, рифский и кабильский комплексы, *2* — «ультра»-флиш; *3* — внешняя зона; *4* — форланд; *5* — парагеосинклинали (внутрикратонные геосинклинали) — зоны палеозойской складчатости, охваченные альпийскими движениями; *6* — области палеозойской и более древней консолидации; *7* — альпийские гранитоиды; *8* — краевые прогибы и наложенные впадины; *9* — глубинные разломы

а также терригенными осадками мелового — палеогенового возраста. В олигоцене — начале миоцена отмечается накопление флиша. Вторая зона аналогична альпухарридам Испании. Она сложена сланцево-кварцитовыми породами нижнего триаса, известняками и доломитами среднего — верхнего триаса. В основании зоны расположены гнейсы и перидотиты древнего массива Бени-Буксера. Зона неметаморфизованных пород палеозоя, на которых залегает чехол более молодых осадков, до альпийской орогении не испытала складчатости.

Тектонические покровы зоны палеозойских пород перекрывают зону метаморфического триаса, а последняя залегает на известняковой зоне. Все эти сложные соотношения объясняются крупным перемещением, имевшим место в олигоцене — раннем миоцене. «Ультра»-флиш, сложенный песчаниками и сланцами верхнего мезозоя — палеогена, переместился из центральных частей внутренней зоны. Время движения несколько опережает рифские покровы.

Далее к востоку эквивалентом рифид являются древние Кабильские массивы Алжира, а также сопровождающая их известняковая складчатая зона. Последняя представляет собой чехол массива, сорванный и перемещенный к югу, где он надвинут на Телльский геосинклинальный прогиб.

Древние массивы построены более просто, чем рифиды, в частности, в них отсутствует метаморфический триас.

Флишевые комплексы (ультракабилиды) протягиваются по Средиземноморскому побережью от мыса Тенес до Туниса. Они состоят из ряда покровов, наиболее четко выраженным из которых является верхний — Нумидийский. Флишевые комплексы с обеих сторон обволакивают Кабильские массивы. Нумидийский покров перекрывает расположенную южнее Телльскую зону и залегает непосредственно на форланде (Высокие плато). Движе-

ние чешуй произошло в раннем — среднем миоцене.

Внешняя зона в Южной Испании выделяется под наименованием Субветской. Этот комплекс по гипсово-соленосной толще триаса перемещен в виде громадного покрова к внешней части складчатой системы Бетских Кордильер. Для него характерны терригенные осадки лейасового и более молодого возраста. Они совершенно аналогичны развитым в Марокко, где носят название Субрифской зоны.

В Алжире к внешней относится Телльская зона. Покровы неритовых осадков слагают две полосы, параллельные побережью, между которыми размещаются тектонические окна с обнажениями Кабильского массива. Здесь к внешней зоне относятся мергели мелового и третичного возраста, часто проткнутые гипсоносными отложениями триаса. Верхняя часть этих отложений переместилась к югу, где перекрывает зону Высоких плато и даже Сахарский Атлас. На востоке они скрыты под Нумидийским «ультра»-флишевым покровом.

Форланд альпийской зоны в Южной Испании представлен предбетским комплексом, расположенным к северу от Субветской зоны. По существу это эпиконтинентальные спокойно складчатые породы, покоящиеся на платформе Иберийской месеты. К югу этот комплекс погружается под субветский. В Марокко роль форланда играет северная окраина Африканской платформы к северу от Высокого Атласа. Аналогичную роль к востоку играет Сахарский Атлас.

Краевыми и межгорными прогибами альпийской зоны Северной Африки являются наложенные постгектонические миоцен-плиоценовые бассейны. Для Бетских Кордильер это бассейны Гвадалквивира, для Марокко — долина Уэд-Себу, для Алжира — бассейн Шелифер, Высокие плато и т. д.

В альпийском цикле выделяются следующие четыре главных периода: 1) триас — мел, когда формируются главные структурно-фациальные зоны: Кабило-Рифская геоантиклиналь с малой мощностью морских осадков триаса и перерывами в осадконакоплении; Телльский прогиб с мощным континентальным гипсоносным триасом и флишевыми осадками юры и мела, к югу мелководными; Сахарский Атлас с мощными мелководными прибрежными и континентальными осадками юры и мела; 2) эоцен — начало складчатости и поднятия во всех зонах; надвигание Кабильской зоны к югу; 3) олигоцен — миоцен — развитие альпийской складчатости, образование мощных покровов, в результате которых Кабильская зона переместилась к югу, захватив пластичные породы Нумидийского хребта и Телльского флиша; общая амплитуда горизонтального перемещения в главных шарьяжах достигает 100 *км*; 4) плиоцен — современный период, когда северная часть Кабильской зоны погрузилась под уровень моря, возникли горные цепи, плато и депрессии.

В этой истории выделяются следующие главные события: 1) слабая складчатость в эоцене, 2) наиболее интенсивная олигоценовая складчатость, 3) миоценовая фаза образования покровных складок, 4) вулканические процессы в Рифско-Тельской зоне, 5) образование горных цепей, грабенов, горстов и флексур.

Металлогеническая характеристика

Герцинская металлогеническая эпоха проявлена в пределах варисцид Центрального и Южного Марокко и частично в Северном Алжире, полностью затухая к востоку в направлении к Тунису. Очевидно, здесь распространены месторождения, представляющие все три главные стадии этой эпохи.

К собственно геосинклинальной

стадии герцинской эпохи могут быть отнесены рудопроявления нижне-среднепалеозойского и более древнего возраста, известные в Антиатласе, Высоком Атласе и Рифе. Эти три тектонические зоны, по-видимому, могут быть одновременно рассмотрены и в качестве металлогенических единиц, в свою очередь более детально подразделенных на рудные районы.

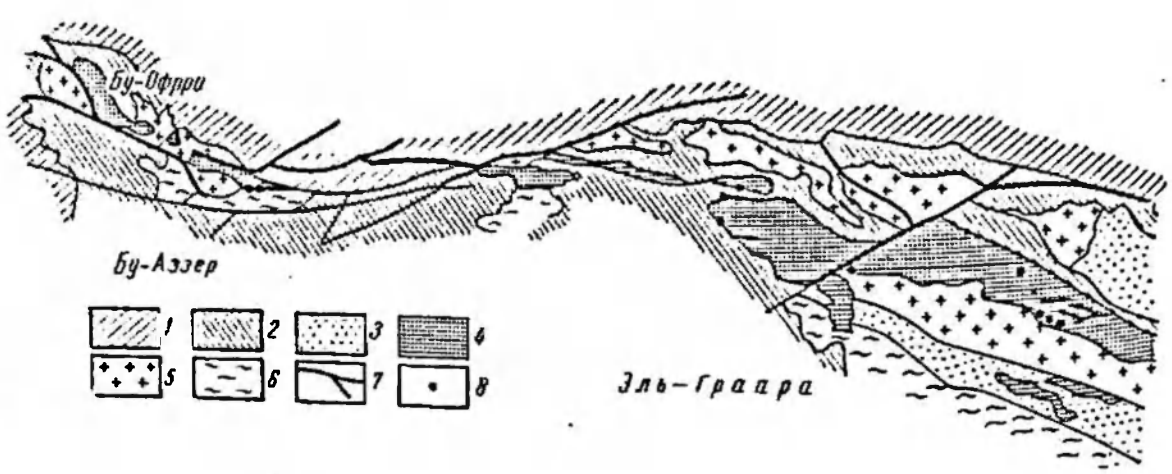
В северной части Антиатласа известно два типа месторождений, представляющих значительный интерес: кобальтовые и марганцевые.

Формация кобальт-никелевых месторождений представлена главным образом на Бу-Аззере, являющимся одним из наиболее богатых и, по-видимому, значительных по запасам месторождений мира. В 1968 г. это месторождение было детально обследовано Г. А. Крутовым, представления которого, так же как и более ранние работы (Крутов, 1959), использованы автором в настоящей монографии.

Группа кобальт-никелевых месторождений Бу-Аззер—Эль-Граара расположена на восточном склоне Антиатласа в пределах древнего массива Угнат, в 170 *км* к юго-востоку от г. Марракеша. Месторождения размещаются вдоль зоны глубинного разлома, рудоносная часть которого протягивается примерно на 40 *км* (рис. 45) .Вдоль разлома запад-северо-западного простирания на поверхности обнажены массивы и жилообразные тела серпентинизированных ультраосновных пород, секущих вулканогенно-осадочные слоистые породы, слюдистые сланцы и кварцевые диориты рифейского возраста. Рудные тела расположены в серпентинитах вблизи их контактов и контролируются трещинами, поперечно пересекающими главный разлом. Форма их жило- и линзообразная, они часто образуют столбы и карманы с раздувами до 20 *м* при средней мощности 1,5 *м*. Всего известно девять рудных тел, наиболее крупное из которых прослежено на 600 *м*.

На месторождениях развиты три парагенетические группы минералов: 1) молибденит, бранперит, золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, развитые в кварцевых жилах среди диоритов; 2) скуттерудит, шмальтин-хлоантит, саффлорит, лёллингит, раммельсбергит, никелин, герсдорфит, развитые в виде неправильных жил в серпентинитах; 3) пирит, пирротин, халькопирит, борнит, халькозин, реальгар, ассо-

Рис. 45. Схема геологического строения района Бу-Аззер — Эль-Граара



1 — породы нижнего палеозоя; *2* — верхнедокембрийские вулканогенно-осадочные отложения; *3—6* — протерозойские породы: *3* — терригенные, *4* — ультраосновные, *5* — гранитоиды, *6* — гнейсы и гориблендиты (нижнепротерозойские); *7* — тектонические нарушения; *8* — никель-кобальтовые месторождения

цирующиеся со второй группой. Соотношение между кобальтом и никелем от 5 : 1 до 2 : 1; среднее содержание в руде кобальта от 0,75 до 1,6%. Запасы месторождения Бу-Аззер 10 тыс. *т* кобальта, но только в 1966 г. здесь было добыто свыше 2 тыс. *т* металла. Возраст оруденения считается докембрийским, но в настоящее время высказывается мнение о возможной связи его с палеозойской тектонической активизацией. Вся рудоносная полоса пока изучена недостаточно детально; в настоящее время здесь проводятся разведочные работы силами советских специалистов.

Можно предположить, что кобальт-никелевому оруденению генетически родственны проявления радиоактивных элементов и медно-свинцовых руд. Последние (месторождения Тафилалет, Майдер и Угнат) представлены вертикально падающими жилами длиной свыше 500 *м* и средней мощностью 1,5 *м* при содержании свинца выше 10%. Они локализованы в песчано-сланцевой толще ордовика и сложены галенитом, халькопиритом, сфалеритом и пиритом при наличии различных количеств никелина, скуттерудита, раммельсбергита, герсдорфита и других минералов, роднящих их с месторождениями Бу-Аззер.

Формация вулканогенных марганцевых месторождений Антиатласа объединяет многочисленные месторождения, в том числе и издавна отрабатывающиеся. Они приурочены к кислым вулканогенным породам (риолиты, дациты, андезиты) верхнего докембрия, образующим сравнительно маломощные (до 100 *м*) горизонты. Многочисленные жилы, сложенные браунитом, голландит-криптомеланом и гаусманитом, не выходят за пределы вулканогенно-обломочных комплексов и обычно в них выклиниваются. Оруденение по времени образования близко, по-видимому, к вмещающим породам и относится к вулканогенному типу.

Аналогичным является месторождение Эт-Игжель.

Д. Ф. Хьювитт (Hewett, 1966), обобщивший материал по мировым стратифицированным месторождениям марганца, отмечает две наиболее крупные эпохи марганцеобразования: поздний докембрий и мел — палеоген. Наиболее вероятным источником марганца для месторождений типа марокканских в Антиатласе, по его мнению, являются термальные воды. Последними на глубине отлагаются железистые минералы, а вблизи поверхности — марганцевые.

Месторождения геосинклинальной стадии в своем распространении, по-видимому, не ограничиваются зоной Антиатласа, а находят некоторое развитие и к северу от нее. В частности, на южном склоне Верхнего Атласа в районе Айт-Тидили И. Буладон отмечает наличие марганцевых жил, залегающих в зеленых сланцах докембрия II. Рудные тела ориентированы в широтном направлении, имеют вертикальное падение при мощности до 1 *м*. Жильное выполнение представлено гидроокислами марганца, родонитом и спессартитом. В районе Глиб-ан-Нам и Идикель в основании толщи кислых эффузивов докембрия III встречаются пластообразные залежи марганцевых руд. Сюда же относится недавно открытое месторождение марганца Тизи-и-Исдит в районе Унейн. Оно залегает в обломочных отложениях верхов докембрия III и представлено пластом, сложенным браунитом, кальцитом и кварцем мощностью до 20 *м* и длиной 6 *км*. Содержание марганца 45%, запасы достаточно крупные для промышленного освоения. Здесь известны другие месторождения в районе Джебель-Сур. Очевидно, эти рудообразования, так же как в Антиатласе, связаны с вулканизмом верхнего протерозоя.

Формация медно-пирротиновых месторождений развита в горах Джебель-Саго, соединяющих массивы Антиатласа и Высокого Атласа. Здесь вдоль полосы, сложенной карбоновыми метаморфизованными сланцами с прослоями известняков, вмещающими массивы габбро-диоритового

состава, размещается ряд жильных пирротиновых месторождений. Мощность рудных тел от 7 до 40 *м*, оруденение массивное с небольшой ролью жильных минералов, представленных кварцем и доломитом. Из рудных помимо резко преобладающих пирротина и пирита встречаются халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит и гематит. Запасы месторождений, полоса которых прослежена на 10 *км*, достигают десятков миллионов тонн руды, но содержание в ней меди не превышает 0,6%.

К раннеорогенной стадии герцинской эпохи относится сравнительно небольшое число месторождений, принадлежащих лишь к одной формации.

Формация молибден-вольфрамовых месторождений представлена в свое время считавшимся крупным молибденовым месторождением Азгур. Оно расположено на северном склоне Большого Атласа в 60 *км* к востоку от Марракеша и входит в число проявлений рудоносной зоны длиной 30 *км*. Это зона контакта герцинских гранитов с известняками кембрия, превращенными в мраморы и скарны; мощность ее 1—2 *км*. Листоватые скопления и прожилки молибденита, халькопирита и шеелита, местами сопровождающиеся урановой смолкой, галенитом и сфалеритом, относятся к контактово-метасоматическому типу. Они приурочены к скарнам и дайкам порфирита, в которых распределены столбообразно. Месторождение отрабатывалось с 1933 г., а с 1960 г. здесь добывались лишь бедные халькопиритовые руды. В настоящее время оно полностью истощено, однако возможно представляет некоторый интерес бериллиевая минерализация, недавно здесь обнаруженная в форме гельвин-данализита.

Проявления позднеорогенной стадии герцинской эпохи достаточно разнообразны и многочисленны. Одновременно они не четко размещаются вдоль главных структурных элементов, а перекрывают их, встречаясь в зонах Антиатласа, Высокого Атласа и Рифа. К ним относятся полиметаллические, медные и сурьмяные месторождения.

Формация жильных свинцово-цинковых месторождений развита главным образом в районах Тауз и Аули, расположенных на востоке Антиатласа, и в зоне сопряжения Высокого и Среднего Атласа (Журавский и др., 1951).

Район Тауз, расположенный в палеозойском массиве Мидельт, делится на правобережную (Тазаут) и левобережную (М'фис) части. В первой оруденение отмечается в песчаниках ордовика, где залегают 23 рудные жилы на площади 18 тыс. *км*^{2}. Длина наиболее крупных жил достигает 2,5 *км*. В районе М'фис в известняках и сланцах среднего палеозоя залегают две минерализованные зоны: Контамин и Вульфенитовая, прослеженные на 5,5 *км* по простиранию при мощности от 1 до 40 *м*. Оруденение ассоциируется с малыми интрузиями дацита. Жилы сложены в основном гематитом и галенитом, причем промышленные их части имеют длину до 400 *м* и прослежены на глубину свыше 100 *м*. Эксплуатация ведется также на месторождениях Кеба и Бу-Рессас, добыча на которых составляет соответственно 50 и 40 *т* свинца в год. Менее значительными являются месторождения той же группы Ибугален, Аин-Лаббес (существенно цинковые) и еще более мелкие Джебель-Рерис и Мирсам с добычей около 25 *т* галенита (Alcouffe, 1957)

Второй крупный район герцинского полиметаллического оруденения является одним из богатых в Марокко. Обычно он выделяется под названием Высокая Мулуна. В его пределах установлены жильные месторождения Аули и Сиди-Тиар в древнем кристаллическом фундаменте и пластообразные Бу-Мна, Зейда и Аин-Риа в аркозовых песчаниках пермо-триаса. Отмеченные месторождения расположены вдоль полосы длиной 75 *км* и шириной 20 *км*. Месторождения группы

Аули, расположенные в 20 и 12 *км* к северо-западу от Мидельт, занимают по добыче свинца третье место в Марокко. Запасы руд в Аули — 300 тыс. *т*.

Относительно недавно в округе Мекнес недалеко от Мрирт открыто четыре свинцовых месторождения, представленных системой жил в палеозойских сланцах (Джебель-Ауам, Джебель-Кхетам). На первом из них выявлено пять крупных жил, главной из которых является Сигнал с запасами руды 500 тыс. *т* и содержанием суммы металлов 10%. Другие месторождения имеют ограниченные запасы сравнительно богатых руд (5% свинца) и периодически эксплуатируются. Вблизи г. Хенифра известно два флюоритовых месторождения, запасы которых только по одной разведанной зоне Эль-Гомман-Бергалу 20 тыс. *т* (Alcouffe, 1957).

Формация медистых песчаников распространена на западном погружении Высокого Атласа. Она представлена сидерит-халькопиритовыми месторождениями штокверковой и пластообразной форм. Месторождения приурочены к основанию песчаников триаса, местами имеют значительную мощность и содержат до 6% меди. Отнесение их к герцинской эпохе условно, так как признаки медной минерализации имеются и в более молодых отложениях. Более уверенно сюда можно отнести меднорудный район юго-западной окраины Высокого Атласа, где развиты отложения палеозойского и мезозойского возраста. Наибольшее значение имеет медное оруденение в пермотриасовых красноцветных песчаниках, полностью соответствующее типам медистых песчаников и медистых сланцев. Оно представлено вкрапленностью халькопирита и халькозина. В настоящее время успешно разведывается.

Формация антимонитовых месторождений распространена в Центральном Марокко. К ней принадлежат относительно крупные месторождения группы Зейан, района Ауан, рудопроявления синклинория Фурхало-Тельт, а также район Уэд-Бет. Все они залегают в различных палеозойских породах, вытянуты вдоль широтных тектонических разломов, сопровождающихся зонами брекчирования. Связи оруденения с проявлениями магматизма не устанавливается. По данным А. Алькуффа (Alcouffe, 1957), эти месторождения дают больше половины добычи сурьмы в Марокко. Так, в 1965 г. здесь добыто около 2 тыс. *т* металла. Наиболее значительным является месторождение Туртит с запасами 12 тыс. *т*, затем следуют Смола, Массераман, Тимердудин, Си и М'барх, а также ряд других.

Наконец, в зоне неметаморфизованного палеозойского комплекса рифид, представленного граувакковыми песчаниками, сланцами и известняками, расположен ряд жильных сурьмяных месторождений. Последние вытянуты вдоль меридионального пояса, протягивающегося на 8 *км* от р. Сиди-Брахим на севере до городов Кудлаэль и Хандре на юге к юго-западу от г. Сеута (Agard, 1957 и др.). Оруденение здесь известно с XV в. и сейчас почти полностью отработано. Рудные жилы сложены кварцем, кальцитом и стибнитом, мощность их от 0,1 до 0,4 *м*, содержание сурьмы 4—5%. В настоящее время отрабатывается месторождение Южный Фахама. Предполагается связь минерализации с кислым вулканизмом, проявленным на границе перми и триаса.

Формации вулканогенных месторождений медно-свинцово-цинковых и железо-марганцевых руд также расположены в Рифской зоне. Первые представлены многочисленными жильными и прожилковыми рудопроявлениями в флишоидной серии девона. Среди них выделяются типы кварц-халькопиритовый, кварц-карбонатно-флюоритовый с сульфидами цветных металлов, с тетраэдритом и халькопиритом, баритово-медный. Первые два образуют промышленные концентрации. Они приурочены к разломам и характеризу-

ются брекчиевой текстурой руды. Окисные железо-марганцевые руды к данной группе отнесены условно — они встречаются в яшмовых горизонтах палеозойских сланцев и, возможно, являются вулканогенными сингенетичными с осадконакоплением месторождениями.

Рудопроявления герцинской металлогенической эпохи, довольно широко распространенные в пределах западной части Северной Африки, быстро затухают в восточном направлении и уже в Алжире практически отсутствуют. А. Г. Попов по устному сообщению в качестве проявлений оруденения позднегерцинского возраста выделяет небольшие месторождения железа (в виде сидерита и гематита) и марганца, связанные с пермо-триасовым кислым вулканизмом. Они развиты в западной части складчатой зоны и не выходят за пределы блоков, сложенных складчатым палеозойским фундаментом. Не исключена также возможность отнесения к палеозойским ряда полиметаллических и редкометальных месторождений, залегающих в обнаженных частях фундамента Высоких плато и Кабильской зоны.

Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах занимает неопределенное положение в схеме металлогении данной провинции. Граница между герцинской и альпийской эпохами остается нечеткой. Поздняя стадия первой, как и во многих других провинциях, проявлена образованием полиметаллических гидротермальных месторождений. Аналогичные рудообразования характерны и для альпийской эпохи, причем развиты они в ней чрезвычайно широко. Многие исследователи склонны свинцово-цинковую минерализацию датировать позднеогеновым возрастом, объединяя в одну группу месторождения различных зон, залегающие в разных породах и структурах. Другие исследователи, вслед за известным французским геологом П. Рутье, большинство месторождений считают осадочными. Наконец, третьи следуют гипотезе Г. Шнейдерхёна и относят все полиметаллические месторождения данной провинции к регенерированным.

В настоящее время трудно определить, чье мнение правильное. На основании анализа обширного литературного материала по месторождениям Северной Африки и ознакомления на месте с некоторыми из них можно предположить, что свинцово-цинковые месторождения относятся к разновозрастным гидротермальным образованиям. Среди них выделяются: минерализация герцинского возраста; месторождения верхнесилезского типа, залегающие в нижнемезозойских карбонатных отложениях; сходные (но не в деталях) проявления в верхнемеловых доломитах; жильные и другие месторождения в породах разного возраста, в том числе и неогеновых.

Интересные соображения о характере полиметаллических месторождений в Марокко привели В. Шазан и Э. Фовеле (Chazan, Fauvelet, 1958), разобравшие взаимоотношения фундамента (цоколь) и перекрывающих осадков (чехол) и роль различных их взаимоотношений в процессах минерализации. Ими выделены три зоны с различным строением: 1) Антиатлас, где негеосинклинальные отложения палеозоя перекрывают складчатый докембрийский цоколь; 2) Атлас (Высокий и Средний) с чехлом мезозойских негеосинклинальных осадков, покоящийся на складчатых, гранитизированных осадках палеозоя; 3) зона Рифа, нижний комплекс которой сложен интенсивно метаморфизованными образованиями палеозойского фундамента, перекрытыми мезо-кайнозойским чехлом, испытавшим альпийскую складчатость. Зона Атласа за пределами Марокко распространяется к востоку, где она выступает под наименованием Высокие плато. Именно для нее характерны месторождения в карбонатном чехле, почти горизонтально лежащем на палеозойском фундаменте.

В качестве примера месторожде-

ний свинца и цинка, отнесение которых к герцинской эпохе правомочно ввиду отсутствия в их пределах альпийской складчатости и видимых проявлений магматизма, а основные черты структуры определены позднепалеозойскими тектоническими движениями. Приведем краткую характеристику наиболее крупного в Северной Африке рудного узла Уджда, объединяющего три месторождения: Туиссит, Бу-Беккер и Эль-Абед. Эти последние по существу представляют собой разрозненные части одной рудной площади. Район расположен в зоне Высоких плато на алжиро-марокканской границе. При этом обогатительная фабрика сейчас расположена на территории Марокко, а наиболее крупные запасы руд месторождения Эль-Абед — в Алжире.

Узел Уджда представляет собой составную часть Западной рудной площади. Она находится у юго-западного ограничения альпийской геосинклинали Телль-Атлас на стыке ее с палеозойским основанием Высоких плато. Площадь сложена разновозрастными метаморфическими породами палеозоя, включая силурийские, девонские и карбоновые, выше которых горизонтально лежат триасовые и юрские осадки. По их соотношению различаются четыре субширотные полосы: 1) горст Гар Рубан с западной и восточной кулисами, 2) промежуточный грабен Рас Асфур, 3) поле Уджда, 4) горст Тенушфи.

Палеозой выступает в горсте Гар Рубан, а мезозой развит во всех полосах. При этом триас представлен пестроцветными песчаниками и конгломератами, покровами базальта, известняками и гипсоносными глинами. К лейасу относятся карбонатные породы мощностью от 15—35 *м* в поле Уджда и мощностью до 500 *м* в горсте Тенушфи. Среднеюрские известняки также имеют различную мощность. Изверженные породы разного состава палеозойского возраста известны только в полосе Гар Рубан.

Полоса Гар Рубан шириной от 7 до 30 *км* ограничена разломами, охватывающими все отложения до верхнеюрских включительно. В восточном направлении они постепенно затухают. Палеозой поднят на 600 *м* над мезозоем, так что общая амплитуда поднятия здесь определяется в 1000 *м*. Промежуточная полоса шириной 15—26 *км* сложена горизонтально лежащими верхнеюрскими известняками. В полосе Уджда установлены мелкие грабены, в частности Миссуин и поднятие Тунзен, сложенные почти горизонтально залегающими юрскими отложениями. Горст Тенушфи в виде узкой трехкилометровой полосы, сложенной осадками триаса и лейаса, тянется на 18 *км* по простиранию.

Полиметаллические месторождения Западной площади концентрируются в пяти рудных районах: 1) Уджда с месторождениями Бу-Беккер, Туиссит, Эль-Абед, а также менее крупными Гар Рубан, Дегелен и др.; 2) Тлемсен с рудопроявлениями Тезакри, Айи-Тебук, Тенушфи, Эль-Ари, Ута и др.; 3) Оран с проявлениями Кристрог, Джебель-Борас, Кай-Ферра, Корруба и др.; 4) Сайда (проявления Доминик Люсиан, Мешалла, Уэд-Кралед и др.); 5) Джебель-Надор с проявлениями Уэд-Эль-Тат и др. (рис. 46). В пределах отмеченных районов установлено два типа свинцово-цинковой минерализации: жильный в палеозойских образованиях и пластообразный в доломитах лейаса и отчасти доггера. Представителями первого является месторождение Гар Рубан, а второго — рудные поля Уджда и Дегелен.

По данным Г. Журавского и других (1951), в западной части рудного узла Уджда метасоматические свинцово-цинковые руды приурочены к пласту доломита лейасового возраста и имеют среднюю мощность 10 *м* при содержании свинца в Бу-Беккере 7%, в Туиссите 5% при 500 *г/т* серебра в свинцовом концентрате. Месторождение Туиссит сравнительно недавно описано М. Грегуаром и Г. Бойярдом (Grégoire, Boyard, 1960), которые отмечают, что месторождение отра-

Рис. 46. Схема размещения месторождений Западной площади (Северный Алжир)



1 — полиметаллические; *2* — медные.
Месторождения (номера на схеме): 1 — Туиссит, 2 — Бу-Беккер, 3 — Эль-Абед, 4 — Гар Рубан, 5 — Дегелен, 6 — Кудиат-эль-Ресас, 7 — Мзаиис, 8 — Сиди-Масса, 9 — Успа, 10 — Тезакри, 11 — Аин-Тебук, 12 — Тенушфи, 13 — Кристрог, 14 — Джебель-Борас, 15 — Кай-Ферра, 16 — Коррубя, 17 — Джебель-Сайда, 18 — Уэд-эль-Тат, 19 — Джебель-Надор, 20 — Аин-Султан, 21 — Мешалла, 22 — Уэд-Кралед, 23 — Уэд-Зебудж, 24 — Доминик-Люсиан, 25 — Аин-Балуж

батывается с 1952 г. В год добывается около 20 тыс. *т* цинковых концентратов и 17 тыс. *т* свинцовых. Оруденение залегает в трещинах и зонах брекчирования в доломитовом пласте. Эти исследователи, так же как Г. Журавский и др., считают оруденение молодым, неогеновым, что, однако, еще не доказано. В настоящее время месторождения на марокканской стороне в значительной части уже отработаны, тогда как алжирские месторождения, эксплуатация которых была начата в 1952 г., еще недостаточно разведаны.

Месторождение Эль-Абед было осмотрено автором совместно с В. И. Смирновым в 1968 г. и установлена его полная аналогия с месторождениями верхнесилезского типа. Здесь в отличие от Бу-Беккера и Туиссита руды залегают глубже (250—400 *м* от поверхности), что обусловлено пологим склонением к востоку рудовмещающей пачки доломитизированных известняков. Мощность ее от 2 до 38 *м* при мощности рудной части до 6 *м*. Последняя расположена в пределах поднятия Тупзен, локализуясь в тектоническом блоке Миссуни — Бу-Беккер. Отдельные рудные тела представляют собой плоские линзы мощностью 1,3—4,6 *м*, длиной 10—600 *м* и шириной 10—250 *м*; иногда они расположены поэтажно друг над другом и разделены безрудными пачками мощностью 2—4 *м*; местами они сливаются, образуя раздувы до 20 *м*. Среднее содержание цинка 6%, свинца 2% и серебра 100—150 *г/т*. Руды сложены сфалеритом, галенитом, доломитом, кальцитом, кварцем, баритом и гипсом; встречаются халькопирит и пирит. Подсчитанные запасы, металлов (свинца 100 тыс. *т*, цинка 350 тыс. *т*) могут быть значительно увеличены.

По наблюдениям автора, на месторождении отчетливо проявлена гидротермальная доломитизация известняков, представленных пористыми, кавернозными, хрупкими породами. Сфалерит в рудах темный марматитового типа, его примерно в 4—5 раз больше, чем галенита. Трещинные структуры представлены как секущими крутыми нарушениями, контролирующими размещение рудных тел и гидротермальное изменение вмещающих пород, так и межпластовыми смещениями. Вдоль последних часто развиты скопления доломита и кальцита, по изгибам прожилков этих минералов устанавливается направление смещения (рис. 47, *а*, *б*). В отдельных случаях наблюдаются швы между пластами доломита, выполненные хорошо образованными кристаллами гипса (см. рис. 47, *в*). Такие швы некоторые исследователи считают одним из убедительных доказательств в пользу гипотезы об осадочном генезисе месторождений данного типа. Между тем швы как ослабленные места охотнее заполняются рудными растворами, чем породы, с чем и связано скопление в них рудного вещества.

Месторождение Гар Рубан, расположенное в 36 *км* к югу от г. Марнна, известно с 1842 г. и эксплуатируется в течение 56 лет. Крупные рудные жилы (Алюба, Боргаз, № 3 и Наполеон), залегаю-

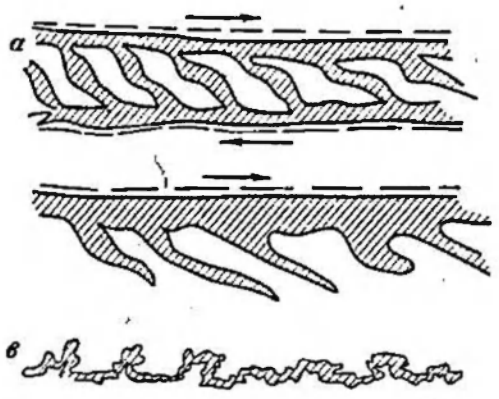
щие в палеозойском основании, почти полностью отработаны. Рудоносная площадь представляет собой полосу шириной 700 *м* и длиной 2 *км*, сопрягающуюся под острым углом с разломом, ограничивающим горст. В этой полосе развиты дайки изверженных пород, кварцевые и кварц-барит-галенитовые жилы. С кварцевыми жилами ассоциируется олово-вольфрамовая минерализация заведомо палеозойского возраста. Мощность наиболее крупной жилы Наполеон — 12 *м*, длина — 1,7 *км*, содержание свинца — около 5%, серебра — 100 *г/т*, меди — 0,5%, висмута — 0,3%.

В окрестностях Эль-Абед и Гар Рубан почти повсеместно с доломитами лейаса связываются проявления свинцово-цинкового оруденения вкрапленного типа. К ним относятся проявления Дегелен, где известна пластообразная рудная залежь мощностью 10 *м*; Бени-Бодель с жилами барита и галенита, Бени-Абир и др.

В районе Сайда, расположенном в центральной части зоны Высоких плато, отмечаются многочисленные проявления свинцово-цинковых руд в карбонатных породах. Из них заслуживает упоминания месторождение Доминик-Люсиан, приуроченное к полосе нарушенных доломитов доггера шириной 2 *км* и длиной 7 *км*. Убогое вкрапленного типа оруденение распространяется на глубину 0,3—4 *м*. Установленные в рудах галенит, сфалерит, пирит, доломит и кварц не образуют крупных скоплений.

В палеозойской зоне Марокко известен и другой, достаточно крупный рудный район Аули, месторождения которого относятся к описываемому типу. Здесь рудоносные складчатые породы кристаллического фундамента и пермо-триаса перекрываются доломитами и мраморами лейаса. В последних залегают пластообразные свинцово-цинковые залежи месторождений Мибладен, Бу-Дахар, Кеба, Айн-Лаббес и др. На первом из них установлено 200 тыс. *т* богатых руд, а на втором производительность действующей фабрики 6 тыс. *т* руды в год, а запасы свинца — 50 тыс. *т* (Alcoufer, 1957).

Рис. 47. Зарисовка в выработках рудника Эль-Абед (выполнена автором)



а и *б* — завихрения прожилков доломита вдоль межпластовых смещений; *в* — швы между пластами, заполненные гипсом. В доломитах (белое) выделяется прожилок доломита, кальцита и гипса (заштриховано). Пунктир — межпластовые смещения; стрелки — предполагаемое их направление. Масштаб 1 : 5

А. Эмберже (Emberger, 1965 и др.) подробно охарактеризовал свинцово-цинковые месторождения района Высокая Мулуйа и предложил гипотезу многофазного формирования свинцовых месторождений. Он считает, что свинец имеет один источник, но месторождения образовались в несколько фаз. В герцинскую фазу возникли рудные жилы, в среднелейасовую — жилы и штоки, в позднемеловую — пластообразные залежи. Основанием для такого допущения служит различие в вещественном составе руд отмеченных типов. Этот исследователь полагает, что оруденение имеет как жильное, так и сингенетическое происхождение. При этом различные генетические типы представлены одновременно в одном рудном районе.

Вероятно, в данном случае мы имеем дело, как это наблюдается во многих рудных районах Северной Африки, с унаследовательностью состава более молодых месторождений от более древних, а не с разновозрастной гидротермальной деятельностью одного и того же магматического источника. При этом характерно все большее упрощение

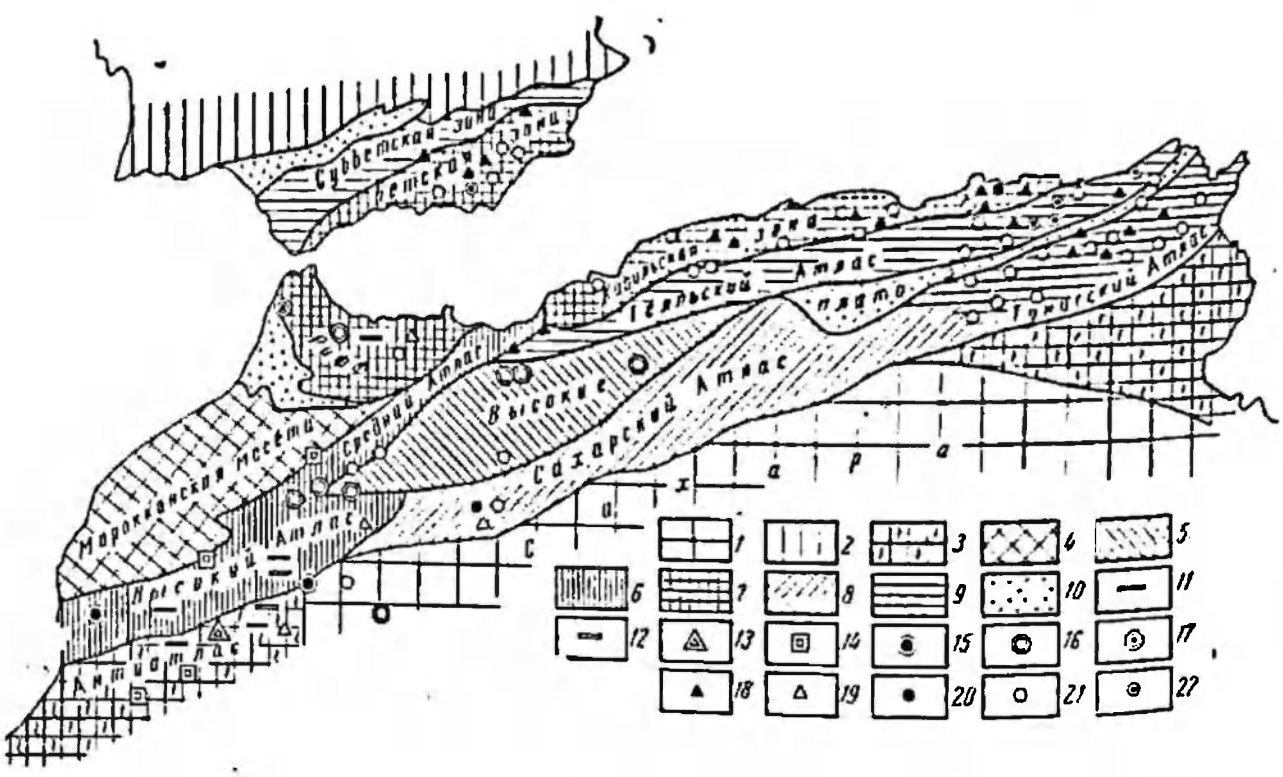
состава руд в более поздних месторождениях: ранние стадии представлены арсенопирит-шеелит-полиметаллической минерализацией, последующие — свинцово-серебряной.

Отмеченные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления Восточного Марокко и Западного Алжира (рис. 48) относятся к герцинской эпохе совершенно условно не по возрасту минерализации, которая здесь, по-видимому, не древнее средней юры, а по геотектоническому положению в зоне завершенной герцинской складчатости, предохраненной от альпийской складчатости неглубоко залегающим жестким фундаментом.

Альпийская металлогеническая эпоха проявилась в совершенно иных геотектонических условиях и определяется другим соотношением структур, развившихся в различных условиях на герцинском складчатом основании.

В альпийской металлогении отчетливо выделяются месторождения геосинклинальной и особенно позднеорогенной стадий развития, тогда как раннеорогенная стадия в известной степени редуцирована. Распределение рудопроявлений по отдельным секторам альпийской геосинклинали обнаруживает более отчетливые закономерности, чем это удалось выявить для герцинской. В общем случае месторождения геосинклинальной и отчасти раннеорогенной стадии концентрируются во внутренней зоне, распространяющейся на Бетскую зону Андалузии и Кабило-Рифскую Северной Африки. Месторождения позднеорогенной стадии распространены шире, встречаясь как в зоне Телля и «ультра»-флиша (Нумидийский хребет), так

Рис. 48. Металлогеническая схема Атласско-Андалузской провинции



Платформы: *1* — древние; *2* — эпипалеозойские; *3* — активизированные. Срединные массивы: *4* — обнаженные; *5* — перекрытые осадочным чехлом. Геосинклинали: *6* — палеозойские; *7* — в альпийской зоне; *8* — парагеосинклинали; *9* — флишевые геосинклинали; *10* — краевые и межгорные прогибы. Месторождения герцинских рудных формаций: *11* — железорудной; *12* — марганцевой; *13* — кобальт-никелевой; *14* — молибден-вольфрамовой; *15* — медистых песчаников; *16* — свинцово-цинковой в карбонатных породах; *17* — антимонитовой. Месторождения альпийских рудных формаций: *18* — железорудной; *19* — марганцевой; *20* — колчеданной; *21* — полиметаллической; *22* — ртутной, сурьмяной и золоторудной

в срединном массиве и южных атласских парагеосинклиналях. Анализ карты полезных ископаемых, составленной на геологической основе, обнаруживает удивительное совпадение в приуроченности отдельных групп рудопроявлений к складчатым и разрывным структурам.

К геосинклинальной стадии альпийской эпохи могут быть отнесены месторождения двух рудных формаций: железо-марганцевой и колчеданной.

Формации железорудных и марганцевых месторождений эксгаляционно-осадочного и осадочного типа развиты вдоль всей внутренней зоны данной провинции. Железорудные месторождения Бетских Кордильер развиты главным образом в провинциях Альмерия, Гранада и Мурсия. Запасы железных руд в них соответственно 70, 350 и 50 млн. *т*. Месторождения расположены на склонах береговых горных цепей, протягивающихся от мыса Сакратиф до г. Мурсия и контролируются молодыми разломами и проявлениями кислых лав (Первушин, Свет, 1947; Petrascheck, 1960). К наиболее значительным относятся месторождения Сьерра-де-Бедар, Сьерра-де-Лос, Филобарль, Сьерра-де-Гадор, Сьерра-де-Энмедио, Макесадо и др.

М. Г. Розьер (Rozière, 1959), изучивший месторождение Макесадо, расположенное у северного подножия Сьерры-Невады, подсчитал в нем 16 млн. *т* руды с содержанием железа 55%. Оруденение гематита цементирует обломки известняка, создавая массивную рудную брекчию мощностью до 20 *м*. Рудные тела приурочены к массиву сахаровидных и мергелистых известняков триаса, залегающему на палеозойских кристаллических сланцах. Крупным является центральное рудное тело, а на периферии массива развит ряд мелких неправильной формы скоплений гематитовых руд. В настоящее время отрабатывается центральное тело.

По данным Ф. Гюнтера (Günther, 1961), месторождение Сьерра-де-Энмедио в провинции Мурсия расположено в аналогичной вышеотмеченной геологической обстановке. Массивные доломиты триаса мощностью 50 *м* несогласно перекрывают кварц-слюдистые сланцы палеозоя. Выше отмечаются три покрова эффузивных роговообманковых порфиритов мощностью 30—40 *м*. Гематитовая минерализация образует в доломитах многочисленные согласно залегающие небольшие рудные тела. Контакты последних в известняках сопровождаются сетью рудных прожилков. Мощность рудных тел 2—5 *м*, содержание железа 50%, марганца — 8%. Руды сложены гематитом и отчасти полибазитом, полисинитом и псиломелаином.

В Марокко к этой формации нами условно отнесены три марганцевых месторождения, расположенных в южной части провинции, и более уверенно — четвертое, связанное с геосинклинальным вулканизмом. В восточной части Антиатласа докембрийский фундамент перекрыт верхнемеловыми доломитами и мощным покровом базальтов. Первые из них вмещают три крупные пластообразные линзы марганцевой руды, состоящей из псиломелана, пиролюзита и карнотита. Это наиболее крупное в Марокко месторождение Имини является главным производителем марганца в стране; именно здесь получена бо́льшая часть металла из 360 тыс. *т* добытых в Марокко за период 1962—1966 гг. Оруденение распространяется и за пределы меловых доломитов, встречаясь в виде жил в сланцах докембрия и доломитах триаса. Происхождение его гидротермальное, возможно в связи с послемеловыми базальтами.

В Высоком Атласе к юго-востоку от г. Мидельт в доломитах нижнего лейаса залегают две согласные линзы марганцевой руды, известные под названием месторождений Тьяранти и Юди. Мощность первой 5 *м*, второй — от 0,5 до 1,2 *м*. Руды сложены гусманитом и магнетитом, встречаются гематит, якобсит, пиролюзит и псиломелан. Существует две точки зрения на генезис оруденения: 1) гидротермальная, по которой руд-

ная минерализация связывается с основным вулканизмом, проявления которого развиты в районе, и 2) сингенетическая. Последней противоречат прожилки магнетита и кальцита во вмещающих породах.

Между восточными окончаниями горных сооружений Антиатласа и Высокого Атласа в местности Бу-Арфа известны три марганценосные рудные зоны, приуроченные к карбонатным осадкам нижнего лейаса. Сложная морфология рудных тел, представленных пластообразными линзами, метасоматическими залежами, жилообразными телами неправильной формы и жилами, залегающими к тому же в разных частях разреза лейаса, по мнению автора, не оставляет сомнения в гидротермальном происхождении месторождения.

В Кабило-Рифской зоне в настоящее время отрабатывается месторождение Санта-Евлалия в районе Мелильи и группа Тьен. Первое из них расположено вблизи Мелильи среди андезито-базальтовых формаций массива Гуругу. Месторождение представлено кварц-халцедоновой жилой, контролируемой зоной разлома, штокверком в андезитовом покрове и прослоями убогих руд, в горизонтах пелитовых туфов. Руды сложены псиломеланом, относятся к вулканогенно-гидротермальному типу. Содержание в руде марганца всего 3—5%, годовая добыча 45%-ных концентратов — 800 *т* (Agard, 1957).

На месторождениях группы Тьен представлены вкрапленные марганцевые руды с кварцем и баритом в палеогеновых вулканических породах, метасоматические залежи в эффузивах и гидротермальные жилы. Вулканическое происхождение их устанавливается достаточно отчетливо. Они занимают третье место по добыче марганца в Марокко, давая ежегодно около 50 тыс. *т* 45%-ной руды.

Во внешней дуге складок Субрифской зоны среди юрских отложений, вмещающих вулканиты, довольно широко распространены железорудные месторождения, представленные пластообразными и неправильной формы залежами на контакте известняков с изверженными породами. В составе руд принимают участие магнетит, галенит и сидерит.

В Марокко наиболее крупной является группа месторождений железа Бинбу-Ифрур, расположенная в 20 *км* от Мелильи. Район сложен толщей юрских сланцев с пропластками известняков, прорванной штоками диорита третичного возраста, сопровождающимися дайками и силлами микродиоритов. На севере минерализованная зона ограничена андезитами вулкана Гуругу миоценового возраста (Agard, 1957). Оруденение магнетита, титанита и гематита образует метасоматические залежи в известняках, тяготеющие к их контакту с массивом диорита, и принадлежат к контактово-метасоматической группе. В контакте с диоритом известняки перекристаллизованы вдоль полосы шириной 1 *м*, скарнов не отмечается.

Промышленными являются месторождения Уншан с запасами 35 млн. *т* руды, содержащей 60% железа, с годовой продукцией свыше 1 млн. *т*, Пберканен-Бокойа с содержанием в руде 50% железа и продукцией 200 тыс. *т*, Афра с запасами 1,5 млн. *т*, содержанием 45% железа и 5% марганца при продукции 30 тыс. *т* в год.

В Алжире главные месторождения железа локализуются вдоль побережья Средиземного моря. К ним с запада на восток относятся группы Бени-Саф, Заккар, Бу-Кхандра и Уэнза. В последних двух, расположенных вблизи границы с Тунисом, сосредоточено 77% добычи железных руд, составившей в 1966 г. для Алжира 1700 тыс. *т*. Руды представлены сидеритом и гематитом, содержат 53—55% железа и около 2% марганца. Оруденение приурочено к терригенным и карбонатным отложениям юры, мела и эоцена и контролируется трещинными структурами и слоистостью пород.

В районе Уэнза развиты многочисленные залежи сидерита в известняках апта, окисленные у поверхности. В районе Бу-Кхандра

отрабатывается линза сидерита длиной 1 *км* с запасами руды в 3 млн. *т*. В районе Бени-Саф группа месторождений в известняках лейаса отрабатывается еще с 1879 г. (Баруд, Бу-Ханеда, Сиди-Браким, Дар Рих, Сиди-Сафа и др.). Месторождения группы Хаккар, расположенные в 120 *км* к юго-западу от г. Алжира, разрабатываются с 1930 г.; здесь развит сидеритовый тип рудных тел, залегающих в известняках лейаса. Месторождения группы Тимерзит в Малой Кабилии к юго-западу от г. Бужи (Джебель Бу Амрен, Тадергоут, Сиди-Маруф, Тиссимиран, Брадемах, Бена Химмаль и др.) расположены в желтых известняках среднего лейаса, выступающих в поднятиях среди молодых пород. На отрогах горы Меджере в 135 *км* от г. Бона в известняках эоцена расположены месторождения группы Шабет Балут. Наконец, на границе с Марокко в известняках лейаса залегают гематитовые месторождения Себобна с высоким содержанием марганца (до 8%). Имеется и ряд других месторождений, в частности в районе г. Филиппвиля (Финдек и Филфила), Бон (Айн-Мокра), горы Угнат, к юго-востоку от Тебеса (Айн-Бобуш) и т. д.

Рудный район Уэнза к востоку непосредственно продолжается на территорию Туниса, где расположено наиболее крупное в этой стране месторождение Джебель-Джерисса, представленное метасоматическими залежами гематита в известняках аптского возраста. За все время эксплуатации на месторождении добыто около 30 млн. *т* руды, в том числе в 1966 г. 1,3 млн. *т* с содержанием железа 55%. В том же районе расположены месторождения Джебель-Слата и Джебель-Хамайма. В районе Нефза в северо-западном Тунисе линзы и гнезда гематита залегают в эоценовых известняках (месторождение Тамера). Содержание железа в рудах 50% при мощности рудных тел 8 *м*. Однако качество руды низкое из-за присутствия в них мышьяка.

Марганцевые месторождения в Алжире немногочисленны, а в Тунисе вообще отсутствуют. К ним относятся Джебель-Гуэттарине и Бу-Кдейсат, расположенные к западу от г. Бени-Аббеса, в 60 *км* друг от друга. Они представлены включениями браунита в песчаниках. Содержание марганца до 47%, но запасы всего 1,5 млн. *т*.

Формация колчеданных месторождений является, пожалуй, наиболее типичной для геосинклинальной стадии альпийской эпохи. Они залегают в виде пластообразных залежей в вулканогенных породах андезитового состава эоценового возраста в Кабильской зоне. Месторождения Бусуфа и Эль-Кабир обследованы в 1968 г. В. И. Смирновым, который определенно отнес их к колчеданному типу. Они представлены линзами массивных сульфидных руд, сложенными пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. На месторождении Бусуфа длина линз до 250 *м* при ширине 100 *м* и мощности 25 *м*; запасы меди около 25 тыс. *т*. На втором месторождении известен ряд линз богатых сульфидных руд, содержащих 5% свинца, 5% цинка и 2,5% меди с запасами суммы металлов 100 тыс. *т*. Руды мелкозернистые, массивные, характеризуются тонким прорастанием сульфидных минералов. Перспективы этого типа оруденения ограниченны ввиду слабого развития вулканитов, представляющих собой остатцы Кабильской эвгеосинклинали, бо́льшая часть которой погружена под воды Средиземного моря.

Металлогения раннеорогенной стадии альпийской эпохи в значительной части рассмотрена выше при характеристике железо-марганцевой формации. Дополнительно сюда может быть отнесено шеелитовое месторождение Билилайт, связанное с молодыми гранитами Кабильской зоны. Это скарновое месторождение представлено штокверком, содержащим в среднем 0,3% пятиокиси вольфрама. Запасы руд 56 тыс. *т*. Месторождение спорадически отрабатывается.

Главные богатства недр Северной Африки, а также Бетских Кордильер

связаны с рудообразованиями позднеорогенной стадии альпийской эпохи. К ним относятся многочисленные, порой богатые и довольно крупные месторождения свинцово-цинковых, иногда медных, ртутных и сурьмяных руд. А. Е. Петрашек (Petrascheck, 1960) при мелкомасштабном металлогеническом районировании Средиземноморского пояса выделяет здесь два крупных свинцово-цинковых района — Южно-Испанский и Северо-Африканский (см. рис. 49). Все развитые здесь месторождения свинца и цинка он относит к телетермальному типу и связывает с позднетретичным магматизмом. Эти месторождения не обнаруживают приуроченности к определенным секторам альпийской геосинклинали, а охватывают все выделенные выше структурные зоны. Они встречаются в провинциях Альмерия и Мурсия (Андалузия), в Высоком Атласе, Сахарском Атласе, Кабило-Рифской зоне и Высоких плато.

Ознакомление с довольно обширной литературой по рудным месторождениям области, принадлежащей в основном геологам французской школы, а также личные впечатления позволяют автору в качестве предварительного опыта предложить подразделение месторождений поздней стадии альпийской эпохи на следующие рудные формации. Среди свинцово-цинковых месторождений целесообразно различать две главные формации: 1) жильная полиметаллическая, 2) свинцово-цинковая пластообразная в карбонатных породах (стратиформная). По вещественному составу, морфологии рудных тел и рудовмещающим породам эти формации подразделяются на субформации. Так, в первой формации следует различать: а) жильную кварц-медно-полиметаллическую, б) жильную кварц-галенит-сфалеритовую и в) жильную барит-галенитовую. Во второй формации часто различаются две субформации: а) свинцово-цинковая и б) свинцово-баритовая в доломитах мела (тип Джебель-Ишмуль). Очевидно, названные формации и субформации развиты в различных тектонических зонах.

Ртутные месторождения относятся к двум рудным формациям: собственно киноварной и галенит-сфалерит-киноварной. Кроме этого, выделяется сурьмяная формация, жильные месторождения которой представлены вторичными минералами сурьмы. Встречаются также самостоятельные, в том числе промышленные, баритовые жилы. Небольшое значение имеют жильные золоторудные месторождения.

Жильная полиметаллическая формация в Бетских Кордильерах представлена месторождениями провинций Альмерия и Мурсия, где относительно крупными являются рудные районы Картахены и Масаррона. Кварц-полиметаллические жилы залегают здесь в третичных андезитах и сланцах палеозоя, а также в известняках триаса. Жилы и метасоматические залежи часто обладают сложной формой. Они сложены серебросодержащим галенитом, сфалеритом, пиритом, кварцем, кальцитом, сидеритом, иногда баритом. В верхних горизонтах рудных тел развита мощная железная шляпа с промышленным содержанием железа, свинца, цинка и серебра. В провинции Альмерия известно месторождение золота Родалквилар, представленное пятью рудными зонами, залегающими в массиве дацитов и липаритов Сьерра-де-Кобо-Гато, прорывающем палеозойские кристаллические сланцы, известняки триаса и палеогеновые осадки. Вмещающие породы в пределах рудных зон брекчированы, окварцованы, пиритизированы и алунитизированы. Золото выделилось из пирита в процессе алунитизации и сопровождается ковеллином, делафоссптом, ярозитом, гретитом и лепидокрокитом.

Свинцовое месторождение Сьерра-де-Баса, расположенное на Бетском хребте, представлено секущими и пластообразными жилами кальцита и барита с галенитом, сфалеритом, сидеритом и отчасти киноварью; местами здесь развиты значительные скопления флюорита. Послед-

ний часто обладает полосчатым строением. Известны рудопроявления киновари.

На территории Марокко развиты небольшие жилы в палеозойских породах. Промышленным является месторождение Бу-Арфа, на котором ежедневно добывается 500 *т* галенитового концентрата (Agard, 1957). Оно расположено на восточной периферии Высокого Атласа и приурочено к контакту штока третичных андезитов с вмещающими кембрийскими сланцами. В его пределах развиты три барит-галенитовые жилы мощностью 7 *м*. В 25 *км* к западу расположено медное месторождение Джебель-Клак, залегающее в толще среднеюрских доломитов. Оно представлено рядом трещинных жил мощностью 0,1 *м* и длиной 50—100 *м*, сложенных кальцитом с оруденением борнита, халькопирита, халькозина, галенита и сфалерита. В южной части Высокого Атласа сланцы и кварциты палеозойского возраста окаймляются рифовыми известняками лейаса. Последние в краевых частях содержат промышленные кальцит-сидерит-баритовые жилы с галенитом, сфалеритом и отчасти халькопиритом. Здесь же развита убогая вкрапленная минерализация в доломитах среднего лейаса.

В Алжире свинцово-цинковое оруденение развито очень широко. Здесь ориентировочно подсчитано 2 млн. *т* свинца и 4 млн. *т* цинка. Добыча в 1965 г. составила 15 тыс. *т* свинцового концентрата и 63 тыс. *т* цинкового. В 46 алжирских месторождениях преобладает цинк, в 15 — свинец, в 11 месторождениях содержание цинка и свинца одинаково. Все они объединяются в три группы: западную (близ марокканской границы), центральную (в окрестностях г. Алжира) и восточную (с центром в г. Константине).

К формации жильных свинцово-цинковых месторождений из центральной группы относится месторождение Уарсенис, считавшееся самым крупным в Алжире, а также группа Сакаммоди. Они расположены в зоне Телль-Атласа, протягивающейся вдоль побережья и отделенной от Высокого плато кряжем Уарсенис. Одноименное месторождение находится вблизи г. Орлеансвиля и представлено жилами, рудными столбами и неправильными залежами в известняках лейаса, вытянутыми вдоль них в виде широтного рудного пояса. Руды сложены смитсонитом, каламином и сидеритом, содержат 18% цинка и 900 *г/т* серебра. Месторождение отрабатывается с 1890 г.; запасы на 1963 г. здесь составили 482 тыс. *т*. Примерно с этого же времени эксплуатируется месторождение Сакаммоди, расположенное вблизи г. Блида. Здесь оруденение сфалерита сконцентрировано в жилах мощностью 10—15 *м*, залегающих в мергелях сенона. В главной жиле, имеющей длину 3 *км*, с 1884 г. добыто 132 тыс. *т* сфалерита. В окрестностях расположены мелкие месторождения Р'арбу, Герума, Надор-Шаир, Тизи-Н-Тага, Тага, Драомин. Все они почти полностью отработаны.

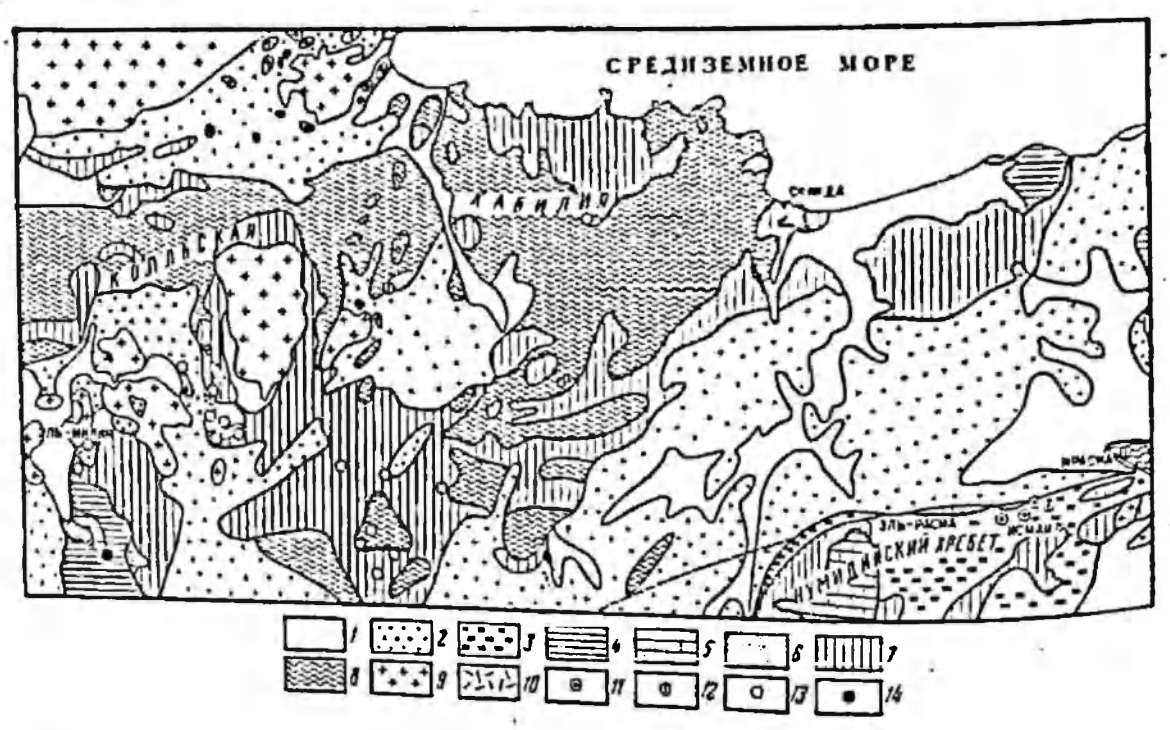
В наиболее многочисленной и разнообразной восточной группе месторождений выделяется три субширотных пояса свинцово-цинковых месторождений (Glason, 1963). В северном поясе Колльской Кабилии в жильных месторождениях данной формации преобладают галенит, барит либо халькопирит. Обычно эти месторождения залегают в палеозойских отложениях, надвинутых вдоль крупного Кабильского шарьяжа на меловые и олигоценовые осадки Нумидийского хребта (рис. 49). Длина наиболее крупных жил 1—2 *км* при мощности 0,5—0,6 *м*, падение преимущественно крутое. К относительно крупным относятся месторождения Будука (цинковое), Сиди-Камбер (свинцовое) и Ашет (медное). Менее значительные Уэд-Бу-Фезаджа, Айн-Кешера, Бир-Беш-Салх (с ртутью). Вблизи г. Филиппвиля в гнейсах и слюдяных сланцах залегают барит-полиметаллические жилы месторождения Уэд-Удина, разрабатывавшиеся еще древними римлянами. В жилах 20% свинца и 15% цинка,

в галените до 4 *кг/т* серебра. Длина жил 400 *м*, из них в 1937 г. добыто 660 *т* галенита и 1400 *т* сфалерита. Здесь же расположенное месторождение Мезаджет, представленное жилами сульфидной и окисной руды, содержит 15% цинка, 4% свинца, 2% меди и 300 *г/т* серебра. Запасы сульфидных руд в нем 92 тыс. *т* и 27 тыс. *т* окисных.

К западу от г. Бона известны вертикальные кварцеворудные жилы месторождения Айн-Барбар. Залегают они в меловых известняках. Из 17 жил в настоящее время разрабатываются четыре. Они сложены кварцем, кальцитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом. Запасы — 300 тыс. *т* руды с содержанием меди 3,4%, цинка 3% и свинца 1%.

В качестве примера следует несколько подробнее охарактеризовать месторождения Будука и Сиди-Камбер. Первое из них, расположенное в 12 *км* к востоку от г. Эльмилия, эксплуатировалось начиная с 1900 по 1955 г. В настоящее время рудник разрушен, обогатительная фабрика и все производственные сооружения взорваны. Месторождение представлено рядом крупных жил, залегающих в кристаллических сланцах и гнейсах палеозоя, аргиллитах эоцена и биотит-турмалиновых гранитах третичного возраста. Жилы приурочены к крупным сколовым трещинам двух систем, пересекающихся под прямым углом. Главной является жила Юбер, прослеживающаяся на 2 *км* по простиранию в северо-западном направлении вдоль шарнирного сброса. Последний оперяется крутопадающими трещинами, в которых залегают жилы Ролан, Андриэтт, Альбер, Жоффр, Буджеди, Марсель, Мерольд. Средняя мощность жил 0,6 *м*, с глубиной она увеличивается. Жилы сложены сфалеритом, пиритом, гематитом, галенитом, халькопиритом, кварцем. В среднем жилы содержат (в %): свинца 2,6, цинка 8,3, меди 2,3. Перспективные запасы по основным

Рис. 49. Схема размещения рудных месторождений Коллькой Кабилии и Нумидийского хребта



1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники и сланцы олигоцена; *3* — песчаники, известняки и мергели эоцена; *4* — глинистые сланцы и известняки мела; *5* — известняки и доломиты юры; *6* — песчаники и гипсы триаса, *7* — кристаллические сланцы нижнего палеозоя; *8* — гнейсы палеозоя; *9* — граниты; *10* — долериты; *11—14* — месторождения: *11* — ртутные, *12* — ртутно-полиметаллические, *13* — полиметаллические, *14* — медные

жилам оцениваются в 35 тыс. *т* свинца, 68 тыс. *т* цинка и 14 тыс. *т* меди.

Месторождение Сиди-Камбер расположено в 34 *км* к юго-западу от г. Скикды. Здесь на площади 75 $км^2$ известно пять месторождений: Кудиат-эль-Ресас, Джебель-дар-эль-Дабар, Уэд-Рабах, Бени-Расдун, Бу-эль-Таль. В 1877 г. на рудной площади возник пожар, уничтоживший всю растительность и обнаживший почву. После этого геологом Ж. Террайоном были открыты все названные месторождения и начата разведка наиболее крупного — Сиди-Камбер. В палеозойских кристаллических породах, перекрытых кайнозойскими осадками, залегают жилы месторождения, три из которых в настоящее время отрабатываются. Содержание в них свинца 8—10%, цинка 3—5%, жильная масса барит. Длина жил 300—2500 *м*, мощность 0,1—2 *м*, расстояние между параллельными жилами 250—900 *м*. Рудник восстановлен и обладает определенными, правда не особенно значительными, перспективами.

Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах в Марокко представлена весьма ограниченным количеством месторождений, довольно широко развита в восточной группе алжирских месторождений, а в Тунисе является преобладающим типом минерализации.

В Марокко к этой формации относятся месторождения района Клаусен, где в известняках мелового возраста известны три пластообразные залежи галенит-сфалеритовых руд. Их мощность 0,5—3 *м*, содержание цинка 14% и свинца 2%. В области Рекнаме у восточной периферии Марокканских Высоких плато свинцовая минерализация установлена в известняках, залегающих в основании карбонатной толщи сеномана. Минерализация охватывает большую площадь, но содержание металла непромышленное. Ряд исследователей считает ее сингенетичной.

В восточной группе алжирских месторождений свинца и цинка данный тип развит в центральном и южном поясах.

Центральный пояс прослеживается у г. Сетифа и представлен мелкими месторождениями Кеф-Семах, Гергур, Айн-Руа, Джебель-Эдин, Букдена, Джебель-Густар и др. Среди них встречаются небольшие жильные, а преимущественно — пластообразные рудные тела, сложенные каламином, смитсонитом, галенитом и церусситом. Содержание свинца около 3%, цинка — до 9%, запасы крайне ограничены. К юго-западу от г. Константина в меловых известняках залегают линзообразные метасоматические тела галмея и церуссита месторождений Джебель-Фелатон и Сиди-Руман. До 1936 г. на них добыто 11 тыс. *т* галмея. Одно время в Северной Африке самым крупным считалось месторождение Хамман Н'Байлс, полностью отработанное к 1930 г. Оно, так же как и соседнее с ним Айн-Ашур, образовано залежами галмея в миоценовых известняках. К северо-западу от г. Тебесса в известняках апта залегает месторождение Меслула, представляющее собой линзу длиной 300 *м* и мощностью до 70 *м*. С приближением к гипсоносным мергелям триаса обогащенность рудного поля увеличивается. Рудное тело сложено галенитом, церусситом, пиритом, бурнонитом; среднее содержание свинца 4% и серебра 300 *г/т*. У границы с Тунисом, также в аптских известняках, расположено месторождение Бу-Джабер, где установлены небольшие метасоматические залежи богатой свинцовой руды (10% свинца, с глубиной появляется цинк).

Южная полоса объединяет девять месторождений района гор Батна и Орес: Джебель-Ишмуль (свинцово-баритовое), Таргит (свинцово-цинково-ртутное), Дженулели (цинковое), Меруана и др. Район сложен гипсоносными отложениями триаса, развитыми вдоль структур диапирового типа, известняками и доломитами юры и мела. Общая мощность мезозойских отложений этой зоны, входящей в состав Сахарского Ат-

ласа, превышает 10 *км*. Горные массивы Батна и Орес представляют собой субширотные антиклинальные структуры, сложенные в ядре юрскими породами, а на крыльях — меловыми. Месторождения принадлежат к пластообразному и отчасти жильному типам. Первые — более крупные — приурочены к маломощным горизонтам известняков и доломитов и контролируются разрывами. Они имеют лентообразную форму, сложены прожилковыми и массивными рудами, в контакте которых проявлена доломитизация, баритизация и окварцевание. Жильные месторождения обычно представлены окисленными рудами, часто содержат ртуть. В северной антиклинальной зоне (Батна) оруденение встречается от лейаса до мела, а в южной (Орес) — главным образом в апте. Выше альба рудная минерализация не распространяется. Во всех месторождениях, кроме Джебель-Ишмуль, цинк преобладает над свинцом. Все месторождения, за исключением Тагита, приурочены к антиклиналям.

Месторождение Джебель-Ишмуль расположено в 18 *км* от г. Арфиса у пос. Медины на склоне горы. Оруденение здесь известно с 1900 г., к 1924 г. оно разведано, а с 1932 по 1954 г. эксплуатировалось. За это время добыто 116 тыс. *т* руды, содержавшей 6% свинца. Рудоносными являются отложения нижнего апта, представленные снизу вверх доломитами, известняками и рудоносными кавернозными доломитизированными известняками. Среди последних оруденение отмечается в трех пластах: нижнем (*C*), среднем (*A*) и верхнем (*B*). Мощность пластов соответственно 4, 3,5 и 3 *м*. Месторождение залегает в крыле антиклинали, ядро которой сложено известняками баррема. Структура осложнена крупным разрывом, ограничивающим грабен долины Медины.

Рудные тела представляют собой согласные залежи, контролируемые трещинами и флексурами. Всего на месторождении их пять, четыре в значительной степени отработаны. В пределах рудных тел выделяются периферические участки баритовых и центральные — барит-галенитовых руд. Наблюдаются элементы и вертикальной зональности, выраженной сменой с глубиной баритового оруденения барит-галенитовым и далее галенит-сфалеритовым. Барита в рудах в среднем по месторождению 38%, свинца — 4%, цинка (в глубоких горизонтах) — 2,7%, серебра — 100 *г/т*, кадмия — 0,003%; запасы свинца 50 тыс. *т*, барита — 0,5 млн. *т*.

В Тунисе свинцово-цинковые месторождения детально изучены П. Сэнфельдом (1951; Sainfeld, 1956). Главным образом они сосредоточены в Тунисской синклинали, прослеживаемой на 300 *км* в северо-восточном направлении. Основными рудоконтролирующими факторами являются оси диапировых складок, стратиграфические горизонты пород определенного состава, трещинные нарушения различного масштаба. Направление структур в Тунисе резко поворачивает к северо-востоку, что обусловлено, вероятно, выклиниванием здесь срединного массива Высоких плато. В связи с этим в Тунисе рудные пояса имеют не субширотную, а северо-восточную ориентацию. 38% всех свинцово-цинковых месторождений Туниса приурочено к карбонатным породам верхнего мела (кампан—маастрихт), слагающим два субпараллельных известняковых рифа; 17% залегает в среднемеловых известняках и доломитах, 15% — в известняках юры, 13% — в конгломератах и песчаниках неогена, 12% — в брекчиях триаса и 5% — в известняках и песчаниках палеогена. Для Туниса характерно наличие рудной минерализации в мергелях и глинах при меньшем ее развитии (около 11%) в доломитах, широкое распространение железосодержащих свинцово-цинковых месторождений; небольшой масштаб месторождений; преимущественное развитие пластообразных рудных тел.

Руды месторождений, как и в Алжире, обладают полиморфной структурой и представлены метасоматическими телами замещения.

часто они окислены не только у поверхности, но и на значительной глубине. Местами в рудах присутствуют сурьма, мышьяк и ртуть. Между существенно сидеритовыми и свинцово-цинковыми месторождениями наблюдаются взаимопереходы. Галенит содержит значительные количества серебра, достигающие в рудах 250—500 *г/т*; сфалерит представлен обычно маложелезистой разновидностью, но обычно распространены смитсонитовые окисленные руды. В ряде месторождений встречены кадмий, ванадий, медь и марганец. П. Сэнфельд месторождения Туниса относит к телетермальному типу и датирует их миоценовым возрастом. Одновременно он склонен приписывать некоторую роль в рудообразовании вулканическим породам триаса, часто встречающимся в пределах рудных полей.

Из 50 известных здесь месторождений 20 разрабатываются, в том числе относительно более крупные Джебель-Рессас, Сиди-Аммар, Бен Сален, Сакьет Сиди Юзеф, Джебель-Халлуф, Туиреф, Сиди-Бу-Аван, Джалта и Уэд-Маден. В горной промышленности Туниса 30% годовой продукции принадлежит свинцу и цинку. Вероятные запасы этих руд по состоянию на 1954 г. составляли 160 тыс. *т* свинца и 60 тыс. *т* цинка.

Генезис полиметаллических месторождений Северной Африки пока не решен, хотя этим вопросом занимались многие исследователи. Так, Г. Шнейдерхён (1957), учитывая характер полиметаллических руд данной области, сложенных колломорфным, скорлуповатым сфалеритом, лишенным железа, бедным серебром (?) галенитом, марказитом и пиритом; приуроченность месторождений к крупным разрывным структурам, оперяющим южный линеамент Северной Африки; понтическо-плиоценовый возраст минерализации, относил их к вторично гидротермальному типу, считая источником металлов месторождения, развитые в герцинском основании. Из этих последних рудное вещество, представленное свинцом и цинком, медью, сурьмой, серебром и баритом, мобилизовалось в процессе регенерации геосинклинального режима и селективно переотложилось в карбонатных породах кровли. Взгляды Г. Шнейдерхёна разделяют Ж. Больц (1957), а также Г. Журавский и др. (1951) и П. Сэнфельд (1951).

Ж. Больц обращает внимание на своеобразие соленосных осадков в триасе и более молодых отложениях, которые могли способствовать миграции металлов, мобилизованных из герцинских месторождений. Эта мысль развита в докладе К. Эрмана на Международном геологическом конгрессе, проходившем в 1952 г. в Алжире. Он отмечал ведущую роль в образовании месторождений свинца, цинка, ртути, меди и других, расположенных в породах юрского, мелового и неогенового возраста, соленосных и гипсоносных отложений триаса. Оруденение в триасе имеет осадочный генезис, а металлы в результате тектонических движений находятся в состоянии постоянного химического взаимодействия с минерализующими агентами, вследствие чего переносятся в вышележащие породы, где и осаждаются. При этом характер реакции определяет первичное отложение сульфидов, сульфатов, карбонатов и окислов металлов. Альпийский магматизм, по его мнению, стерилен и все развитые здесь месторождения имеют немагматогенное происхождение. Мнение Эрмана противоречит палеогеографии отложений триаса: как известно, на севере провинции, где полиметаллические месторождения более многочисленны, развиты маломощные отложения морского триаса, а соле-гипсоносный триас большой мощности характеризует геологические разрезы Сахарского Атласа, где месторождений крайне мало.

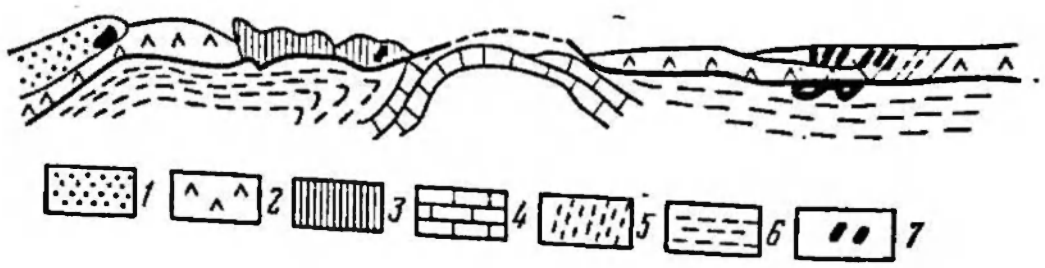
Широко распространены взгляды о сингенетичном происхождении пластообразных свинцово-цинковых месторождений Северной Африки. По мнению П. Рутье (1960), более или менее сходном с представлениями К. Эрмана, в качестве исходного материала служили свин-

цово-цинковые месторождения Северного Туниса (Джальта, Эль-Грефа, Ле Симен, Бу-Джебаа, Базина, Бу-Дина). Они залегают в отложениях триаса, мела, эоцена, олигоцена и понта (рис. 50). Первоначально отложенные в триасе продукты свинцово-цинковой минерализации переместились в более поздние формации. Перенос осуществлялся (в связи с диапировым поднятием триаса) подземными водами, и минерализация не оставалась стабильной, а непрерывно видоизменялась. Металлогения связана с палеогидрогеологией, причем и в современную эпоху происходит перенос свинца. В этом случае также по существу никаких обоснований гипотезы не приводится. Остается неизученным первичный резервуар металлов — осадочные месторождения в триасе; не ясны соображения о форме переноса металлов холодными вадозовыми подземными водами, не соответствующие данным о растворимости сульфидов; нет наблюдений и о характере палеогидрогеологии, а главное — сведений по изотопным анализам свинца и серы в рудах, которые могут пролить свет на этот вопрос.

В соответствии с представлениями В. Е. Петрашека (Petrascheck, 1960), полиметаллические месторождения Северной Африки относятся к телетермальным образованиям, связанным с альпийским магматизмом. Такое мнение также достаточно широко распространено среди местных геологов. На наш взгляд, это представление, соответствующее построениям классической гидротермальной теории рудообразования, не может сейчас полностью удовлетворить исследователя. Действительно, оно не дает объяснения зональному размещению месторождений различных формаций, причинам стратиформного положения наиболее крупных месторождений, этажности размещения рудных тел и другим фактам, что лишает возможности использовать эти представления в целях прогнозирования и вообще руководящей идеи в практической деятельности геологов.

Вероятно, полиметаллические месторождения Северной Африки являются разновозрастными образованиями, причем можно не только выделить месторождения герцинского и альпийского возраста, но и расчленить их более детально. К самым молодым следует относить месторождения жильной полиметаллической формации — они развиты в Кабильской зоне и непосредственно ассоциируются с третичными магмопроявлениями. Что касается пластообразных свинцово-цинковых месторождений в доломитах триаса, лейаса и верхнего мела, то они, возможно, не столь контрастно отличаются по возрасту от вмещающих их осадков, как это предполагают приверженцы представления о их связи с молодым магматизмом. Вопрос этот может быть освещен только при рассмот-

Рис. 50. Схематический разрез Северного Туниса. По *П. Рутье*



1 — песчанки олигоцена; *2* — триасовые покровы; *3* — мергели эоцена; *4* — меловые известняки (диапировые); *5* — мергели понта; *6* — мергели нижнего эоцена, *7* — свинцово-цинковые месторождения

рении более обширного материала. В частности, определенного интереса заслуживают соображения В. Шазана и Э. Фовеле (Chazan, Fauvelet, 1958) о роли в рудообразовании различных отношений фундамента и чехла и выделенные ими типы зон. Дальнейшего изучения заслуживает и роль в размещении оруденения отложений триаса, к которым приурочено весьма большое число свинцово-цинковых месторождений Европы.

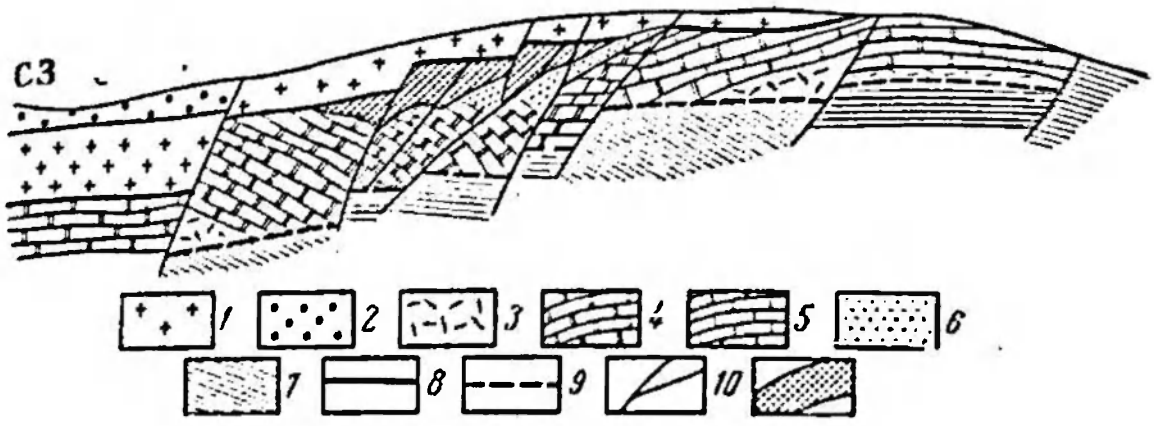
Формация ртутных и сурьмяных месторождений заслуживает большого интереса в результате открытий самых последних лет. В пределах Северного Алжира давно было известно небольшое ртутное месторождение Рас-эль-Ма, которое эксплуатировалось с 1853 по 1948 г. В 1945 г. здесь было получено 11 *т* ртути при ориентировочных запасах 260 *т*. Оно представлено примазками и вкрапленностью киновари в известковистых песчаниках, мергелях и брекчированных известняках эоцен-олигоценового возраста. Кроме того, в рудах ряда свинцово-цинковых месторождений было установлено присутствие киновари. Эти месторождения располагаются на склонах Нумидийского хребта, сложенных осадками мела, а главным образом — эоцена и олигоцена (нумидийские фации), на которые надвинут по пологой поверхности комплекс древних кристаллических образований Кабильской зоны (см. рис. 49). В Тунисе аналогичным является месторождение Джебель-Арта, периодически эксплуатирующееся. Так, в 1966 г. здесь было добыто около 9 *т* ртути.

Сурьмяные месторождения Алжира в древности занимали второе место в Африке, но уже давно они почти полностью отработаны и к 1961 г. добыча не превышала 2,5 тыс. *т* 40%-ного концентрата в год. Они расположены в восточной части департамента Константина, где образуют жилы в меловых известняках. В качестве рудных минералов выступают в основном валентинит и сервантит. Эксплуатация ведется на месторождении Айн-Керма (Хенег), где развиты руды с содержанием 30% сурьмы и 2% ртути. В мергелях и известняках миоцена расположено сурьмяное месторождение Хамман н Байлс с запасами 10 тыс. *т* богатой 45%-ной руды и 15 тыс. *т* 25%-ной. Производится также разработка месторождения Хамимот, где добывалось 400 *т* в год концентрата с содержанием 55% сурьмы. Сейчас на этих месторождениях возобновляются эксплуатационные работы.

В процессе ревизии свинцово-цинковых и ртутных месторождений Алжира советскими геологами в 1966 г. было открыто два новых крупных месторождения ртути — Исмаил и Мра Сма. Они были быстро разведаны и переданы в эксплуатацию. Оба месторождения уникальны по богатству руд и запасам, превышающим 10 тыс. *т* металла.

В качестве примера рассмотрим по материалам А. В. Нетребы месторождение Мра Сма. Оно расположено на северном склоне Нумидийского хребта, в 5 *км* от г. Аззаба. Рудный район, насыщенный ртутной минерализацией, находится на сопряжении Берберского древнего цоколя и Известняковой гряды в пределах альпийской флишевой зоны Телля. Берберский цоколь, представляющий собой кристаллическое основание Кабильской геоантиклинали, перекрыт осадками верхнего эоцена — нижнего миоцена. Известняковая гряда является промежуточной зоной между массивом и Телльской геосинклиналью («ультра»-флиш). Она характеризуется сокращенными мощностями разреза мезозоя, представленных грубообломочными фациями. В среднем миоцене Берберское поднятие по пологой поверхности было надвинуто на Известняковую зону. М. Кикен выделяет пять главных тектонических чешуй, причем наиболее крупные надвигом является Северо-Нумидийский, вдоль которого фиксируется перемещение на 100 *км* к югу палеозойских образований (и перекрывающих их осад-

Рис. 51. Схематический разрез месторождения Мра Сма



Берберский комплекс: *1* — кристаллические породы среднего палеозоя. *2* — песчаники олигоцена. Мезозойский комплекс: *3* — триас. *4* — юра. *5* — неоком. *6* — апт. *7* — верхнемеловой флиш. Разрывы: *8* — Северо-Нумидийский надвиг. *9* — Нумидийский надвиг. *10* — сбросы; *11* — рудные тела

ков олигоцена) на карбонатные отложения Известняковой гряды. Последние нарушены локальным внутриформационным Нумидийским надвигом, разделяющим их на две чешуи (рис. 51).

Крупный Мрасминский крутопадающий сброс пересекает надвиг и смещает его на 5 *км*. С ним сопряжены сбросо-сдвиги амплитудой в несколько десятков метров. Вдоль плоскостей крутых разломов, более молодых, чем надвиг (послесреднемиоценовых), повсеместно отмечается минерализация барита, кварца, галенита, сфалерита и киновари, порой в виде жил мощностью до 3,5 *м*. Таких жилообразных рудных зон в рудном поле установлено 17. В зоне поднадвигового дробления в процессе разведки вышеотмеченных свинцово-цинковых жил было обнаружено очень богатое ртутное оруденение. Особенно крупные и богатые рудные тела приурочены к местам пересечения надвига крупными сбросами. Рудные тела сложены киноварью, метациннобаритом, колородитом, аурипигментом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, ковеллином, боритом, пиритом, марказитом, доломитом, кварцем, баритом и кальцитом. Среднее содержание в рудах ртути около 2%, а в отдельных блоках — до 30%. Перспективы рудного района еще далеко не исчерпаны и не исключена возможность обнаружения под экранирующей надвиговой плоскостью новых крупных рудных скоплений. В самое последнее время ртутные месторождения открыты советскими геологами и вблизи г. Алжира.

ВЫВОДЫ

Очерк тектоники и металлогении Атласско-Андалузской провинции, как бы он ни был краток и схематичен в силу слабой их изученности, позволяет сделать ряд выводов общего порядка.

Альпийские сооружения провинции относятся к весьма молодому возрасту. Если начало тектонических движений здесь датируется поздним эоценом и олигоценом, то окончательная ликвидация геосинклинального режима и осуществление крупных горизонтальных покровных перемещений имели место в миоцене. Поэтому отсутствуют

данные для выделения киммерийской, или раннеальпийской, складчатости и металлогении.

Палеозойская геосинклиналь на территории Северной Африки, так же как и Иберийского полуострова, испытала полное развитие, завершившееся ее повсеместной консолидацией. Регенерированная геосинклиналь в альпийское время захватила сопредельные части Иберийской и Марокканской систем, в связи с чем она развивалась не унаследованно, а самостоятельно. Внутренняя зона альпид, хорошо развитая в Бетских Кордильерах и Марокко, в восточном направлении редуцирована и представлена лишь остаточным Кабильским массивом, тогда как основная ее часть в настоящее время погружена под водами Средиземного моря. В соответствии с геофизическими данными в настоящее время на предполагаемом продолжении внутренней зоны развита глубоководная впадина с базифицированным гранитным слоем земной коры. Крайним восточным продолжением альпийской Кабило-Рифской геосинклинали, возможно, является северная Сицилия и южная Калабрия (Фор-Мюре, Шубер, 1966).

Герцинская металлогения провинции проявлена лишь в западной части на территории Марокко, где сохранились от регенерации палеозойские структуры месеты, Высокого и Среднего Атласа. Для нее характерны преимущественно базальтоидный облик, унаследованный от докембрийских (?) месторождений Антиатласа (кобальт-никелевая формация типа Бу-Аззер и железо-марганцевая вулканогенного типа). Вместе с тем проявления геосинклинальной стадии в характерном для них выражении редуцированы. Отсутствуют магматические и колчеданные месторождения черных и цветных металлов.

Некоторым исключением из этого общего правила являются колчеданно-полиметаллические месторождения Кабильской зоны. Вероятно, основная рудоносная эвгеосинклинальная зона находится под уровнем Средиземного моря. Однако крайние западный и восточный фланги внутренней зоны альпийской геосинклинали в Южной Испании и Южной Италии лишены месторождений, связанных с подводным базальтоидным вулканизмом.

Главной металлогенической особенностью провинции, выраженной как в герцинской, так и в альпийской эпохах, является обилие и разнообразие свинцово-цинковых месторождений. Они представлены разнообразными рудными формациями и субформациями, которые размещаются в разновозрастных породах и разнотипных тектонических зонах.

Разнообразие свинцово-цинковых месторождений Северной Африки находит отражение в их форме (жильный и пластообразный типы), вмещающих породах (кристаллический фундамент, карбонатные и отчасти терригенные породы разного возраста) и составе руд (медно-свинцово-цинковые, свинцово-ртутные, свинцово-баритовые, свинцово-цинково-ртутные). Характерно, что в одном рудном районе часто развиты месторождения разных типов, залегающие на различных стратиграфических уровнях (районы Уджда, Высокая Мулуйа и др.). Именно данное обстоятельство послужило основанием В. Шазану и Э. Фовеле (Chazan, Fauvelet, 1958) для разработки представлений о различной роли в процессе рудообразования отдельных структурных этажей.

В частности, кристаллические породы фундамента обычно вмещают рудные жилы значительной мощности, выдержанные на большие расстояния по простиранию и падению; в горизонтально залегающих доломитах лейаса, слагающих осадочный чехол в зонах завершенной герцинской складчатости, развиты стратиформные свинцово-цинковые месторождения; в более молодых породах, преимущественно карбонатного состава, испытавших альпийскую складчатость, размещаются жилы и метасоматические залежи свинцово-цинковых и бари-

товых руд, в том числе пластообразные. Задачей последующих исследований является детальная систематизация полиметаллических месторождений Северной Африки на формационной основе.

Таким образом, металлогеническими особенностями Северной Африки является ограниченное развитие рудных формаций геосинклинальной стадии, широкое распространение месторождений различных рудных формаций позднеорогенной стадии и одновременно резко приглушенное проявление процессов рудообразования в раннеорогенную стадию. Действительно, с собственно орогенной стадией герцинской эпохи уверенно связывается лишь молибденовое месторождение Азегур, а к альпийской эпохе можно отнести помимо некоторых скарново-магнетитовых рудопроявлений небольшое вольфрамовое месторождение Билилайт.

Данное обстоятельство, естественно, связано со слабым синорогенным гранитным магматизмом. Если довольно обильные в Марокканской месете герцинские гранитные массивы в настоящее время глубоко эродированы и возможные здесь рудные месторождения, по-видимому, размыты, то для альпийского цикла гранитный магматизм вообще не характерен — незначительные его проявления установлены лишь в алжирской части внутренней Кабило-Рифской зоне (см. рис. 44).

Альпийско-Динарская металлогеническая область

Объединение в одну область складчатых сооружений Апеннин, Альп, Карпат, Балкан и Динарид вполне обоснованно. На западе эта область четко ограничена крупным линеаментом, по которому соприкасаются герцинские и альпийские структуры Корсики. Северной границей служит полоса краевых прогибов, протягивающаяся на большом расстоянии вдоль Альпийских и Карпатских цепей складок. Восточной границей является депрессия, охватывающая Эгейское, Мраморное и западную часть Черного моря. Южная граница области с Африканской платформой покрыта водами Средиземного моря.

Каждое из отмеченных складчатых сооружений по существу представляет собой самостоятельную металлогеническую провинцию, однако среди них следует выделить два типа, соответствующие внешней и внутренней зонам альпийского пояса. К первой из них относятся Апеннины, северные Альпы, северные и восточные Карпаты и северные Балканы (Старая Планина), а к внутренней зоне — Динариды (и Эллениды), Болгарское Среднегорье и Македоно-Родопский массив. При этом если провинции первого типа полностью замыкаются в пределах области, соответствуя изолированным складчатым системам, то отдельные элементы южного ствола находят на востоке непосредственное продолжение. Так, можно говорить об едином Среднегорско-Понтийско-Сомхетском вулканическом поясе (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965$_2$), о едином Паннойско-Родопско-Эгейском срединном массиве и о единой Динарско-Таврской геосинклинали.

По тектонике области в настоящее время накопился громадный материал, анализ которого в рамках настоящей работы осуществить невозможно, да, пожалуй, и нет необходимости. В качестве современного его обобщения используется статья М. В. Муратова (1964$_1$),

представляющая собой объяснительную записку к Тектонической карте Европы.

В соответствии с принимаемым в настоящее время членением геосинклинальных поясов здесь можно выделить северную многогеосинклинальную зону с приглушенным вулканизмом, внутреннюю эвгеосинклинальную, включающую и срединные массивы, и южную многогеосинклинальную, отчасти погруженную в море. Это региональное подразделение в пределах отдельных провинций значительно усложняется, вследствие чего каждая из отмеченных региональных зон дифференцируется более дробно.

Северная многогеосинклинальная зона построена рядом крупных геоантиклиналей унаследованного типа. Крайней восточной из них является Старая Планина, сложенная в осевой части метаморфическими породами докембрия — нижнего палеозоя (диабаз-филлитоидная формация и граниты), перекрытыми на крыльях грубообломочными и карбонатными осадками нижнего мезозоя. К Старой Планине кулисообразно причленяется сложно построенное складчатое сооружение Южных Карпат, переходящее на севере в Восточные Карпаты. Ядром последних является древний Мармарошский массив, а крылья сложены главным образом мощными толщами мелового и палеогенового флиша. На западе и юго-западе к Восточным Карпатам вдоль поперечных дислокаций примыкают Западные Карпаты с крупным палеозойским ядром, на которое наложены молодые вулканические впадины. К северной многогеосинклинальной зоне также относится северное крыло грандиозного складчатого сооружения Восточных и Западных Альп.

Внутренняя эвгеосинклинальная зона состоит из ряда более локальных субпараллельных структурных элементов. К северо-восточному из них относится Болгарское Среднегорье, сменяющееся Суббалканской зоной Югославии, Банат и Западные Румынские горы (Апусени). Центральная подзона эвгеосинклинали построена Сербско-Македонским и Родопским срединными массивами. К юго-западной полосе принадлежат Эллениды Греции и Динарские цепи Югославии. Последние к западу сужаются, сливаясь с другими подзонами, и в пределах Альп эвгеосинклинальная зона представлена узкой Пеннинской зоной, совпадающей с линией крупных глубинных разломов (Тоналитовая линия Альп). Палеозойские массивы эвгеосинклинальной внутренней зоны разобщены по системе разломов пологими депрессиями, выполненными вулканогенными и флишевыми толщами мела и палеогена. Вследствие этого палеозойские породы образуют изолированные выходы.

Вулканитами мела сложена значительная часть Среднегорья, откуда они непосредственно протягиваются в Восточную Сербию (Суббалканская зона) и Банат (зона Решица). К этой же полосе в Закарпатье относятся зона Мурэш в западных горах Румынии, сложенная юрскими вулканогенными породами и меловым флишем, и часть Венгерской впадины, прилегающая к Карпатам.

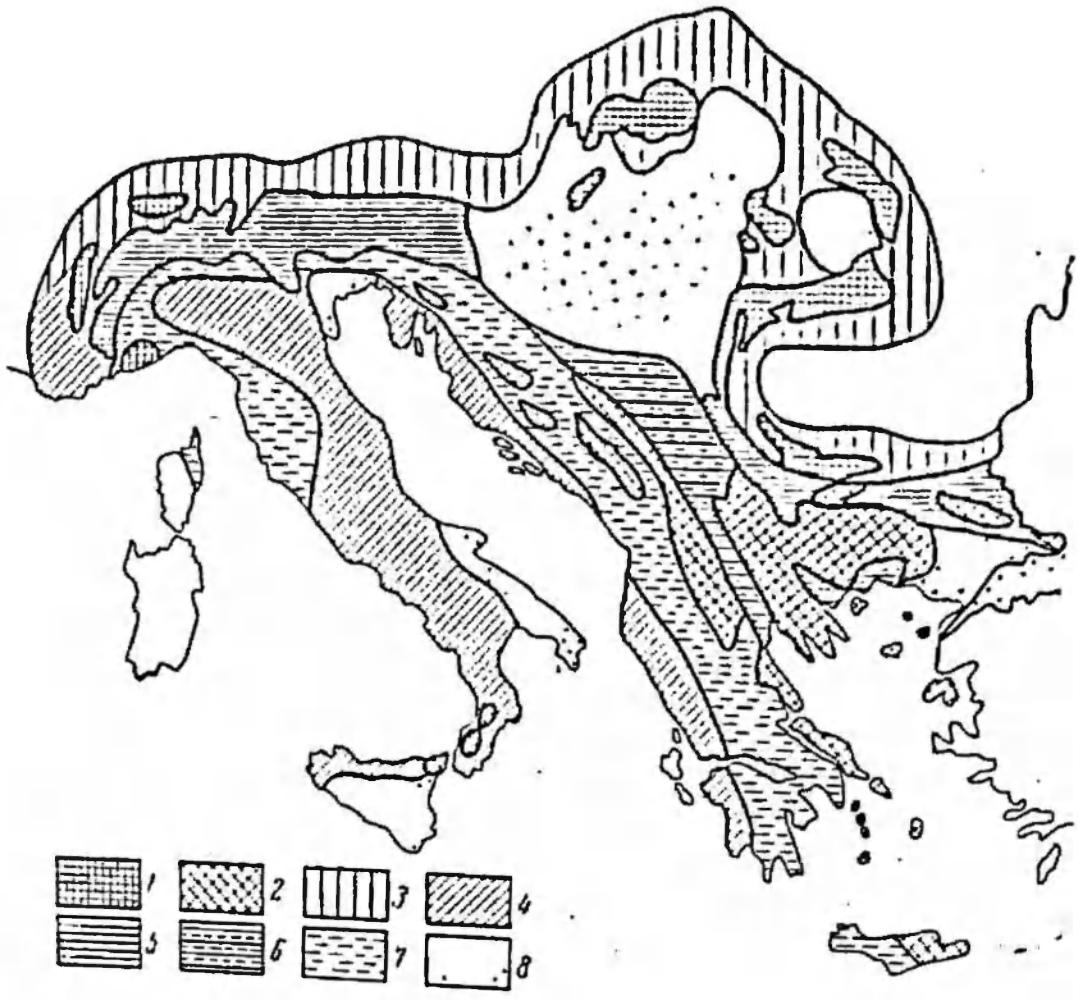
Междугорье, разделяющее противоположные стволы складок Тетиса, в данной области представлено Родопским и Сербско-Македонским массивами. Первый из них в силу своего высоко поднятого положения представляет собой горную страну. Вдоль крупных разломов, образование которых обусловлено позднеальпийской тектонической активизацией, развиты эоценовые и олигоценовые вулканиты, определяющие металлогенический облик этого богатого рудного района.

В юго-западной подзоне эвгеосинклинали на Балканском полуострове расположен Палеогонийский докембрийский массив, окаймленный с запада флишевым синклинорием Пинда, а с востока — узким грабен-синклинорием офиолитовой Вардарской (субпелагонейской) зоны. Еще южнее выделяется Южно-Пелопоннесский ан-

тиклинорий, обрезанный берегом моря. На Адриатическом побережье Далмации внутренняя зона контактирует с внешней миогеосинклинальной зоной. Осевая часть Динарской системы сложена рядом массивов верхнепалеозойских отложений, представляющих поднятые вдоль разломов разобщенные между собой блоки нижнего структурного этажа. Западным продолжением эвгеосинклинальной зоны в пределах Альп служат зоны Пеннинская и Тауэрна, сложенные блестящими сланцами и офиолитами. Далее она следует в Лигурийские Апеннины, продолжаясь в северо-восточной части Корсики.

Юго-западная миогеосинклинальная зона образует выдержанную полосу в Западной Греции и Албании, сложенную флишем эоцен-олигоценового возраста и карбонатной формацией мезозоя на Югославском побережье. К ней относятся известняковые Южные Альпы и часть Апеннин. Эта зона огибает шпору Африканской платформы, далеко на север вклинивающуюся в расположение альпийских систем. Некоторые исследователи платформенные структуры Калабрии, Южной Сицилии и Апулии относят к Адриатическому срединному массиву (Муратов, 1964[1]), другие (Штилле, 1961[6]; Милановский, Хаин, 1968) представляют их в качестве поднятых над уровнем моря со-

Рис. 52. Схема тектонического районирования Альпийско-Динарской области



1 — палеозойские массивы северного ствола: *2* — то же, южного ствола; *3* — северная миогеосинклинальная зона; *4* — южная миогеосинклинальная зона; *5—7* — эвгеосинклинальная внутренняя зона: *5* — северная подзона, *6* — центральная подзона, *7* — южная подзона; *8* — впадины на палеозойском основании

ставных частей области байкальской складчатости, примыкающей к Африканскому материку (см. рис. 9).

Приведенный план размещения внешних и внутренней зоны Альпийско-Динарской области (рис. 52) может быть использован в целях металлогенического районирования.

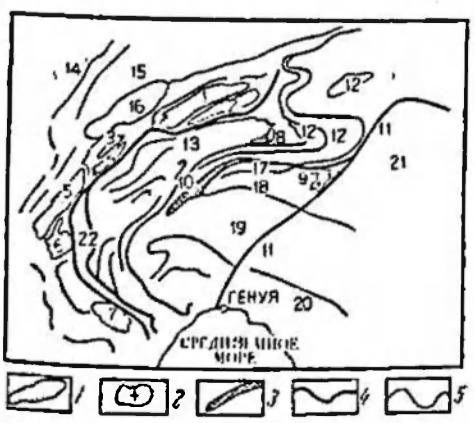
Каждая из выделенных зон может рассматриваться в качестве самостоятельной металлогенической провинции. Так, одной провинцией (точнее группой) является Северная внешняя миогеосинклинальная зона (Альпийско-Карпато-Балканская); второй провинцией — внутренняя эвгеосинклинальная зона (Динарская). Южная миогеосинклинальная зона, почти полностью лишенная эндогенной минерализации, отдельно не выделяется.

АЛЬПИПСКО-КАРПАТО-БАЛКАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Альпы представляют собой одну из наиболее сложно построенных складчатых систем земного шара, что отчетливо выявляется при детальном изучении. В самом схематичном виде структура Альп представляется следующей. Здесь выделяется ряд продольных зон, не всегда параллельных друг другу (де Ситтер, 1960). На юге расположены Южные Альпы, подразделяющиеся на Ломбардские и Тирольские Альпы. На севере они вдоль глубинного разлома — Инсубрийской линии — соприкасаются с Пеннинскими Альпами. Последние по вытянутым. согласно с геологическими структурами докембрийским и палеозойским массивам примыкают к северной зоне гельветид. Далее расположен молассовый краевой прогиб, окаймленный дугой Юрских гор, не относящихся к Альпийской системе (рис. 53).

Рис. 53. Схема строения Альп. По *де Ситтеру*



1 — Центральные массивы Альп (номера на схеме: 1 — Аарский, 2 — Готтард, 3 — Эгюй-Руж, 4 — Монблан, 5 — Бельдонн, 6 — Пельву, 7 — Меркантур); 2 — молодые гранитоиды (8 — массив Берчелл, 9 — массив Адамелло); *3* — офиолиты (10 — зона Ивреа); *4* — глубинные разломы (11 — Инсубрийская линия); *5* — покровы (12 — Австрийские, 13 — Пеннинский) и тектонические зоны (14 — Юрские горы, 15 — Молассовый бассейн, 16 — Предальпы, 17 — Оробикская зона, 18 — Ломбардские Альпы, 19 — низменность р. По, 20 — Северные Апеннины, 21 — Тироль, 22 — Бриансонская зона)

Южные Альпы сложены мощными вулканическими пермскими и карбонатными триасовыми отложениями. Они относительно слабо дислоцированы, образуют крупные изогнутые ступени, смыкающиеся с геоантиклиналью Оробикской зоны и офиолитовым разломом зоны Ивреа, отделяющих их от Пеннид.

Пеннинские Альпы образуют сложно построенную зону шарьяжей, в которых принимают участие мощные толщи глинистых сланцев, охватывающих диапазон от лейаса до раннего мела. В начале проявлена фаза геосинклинального вулка-

низма, выраженная диабазовой формацией. Стратиграфически выше залегает формация блестящих сланцев, сменяющаяся флишевыми отложениями верхнего мела — палеогена. В структурном отношении эти мощные, однообразные толщи осадков и подстилающие их кристаллические сланцы догерцинского основания Альп образуют ряд крупных покровов.

Гельветские Альпы сложены толщей карбонатных шельфовых накоплений юрско-мелового возраста, перекрытых флишевым покровом. Последние, по-видимому, соскальзывали со склонов поднятых древних массивов, разделяющих в виде обширной геоантиклинали эти две зоны. Гельветские Альпы включают зону Предальп. Краевой прогиб представляет собой молассовый бассейн, выполненный олигоцен-миоценовыми обломочными осадками. Они слабо дислоцированы, но на южной окраине участвуют в крупных надвигах.

Каждая из этих геосинклинальных зон отделена от соседней геоантиклиналями, обеспечившими самостоятельное их развитие — осадконакопление и формирование структур. В процессе формирования Альп резко изменялся палеогеографический план системы. В перми и триасе сохранилось герцинское направление бассейнов, ориентированных к северо-востоку — юго-западу. Последующее направление геологических структур ориентировано к ним под почти прямым углом. Поэтому Брианконская зона Западных Альп, сложенная палеозойскими осадками, имеет субмеридиональное простирание (см. рис. 53). В лейасе, когда образовался Пеннинский геосинклинальный бассейн, установилось новое, альпийское направление основных структурных элементов Альп, сохранившееся до конца цикла. Дискордантное наложение альпийской геосинклинали на герцинскую обусловило поперечную зональность системы — деление ее на Западные, Центральные и Восточные Альпы, а также волнообразные погружения и поднятия осей складок.

В Западных Альпах отсутствуют Предальпийский краевой прогиб и отложения Юрских гор сливаются с Гельветской зоной. Из Брианконской зоны чешуи флишевых покровов переброшены в перемычку между палеозойскими массивами Бельдонн и Пельву, причем здесь отсутствуют образования зоны Южных Альп.

В Центральных Альпах наиболее полно развился молассовый бассейн: надвиги Гельветской зоны слагают Предальпы и внешний край эпипалеозойской платформы. Зона Южных Альп, узкая на западе, резко расширяется к востоку.

Восточные Альпы представлены узкими флишевой и гельветской зонами и широким краевым прогибом. Пеннинская зона здесь перекрыта покровами Австрийских Альп, сложенных мощной толщей пермо-триаса. Наиболее полно выражена зона Южных Альп (см. рис. 53). Возраст покровов в этих трех сегментах альпийской системы, по-видимому, не вполне одинаков: они также отличаются и по характеру магматизма. Последний представлен как офиолитовой формацией, так и интрузивами гранитоидов, причем те и другие контролируются Инсубрийской линией глубинного разлома.

Тектонические движения, длительное, периодическое проявление которых обусловили сложнонадвиговое строение Альп, начались на юге и востоке, достигли своего апогея в Центральных Альпах и потом распространились на север, охватывая все более молодые осадки.

Р. Трюмпи (1965) в своем обобщении по тектонике Центральных и Западных Альп выделил пять эпох в истории формирования этого сложного складчатого сооружения.

1. Первая эпоха знаменуется погружением герцинских бассейнов и накоплением в них моласс. К началу триаса, после нивелировки герцинских гор, глубокое погруже-

ние отмечается в Бриансонской и Тирольской зонах.

2. Альпийская доорогенная эпоха — заложение в позднем триасе Пеннинской эвгеосинклинали и накопление блестящих сланцев, общая дифференциация области на эв- многеосинклинальные прогибы и поднятия. В мелу образовался Валлисский трог, выполненный сланцами Бюнднер. Внедрение в мелу офиолитов по разломам, разграничивающим троги.

3. Ранняя синорогенная эпоха, соответствующая времени образования кордильер и накопления флиша. Возникновение первых покровов Восточных Альп отмечается в позднемеловое время, а Западных Альп — в позднеэоценовое. К раннему олигоцену большая часть территории Альп была поднята над уровнем моря.

4. Поздняя синорогенная, молассовая эпоха, когда геосинклиналь сместилась к внешней окраине и быстро заполнилась обломочным материалом. В это время образовались главные надвиги. В период поздний олигоцен — средний миоцен Альпы представляли собой высокогорную цепь, превращенную к началу плиоцена в холмистую местность. Современный рельеф формировался в результате плейстоценового поднятия. Посторогенный вулканизм в эоцене проявился южнее Альп, а в миоцене — севернее.

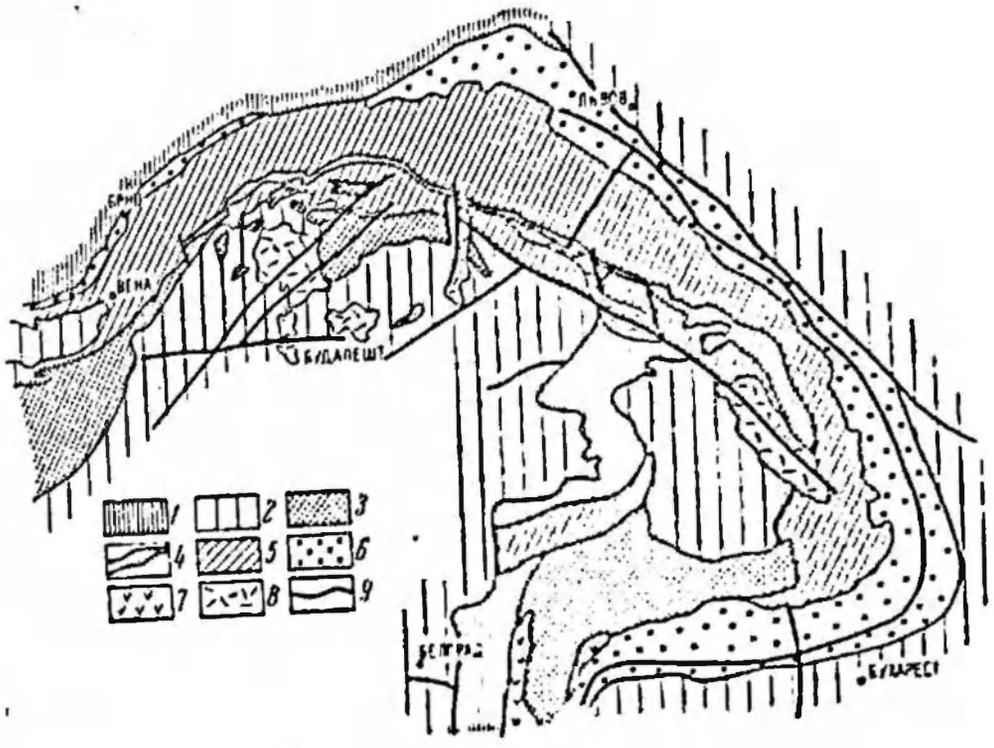
5. Неотектонические движения вдоль сбросов.

Особенностями Альп Р. Трюмпи считает: 1) умеренные масштабы доорогенного офиолитового вулканизма; 2) непостоянство геосинклинальных прогибов и поднятий, часто небольших и недолговечных; 3) осадконакопление сопровождалось колебательными движениями земной коры, а не устойчивым прогибанием.

Карпаты наравне со сходством с сопредельными складчатыми сооружениями, обусловленными общей принадлежностью к северному стволу складок области, обладают и рядом свойственных им особенностей. К таковым В. Е. Хаин и В. П. Славин (1966) относят следующие: 1) дугообразную форму цепей складок, образующих этот крупный мегантиклинорий; 2) асимметричность расположения слагающих его структурно-формационных зон; 3) относительно короткий период геосинклинального развития всего сооружения (мел — палеоген), до которого оно испытывало квазикратонное состояние; 4) преимущественно многеосинклинальные условия развития; 5) чрезвычайно мощное накопление флишевых терригенных осадков; 6) косое (под острым углом) положение структурно-фациальных зон по отношению к контурам мегантиклинория; 7) наличие крупных покровов, определяющих общее шарьяжно-чешуйчатое строение слагающих толщ; 8) резкое различие отдельных составных сегментов системы, разделенной поперечными структурами глубинного заложения на Западные, Восточные и Южные Карпаты (рис. 54).

История развития Карпат имеет ряд общих черт с сопредельным сооружением Восточных Альп, одновременно обладая и существенными отличиями. В кембрии Карпаты представляли собой приподнятый блок, окруженный геосинклинальными зонами. Восточные Альпы в это время были погружены под уровень моря. В интервале от ордовика до мела оба региона испытали однотипное эпейрогеническое движение, осадконакопление и магматизм, о чем свидетельствует сходство палеозойских массивов Альп с Мармарошским массивом Восточных Карпат и зоной Гемерид Западных Карпат. В течение всего раннего мезозоя Альпы представляли собой типичную геосинклиналь и их поднятие намечалось уже после австрийской фазы складчатости, т. е. именно в то время, когда прогибы Карпат испытывали геосинклинальное погружение. При всем различии альпийской истории наличие крупных разломов, в том числе и магмоконтролирующих, как Инсубрийская линия Альп или Балатонский линеамент, представля-

Рис. 54. Схема тектоники Карпат (по материалам В. Е. Хаина и В. И. Славина)



1 — обнаженное основание платформ и срединных массивов; *2* — то же, покрытое чехлом; *3* — древние ядра антиклинориев; *4* — Утесовая (Пьенинская) зона; *5* — флишевые прогибы разного возраста; *6* — краевые прогибы; *7* — меловые вулканогенные прогибы; *8* — неогеновые вулканогенные прогибы; *9* — разломы

ют особенности, определяющие общий стиль развития данных систем.

Западные Карпаты, по данным А. Матейки (1964), М. Магеля (1966) и других исследователей, вдоль крупной Утесовой (Клипповой, Пьенинской) зоны разлома делятся на две части: флишевую (внешнюю) зону и центральную (внутреннюю). По направлению к Альпам Утесовая зона погружается под флишевую. Центральная зона состоит из многочисленных брахиантиклиналей, разграниченных депрессиями. Вдоль окраин Паннонского массива (Венгерская низменность) на контакте с Западными Карпатами широко развиты неогеновые вулканиты. Вдоль крупных разломов обычно образованы синклинории, на крыльях которых размещаются рудопроявления (Рудные горы).

Ядра антиклиналей внутренней зоны и крупный поднятый массив Спишска-Гемерского Рудогорья сложены древними отложениями доальпийского комплекса. Последний образует крупный Словацкий блок, консолидированный в герцинское время. В нем выделяются ряд зон, индивидуализировавшихся в результате альпийской складчатости: 1) Пьенинская подвижная зона глубинного разлома; 2) антиклинальная зона Фатры-Татр; 3) синклинальная зона Грона; 4) Спишско-Гемерская зона поднятия; 5) Южно-Словацкий — Северо-Венгерский синклинорий. Наиболее древними породами являются метаморфиты протерозоя; следующий комплекс сложен герцинскими гранитоидами и ассинтскими ортогнейсами; каледонским возрастом датируются метаморфизованные вулканогенные породы Спишско-Гемерского Рудогорья (серия Гельница). Они окаймляются отложениями среднего — верхнего палеозоя, дислоцированными в позднегерцинское время.

Альпийская история внешней зоны Западных Карпат по существу

начинается трансгрессией лейасского моря, разлившегося по суше, существовавшей здесь в триасе. Интенсивное флишевое осадконакопление происходило здесь в палеогене. Во внутренней зоне Карпат альпийская геосинклиналь заложилась в перми и с перерывами развивалась до неогена. В результате ряда альпийских орогенических фаз мезозойские осадки внутренней зоны были оторваны от фундамента и перемещены далеко к северу, а флишевая зона надвинута на краевой прогиб, смещающийся все дальше к северу. Начиная со штирийской фазы формировались молодые наложенные депрессии, что сопровождалось обильным наземным вулканизмом, в котором выделяется три ритма (два риолитовых и заключительный андезито-базальтовый).

Восточные Карпаты образуют мегантиклинорий со сложной продольной зональностью, обусловленной системой долгоживущих глубинных разломов. Утесовая зона протягивается здесь по южному краю складчатого сооружения вдоль его границы с Закарпатским прогибом (см. рис. 54). Таким образом, здесь по существу мы имеем дело только с внешней зоной флишевых Карпат, а внутренняя зона, по-видимому, не испытала альпийской регенерации и сохранилась в составе Паннонской впадины. Лишь в юго-западной части Восточных Карпат выступает их ядро в виде Мармарошского массива, который до известной степени можно считать аналогом Внутренних Карпат. Он сложен древними метаморфическими толщами, перекрытыми карбонатными породами мезозоя и палеоцен — эоцена. Массив надвинут к северу на меловые толщи флишевого прогиба.

Утесовая зона сложена карбонатными, отчасти рифовыми породами юры и мела, перекрытыми эоценовым флишем. К ней приурочены ультраосновные и основные породы верхнеюрского возраста и андезито-базальтовые покровы неогенового. Среди флишевых отложений мела — палеогена выделяется ряд зон. С внешней стороны Восточные Карпаты окаймляются широким молассовым краевым прогибом, а с юго-запада — системой Закарпатских межгорных впадин, в которые вдоль продольных и поперечных разломов проникли обильные продукты неогенового вулканизма. На их продолжении находятся вулканические области Бая-Маре и Калиме-Харгита в Румынии.

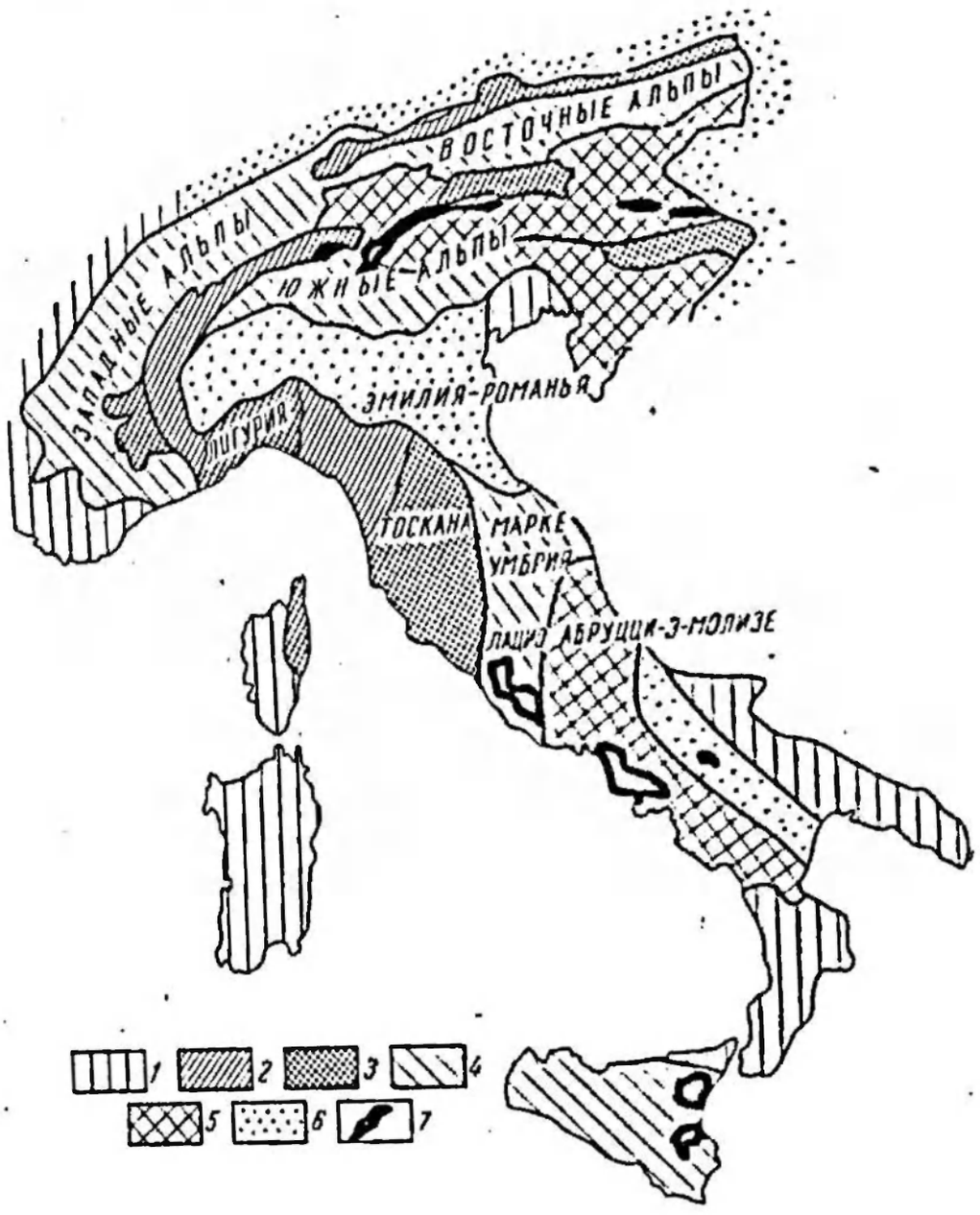
Если между Западными и Восточными Карпатами устанавливается ряд общих черт, то Южные Карпаты более своеобразны. В них выделяются Трансильванские Карпаты и Банатские Карпаты. Первые представляют собой глыбу доальпийского фундамента, отчлененную от Трансильванского и Мизийского срединных массивов в конце юры вдоль флишевых прогибов. Флишевая зона здесь в основном погружена под молассы неогенового краевого прогиба.

Банатский сегмент Южных Карпат состоит из трех зон, надвинутых друг на друга с запада на восток, — Северинской, Дунайской и Гетской. Первая — флишевая, вторая сложена метаморфитами и гранитами палеозоя, а третья — кристаллическими породами рифея — нижнего палеозоя. На крайнем западе Гетской зоны индивидуализируется Решицкий прогиб, отнесенный автором к внутренней зоне.

В пределах Апеннинского полуострова выделяются складчатые сооружения Северных, Центральных и Южных Апеннин. Первые крупным и глубоким молассовым прогибом отделены от Южных Альп. Восточная часть полуострова, Калабрийский полуостров и южная часть Сицилии относятся к областям древней байкальской складчтости и, принимая участие в альпийских тектонических движениях, выполняют роль геосинклинальной рамы (рис. 55).

В Северных и Центральных Апеннинах после герцинской складчатости установился эпиконтинентальный режим и в течение триаса

Рис. 55. Схема соотношения структур Апеннин и Альп



1 — область древней складчатости; *2* — эвгеосинклинали внутренней зоны; *3* — эвгеоантиклинали внутренней зоны; *4* — многеосинклинали внешней зоны; *5* — многеоантиклинали внешней зоны; *6* — молассовые прогибы; *7* — альпийские магматические проявления

и лейаса накопилась толща известняков и доломитов. В конце лейаса заложился эвгеосинклинальный прогиб, являющийся непосредственным продолжением офиолитовой зоны Альп. В нем различаются зоны относительных погружений и поднятий (эвгеосинклинали и эвгеоантиклинали).

К востоку от внутренней зоны, по-видимому, также в конце лейаса возникла многеосинклиналь, разделяющаяся на прогиб (Умбрийская многеосинклиналь) и поднятие (Абруцкая многеоантиклиналь). В них широко развиты карбонатные и флишевые осадки мелового—эоценового возраста. М. Манфредини (1966) указывает на разные фациальные особенности различных частей многеосинклинали Центральных и Южных Апеннин. В Абруц-

кой зоне распространены преимущественно карбонатные отложения, а в Умбрийской — пелагические (мергели, известняки с кремнями и др.). В миоцене обе зоны перешли в молассовую стадию развития.

Эвгеосинклинальная Лигурийско-Тосканская зона (ее называют также Этрусской) сложена крупными массивами зеленокаменных пород и верхнеюрскими яшмами, выше следует меловой — эоценовый флиш, трансгрессивно перекрываемый олигоцен-миоценовыми обломочными осадками. В Тосканском архипелаге проявлен обильный неогеновый магматизм, выраженный излияниями кислых вулканитов, слагающих полосу запад-северо-западного направления (Амиата, Роккастрада, Компилия, о. Комрайа). Восточнее расположена цепь четвертичных вулканов, поставлявших лавы основного состава (Больсена, Вико, Бракчиано, Колли Алобани).

Металлогеническая характеристика

Эта обширная провинция не особенно богата эндогенными месторождениями. Признаки рудной минерализации устанавливаются в разных ее частях, где они приурочены к образованиям четырех типов: 1) к древним метаморфическим породам, слагающим ядра геоантиклиналей; 2) к основанию разреза карбонатного мезозоя, несогласно лежащего на метаморфитах нижнего структурного этажа; 3) к внутренней эвгеосинклинальной зоне, в отдельных частях включенной нами в состав данной провинции (Альпы, Северные Апеннины); 4) к неогеновым вулканитам, выполняющим наложенные впадины. В первых двух случаях мы имеем дело преимущественно с месторождениями герцинской металлогенической эпохи, в двух последних — с альпийской.

Герцинская металлогеническая эпоха охватывает длительный промежуток времени, в течение которого формировался фундамент альпийской складчатой области. Поэтому она объединяет все месторождения, образовавшиеся за этот период, и в том числе более древние, чем среднепалеозойские. На наш взгляд, нет сколько-нибудь надежных данных для выделения каледонской и байкальской металлогенических эпох, хотя наличие здесь месторождений такого возраста вполне вероятно. Поэтому с большим основанием следует говорить не о собственно герцинской, а о доальпийской эпохе. Среди рудопроявлений, приуроченных к породам фундамента, с которыми они связаны не только пространственно, но и по времени образования, различается ряд групп рудных формаций: колчеданная, железорудная, пегматитовая — редкометальная, золото-шеелитовая, урано-сульфидная, свинцово-цинковая в карбонатных породах. Вероятно, они сформировались в разные стадии герцинской эпохи.

В геосинклинальную стадию герцинской эпохи образовались рудопроявления колчеданной и железо-марганцевой формаций, обнаруживаемые среди метаморфических толщ нижнего структурного этажа различных структурных зон данной провинции.

Формация колчеданных месторождений включает рудопроявления медно-серноколчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций сложного состава. Первые встречаются в Тоскане, где пирит образует крупные неправильной формы скопления в палеозойских серпентинитах и на контакте гранитов с силурийскими сланцами. Серноколчеданные месторождения Тосканы (Гаворрано, Никколета, Боккаджано и др.) расположены против о. Эльба. Они длительное время интенсивно экс-

плуатируются и дают около 13% мировой добычи пирита. Относятся к очень крупным пластообразным телам; связаны, по-видимому, с палеозойским офиолитовым вулканизмом. Известны также колчеданно-полиметаллические месторождения, образующие залежи в кварцевых филлитах района Триента (Северная Италия).

Во Французских Альпах выделяются четыре крупных массива, сложенных древними метаморфическими породами, включающими довольно многочисленные рудопроявления данной группы формаций — Бельдонн, Монблан, Пельву и Меркантур (Charrin, 1959). Хребет Бельдонн, вытянутый в субмеридиональном направлении, сложен в поднятой части кристаллическим комплексом, перекрытым на крыльях антиклинали пермокарбоном. В качестве рудных выступают северная и южная части хребта. На юге развиты свинцово-цинковые, а на севере — кварц-гематитовые жилы с золотоносными пиритовыми и пирит-арсенопиритовыми рудными включениями. Эти небольшие месторождения и рудопроявления, широко распространенные в различных частях Альп, преимущественно Западных, и в Пиренеях, большинством исследователей относятся к рифейским и нижне-среднепалеозойским образованиям. Существует мнение о связи оруденения с геосинклинальным вулканизмом. Во всяком случае рудные тела обычно приурочены к метаморфизованным сланцам докембрия — нижнего палеозоя. Помимо названных минералов здесь встречаются сульфоарсениды железа, никеля, кобальта и серебра, самородные сурьма, медь и ртуть; из жильных — карбонаты, эпидот, асбест, кварц и барит.

Жильные свинцово-цинково-медные месторождения южной части хр. Бельдонн локализованы в хлоритизированных, местами мигматизированных гнейсах. Оруденение в них представлено пиритом, пирротином, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и реже аргентитом, самородными медью и золотом. Из жильных преобладает кварц. Они также содержат сидерит, что и объединяет их с северной группой. Здесь в районе Мутье работает рудник Ла-Плань, дающий ежегодно 4—5 тыс. *т* свинцовых концентратов.

На массиве Монблан, сложенном гнейсами, гранитами и кристаллическими сланцами, известен ряд крупных кварцевых жил с оруденением серебросодержащего галенита, сфалерита и халькопирита. Аналогичные рудные жилы известны на массиве Пельву (южное продолжение Бельдонн), но тяжелые условия (высота до 4 тыс. *м*) пока делают их недосягаемыми для рентабельной отработки. На массиве Меркантур известно жильное халькопиритовое месторождение Кле, одно время эксплуатировавшееся.

Несколько отличными морфологически (преимущественно пластообразными) являются месторождения зоны Иврея, где в долине р. Аосты в мощной зоне дробления обнаруживается колчеданное оруденение. Отдельные рудные тела отрабатывались до 1950 г. Вмещающие породы представлены гнейсами и слюдистыми сланцами, в которых скопления руды образуют залежи мощностью до 1 *м*. Главными минералами являются пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, кварц и сидерит. В том же рудном районе в верховьях р. Сезии расположена пластообразная залежь сплошных колчеданных руд месторождения Торренто Отро. В зоне Иврея, по данным Х. Ф. Хуттенлохера (1957), известны никельсодержащие пирротиновые месторождения.

Колчеданные месторождения палеозойского возраста встречаются и в Восточных Альпах, где локализуются в кристаллическом массиве. Рудные тела в значительной степени окислены. Первичная минерализация, обнаруживающаяся в районе Виннер — Нейштадт (месторождение Эйбюхль), представлена халькопиритом, арсенопиритом, магнетитом и карбонатом. Рудные

тела образуют неправильной формы залежи, что В. Тюфар (Tufar, 1966) объясняет метаморфизмом первично эксгаляционно-осадочных пластообразных тел в результате наложенных альпийских тектонических движений. Западнее расположены наиболее крупное в Австрии медное месторождение Миттерберг с запасами руды около 10 млн. *т*, месторождение Кальванг в Штирии и, наконец, месторождения Тироля (Кицбюэль, Пинцгау, Швац, Бригслегг). Они представлены кварц-карбонатными жилами, содержащими сидерит, халькопирит и другие сульфиды. Руды характеризуются высоким содержанием селена.

Западные Карпаты в пределах данной провинции представляют самостоятельную крупную металлогеническую зону, обладающую сложной своеобразной рудной минерализацией, охватывающей разные стадии герцинской и альпийской эпох. Колчеданная группа формаций находит здесь проявления как в Спишско-Гемерских Рудных горах, так и в Татрах. Они описаны во многих работах чехословацких геологов и в настоящее время детально изучены. В западной части Низких Татр на севере Западнокарпатской зоны среди докембрийских кристаллических пород известны небольшие проявления кварц-пирит-арсенопиритового оруденения. В Словацком Рудогорье нижнепалеозойские отложения представлены эвгеосинклинальной гельницкой серией, слагающей их центральную часть. С начальным базальтоидным вулканизмом здесь связывается образование колчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений (Havsky, 1962).

Месторождение Смольник залегает в черных сланцах силурийского возраста в виде ряда пластообразных линз. Непосредственно рудовмещающими являются метаморфизованные туффиты. Сплошные колчеданные руды помимо пирита и марказита содержат халькопирит и отчасти галенит, сфалерит, тетраэдрит и глаукодот. Месторождение, первично связанное с подводной вулканической деятельностью, было в процессе последующих варисских и альпийских тектонических движений в значительной степени метаморфизовано.

К гельницкой серии приурочено также месторождение Гуммаль, представленное в отличие от Смольника жильным типом. Главными рудными минералами жил являются сидерит и халькопирит, на которые наложена более молодая сульфидная минерализация. К жильному типу также относится Старовожицкое месторождение около г. Табора, залегающее в парагнейсах. Здесь установлено семь крупных жил и многочисленные мелкие жилы мощностью до 1 *м* и длиной 1 *км* и более. Кварцевые жильные выполнения содержат скопления сфалерита, галенита, пирита, арсенопирита, халькопирита и тетраэдрита; встречаются аргентит, пираргерит, прустит, стефанит.

К этой же группе формаций относятся рудопроявления районов Шведлар-Стара Вода, Фихтенюбель, Чучна-Бистри Поток, Андрельска-Гора. Руды всех отмеченных месторождений содержат золото и серебро, частично связанное с тетраэдритом; для некоторых рудных тел характерно присутствие висмута.

В Восточных Карпатах месторождения колчеданного и колчеданно-полиметаллического типа образуют в кристаллическом массиве пояс протяженностью 180 *км*. По данным Х. Г. Креутнера (Kräutner, 1966), они залегают в верхней части метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород докембрийско - нижнекембрийского возраста риолитового и спилито-кератофирового состава. Пласто- и линзообразные согласные залежи локализованы в субвулканических телах риолитов и хлоритовых сланцах. Они сложены пиритом (50—90%), халькопиритом, сфалеритом и галенитом. При этом в лежачем боку рудных тел устанавливается обогащение медью, а в лежачем — цинком. На глубоких горизонтах рудных тел развит сидерит, а на

верхних — сульфиды. Месторождения относятся к вулканогенному типу, они испытали метаморфизм в условиях альбит-хлоритовой фации зеленых сланцев.

В пределах отмеченного пояса расположен ряд рудных районов Румынии, в том числе Буковина, Дяпул-Чокырлия, Лешул-Урсулуй, Русаня, Якобени и др. В горах Буковины в истоках р. Олты прослеживается полоса пирит-халькопиритовых месторождений, залегающих в серицитовых, хлоритовых и графитовых сланцах. Массивными пиритовыми рудами сложены довольно крупные пластообразные залежи, среди которых сульфиды меди и цинка образуют прожилки. В нижних частях рудных тел отмечается ассоциация кварц — пирит — халькопирит — сфалерит — тетраэдрит — галенит, а в верхних — пирит — галенит — халькопирит — марказит — барит. В зоне графитовых, тальковых, хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцев, протягивающихся в виде полосы от гор Дяпул-Чокырлия до р. Слэтиоры, развиты сложные кварцевые и баритовые жилы, вмещающие пирит-галенит-сфалерит - халькопиритовую минерализацию.

В группе месторождений Лешул-Урсулуй, залегающих в аналогичных зеленых сланцах, представляющих собой продукты метаморфизма основных и кислых вулканитов верхнего докембрия, наблюдаются согласные линзы и пластообразные залежи, сложенные массивными и вкрапленными сульфидными рудами. Состав массивных и вкрапленных руд несколько отличен, причем в первых обычно преобладает медь, а во вторых — цинк и свинец.

В пределах Советских Восточных Карпат также развиты колчеданные рудопроявления, находящиеся среди кристаллических сланцев Реховского и Чивчинского массивов. Рудопроявления представляют собой согласные линзообразные залежи и минерализованные зоны, контролирующиеся зонами рассланцевания. Главный рудный минерал пирит, сульфиды цветных металлов играют подчиненную роль (Особенности размещения..., 1968). Рудопроявления этого типа известны в бассейнах рек Большая Веспарка, Стрымба и других местах. Наиболее крупным является проявление Прилуки в Чивчинских горах, где оно связывается с докембрийским и нижнепалеозойским (?) геосинклинальным вулканизмом.

В Южных Карпатах аналогичная минерализация наблюдается вдоль крупной дуги выходов пород фундамента, охватывающей на востоке горы Фагараш, далее к западу массив Пояна-Рускэ и замыкающейся на северо-западе в горах Хигиш (западная часть хр. Зеранд). В горах Фагараш колчеданное оруденение приурочено к контакту кристаллических сланцев и известняков верхнего докембрия (Socolescu, Catana, 1965). Здесь различаются два типа сульфидной минерализации. Первый тип пирит-пирротиновой ассоциации с халькопиритом, отчасти галенитом, сфалеритом и магнетитом, характерен для зоны Арнашул-Маре. Рудные тела представлены линзами и прожилками, в которых жильными минералами являются кварц, полевой шпат и карбонат. На сплошные колчеданные руды наложена ассоциация сфалерита, галенита и наиболее поздняя — галенита и серебра. Содержание меди здесь 1—2%, местами достигает 5%; промышленное значение имеет серебро. Второй тип минерализации развит в районе Нэмая и представлен брекчией, где роль цемента играют галенит и сфалерит. Сфалерит слагает 20—25% рудной массы, галенит 5%, сульфосоли серебра 1%; жильные минералы — кальцит, сидерит и анкерит — составляют 60%, а кварц — около 5%.

В массиве Пояна-Рускэ, представляющем собой перспективный рудный район, к данной группе рудных формаций относятся вулканогенно-осадочные месторождения свинца и цинка, а также колчеданно-полиметаллические (халькопирит-сфалерит-галенитовые). Все они расположены в древних филлитах,

кварцитах и хлоритовых сланцах и по всем данным связаны с геосинклинальным вулканизмом. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, испытали динамометаморфизм и контактовое воздействие каледонских изверженных пород (Superceanu, 1967). Представителями этой формации здесь являются колчеданно-полиметаллические месторождения Мунчелу-Мик, Мунчелу-Маре и др.

В горах Хигиш, сложенных метабазальтами, метадолеритами, их туфами, а также многочисленными штоками и дайками габбро и диоритов, развиты жильные медные месторождения. Рудные жилы сложены кварцем, халькопиритом и пиритом; встречаются апатит, серицит, глаукодот, кобальтин, галенит и висмутин. Поскольку они секутся диоритами, то предполагается их связь с доорогенным вулканизмом офиолитового состава. Аналогичные рудопроявления известны в районе Изворул-Чепелор в горах Родна.

Наконец, в Балканах, в зоне Старой Планины, отнесенной автором к геоантиклиналям унаследованного типа (Твалчрелидзе, 1967$_2$), также проявлен данный тип рудных формаций, к которому предположительно относятся рудопроявления меди, развитые в Северо-Западной Болгарии. Они связаны с рифейско-кембрийской вулканогенной толщей, названной болгарскими геологами «диабаз-филлитоидной формацией». Толща эта сложена вулканитами основного состава, а местами встречаются кислые дифференциаты базальтовой магмы — альбитофиры и дациты.

Во время повторного посещения Болгарии в 1969 г. нами совместно с Г. Н. Щербой были более детально обследованы месторождения Горный Лом и Чипровци. Они расположены вблизи друг к другу в пределах одной рудоносной полосы. Первое месторождение представляет собой колчеданную залежь, выступающую на противоположных крыльях антиклинальной складки.

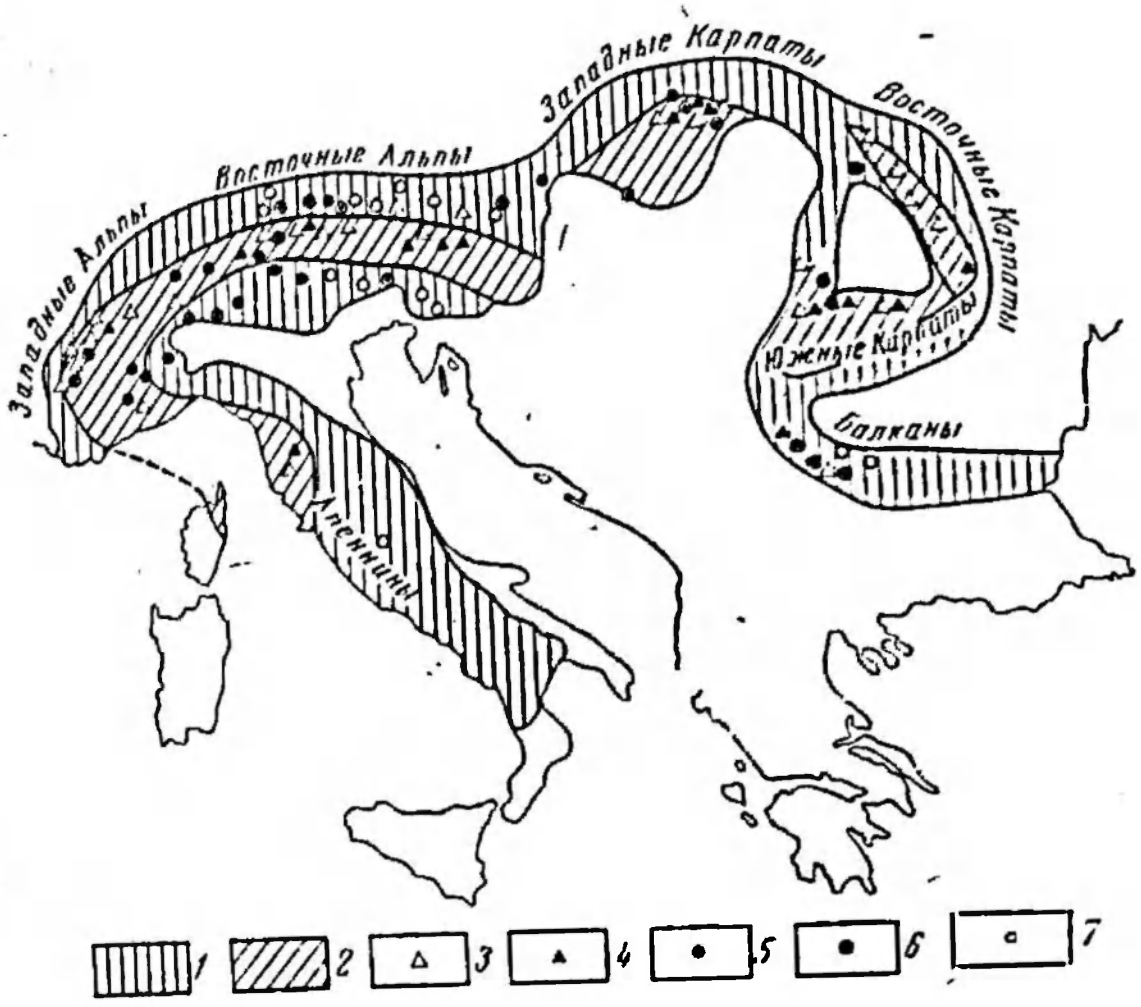
В восточном направлении рудоносная структура прерывается ввиду наложения на нее массива плагиогранитов предположительно каледонского возраста, а еще далее к ней приурочены три месторождения — Прекоп, Мартиново и Чипровци.

Отмеченные месторождения расположены в полосе мраморов, дважды выступающей на поверхность в обнажениях северного и южного крыльев сжатой антиклинальной складки; в результате последующего метаморфизма некогда единый горизонт мраморов разобщен на ряд линзообразных тел — будин. С ними связана крупная вулканогенно-осадочная пластообразная залежь сидерита. На контакте с гранитным массивом сидерит преобразован в скарново-магнетитовые руды. В непосредственном контакте с гранитом на скарны и магнетитовое рудное тело наложена вкрапленная минерализация шеелита и молибденита, развитая на участке Прекоп. Далее к востоку расположено месторождение железа Мартиново, в пределах которого магнетитовые руды развиты по первичносидеритовой залежи. Еще далее вдоль этой же полосы расположено месторождение Чипровци, где сидеритовая залежь вмещает серебро-свинцовые руды, в значительной части исчерпанные.

Перечисленные выше месторождения нанесены на рис. 56, где они условно отнесены к герцинской металлогенической эпохе, хотя больше данных о их древнейшем возрасте.

Месторождениям колчеданной группы формаций, широко развитым вдоль всей описываемой провинции от Апеннин на западе до Балкан на востоке, свойствен ряд характерных особенностей. Все они расположены в пределах древней (ассинтской, каледонской) эвгеосинклинальной зоны. Обращение последней, по мнению автора, привело к образованию фундамента, на котором впоследствии зародились герцинские и альпийские геосинклинальные системы. Для всех или почти для всех отмеченных рудных районов с достаточной уверенно-

Рис. 56. Схема размещения месторождений герцинской металлогенической эпохи в Альпийско-Карпато-Балканской провинции



1 — внешняя многогеосинклинальная зона; *2* — внутренняя эвгеосинклинальная зона; *3—7* — месторождения рудных формаций: *3* — колчеданной, *4* — железо-марганцевой, *5* — урановосной, *6* — золоторудной и полиметаллической, *7* — свинцово-цинковой в карбонатных породах

стью устанавливается приуроченность оруденения к геосинклинальной стадии развития древней эвгеосинклинали. При этом большинство исследователей данных месторождений во всех перечисленных районах придерживаются мнения о связи рудной минерализации с геосинклинальным вулканизмом.

Формация железо-марганцевых месторождений обладает несколько бо́льшим разнообразием. К ней относятся как заведомо эндогенные, так и метаморфогенные, первичноосадочные месторождения. К этой группе условно отнесены и магматические месторождения железа и ряда других металлов, образованные в сходных геотектонических условиях геосинклинальной стадии доальпийской эпохи.

В палеозойских серпентинитах Северной Ломбардии (Южные Альпы) расположено второе по запасам месторождение железных руд Италии — Вале-д'Аоста, представленное согласными залежами магнетита. В пределах древних массивов Восточных Альп большое распространение имеют проявления руд типа железистых кварцитов. В их составе принимают участие карбонаты и силикаты железа; размеры их небольшие, промышленного значения не имеют. Они известны в Тироле, Каринтии и Швейцарии, а

также часто встречаются в Южных Карпатах.

Крупное промышленное значение имеют палеозойские метасоматические месторождения сидерита. К ним относится в первую очередь район Штирии, где расположено месторождение Эрцберг, осмотренное автором совместно с Г. С. Дзоценидзе в 1969 г. Его площадь сложена девонскими известняками, сильно тектонически нарушенными. Оруденение сидерита имеет, по определению Г. Шнейдерхёна (1958), облакообразный характер и распространяется поперек пластов и тектонических нарушений. Наблюдается последовательное замещение известняка вначале доломитом, затем анкеритом и сидеритом. Обширные участки сидеритовых руд перемежаются с анкеритовыми, называемыми здесь «рованда». Сидерит содержит 2,5% марганца и 39% железа. Основание рудного штока имеет площадь 1 *км*^{2}, мощность его 140—200 *м*, запасы окисных руд порядка 300 млн. *т* и рованды с содержанием железа 20% — 60 млн. *т*. Годовая добыча около 1,6 млн. *т*.

Аналогичным является месторождение Хюттенберг, где кембрийские мраморы замещены сидеритом, местами превращенным в гематит. Рудная зона шириной 300 *м* вмещает рудные тела мощностью 3—4 *м*. Запасы руды 480 млн. *т*; добыча пока около 200 тыс. *т* в год.

Рудный район Западных Карпат, многочисленные и разнообразные месторождения которых всесторонне и подробно освещены в литературе, пока еще детально не охарактеризован. Возраст основных сидеритовых месторождений Западных Карпат остается спорным и варьирует, по данным различных исследователей, от палеозоя до мела.

Очевидно, приуроченность сидеритовых месторождений в пределах всей рассматриваемой полосы (от Восточных Альп через Западные Карпаты до Румынских Карпат) к палеозойским отложениям и отсутствие их в более молодых образованиях является главным подтверждением палеозойского возраста.

Железорудные месторождения Западных Карпат известны в Словацком Рудогорье (Спишско-Гемерское Рудогорье) и в Низких Татрах. Они относятся к двум типам: к заведомо древнему пиролюзит-гематит-магнетитовому и относительно более молодому сидерит-анкеритовому (штрийский тип). Первый из них представлен существенно марганцевыми рудами рудопроявлений Чучма и Бистри-Поток, второй — Гилёв, Троканка и Кройшова-Голя (Havský, 1962) — образует местами (Железник) достаточно крупные промышленные месторождения железа. Месторождения образуют две субширотные зоны, северная из которых начинается в Низких Татрах, откуда прослеживается до г. Гельница, а южная — от Либинсова до г. Кошице. Среди них различают жильные и метасоматические тела. Первые характерны для районов Гребе Ганг, Ржнова и Добшина, причем в первом из них представлена цепь жил, вытянутых на 35 *км* вдоль разлома в кристаллических сланцах. Месторождение Железник, относящееся ко второму типу, залегает в карбоновых известняках, где образует три крупные метасоматические залежи сидерита длиной 2,5 *км* при мощности от 2 до 40 *м*; содержание железа 34—38% и марганца 3%. В этой же зоне расположено месторождение Ракош, приуроченное к крупному разрыву. Рудные тела образованы в результате многостадийного проявления процессов анкеритизации и сидеритизации. В Низких Татрах развиты рудопроявления кварц-сидеритовой формации, залегающие среди древних кристаллических пород.

Район Добшина сложен среднекарбоновыми и пермскими карбонатными отложениями (ильницкая и раковецкая серии), вмещающими метасоматические и жильные месторождения сидерита. Залегающие выше мезозойские породы оруденения не содержат, что объясняется неблагоприятной структурной об-

становкой. С собственно сидеритовыми месторождениями здесь ассоциируются сидерит-анкеритовые, карбонатно-никелево-медные, анкерит-арсенопиритовые, кварц-карбонатно-медные и карбонатно-антимонитовые. Эти месторождения Я. Плавский (Plavský, 1962) относит к герцинским, а Л. Розложник (Rozloznik, 1965) — к меловым. Между ними наблюдаются перерывы во времени рудообразования, установленные взаимными пересечениями рудных жил и другими фактами.

В Рудных железорудные месторождения расположены вблизи контакта отложений нижнепалеозойского и мезозойского возраста. Породы филлито-диабазовой серии трансгрессивно перекрыты грубообломочными образованиями перми. В первых из них залегают гидротермальные барит-сидеритовые жилы, а во вторых — осадочные месторождения гематита.

Сидеритовые месторождения Западных Карпат приурочены к известнякам силура и карбона. Они образованы в результате наложения процессов анкеритизации и сидеритизации, сменивших друг друга во времени.

В Восточных Карпатах известен ряд месторождений гематит-магнетитовых руд, а также более интересных в практическом отношении марганцевых. К числу последних относятся месторождения Даду и Кошна. Они представлены сплошными пластообразными залежами, приуроченными к эпиметаморфической серии вулканических пород докембрийского возраста. Непосредственно рудовмещающими являются черные кварциты. Рудные минералы представлены родохрозитом, пиролюзитом, псиломеланом, родонитом и др. Эти месторождения, так же как и ассоциирующиеся с ними железорудные, румынские геологи относят к вулканогенно-осадочным.

Относительно крупные месторождения сидерита, полностью превращенного у поверхности в лимонит, расположены в массиве Пояна-Рускэ (Южные Карпаты). Они сложены сидеритом и анкеритом, в меньшей степени магнетитом и гематитом. Форма рудных тел пластообразная, вмещающими породами служат эпиметаморфические породы палеозоя, состоящие из филлитов, кварцитов и рассланцованных порфиритов. Эти месторождения, так же как проявления железистых кварцитов, залегают согласно с вмещающими породами, приурочены к шельфовой зоне эвгеосинклинали, стратифицированы, содержат барит, обладают тонкозернистым строением, что наравне с другими фактами позволяет относить их к эксгаляционно-осадочным (Superceanu, 1967). В области Хунедоара расположены рудники Гелар и Веда Добрил, отрабатывающие сидеритовую руду, содержащую 38% железа, и лимонитовую — 48% железа (Онческу, 1960).

В Южном Банате известно гидротермальное месторождение кобальта, приуроченное к контакту массива габбро с серпентинитами. Оруденение представлено тонкими жилками, содержащими саффлорит, галенит, сфалерит, халькопирит, никелин и др.

К позднеорогенной стадии герцинской металлогенической эпохи относятся месторождения группы формаций золоторудной, антимонитовой и полиметаллической, развитые в различных частях провинции, сложенных палеозойскими отложениями; рудопроявления уранносной группы формаций, объединяющей осадочные и гидротермальные месторождения, приуроченные преимущественно к пермским осадкам; формация свинцово-цинковых и отчасти медных месторождений в карбонатных породах различного возраста, преимущественно триасового. Эта последняя группа по существу определяет рудный потенциал всей данной провинции.

Формации золоторудных и полиметаллических месторождений включают некогда важные в промышленном отношении месторождения золота Восточ-

ных и Западных Альп. Максимальное распространение они имеют в горах Высокий Тауэрн. Мощность жил от 0,5 до 3 *м*, зальбанды четкие, по простиранию отдельные цепочки жил прослеживаются на десятки километров, а в глубину оруденение было прослежено на 1000 *м*. Жилы на 95% состоят из кварца, анкерита, серицита и хлорита. Из рудных минералов присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, антимонит, пирротин, теллуриды золота и серебра. Содержание золота около 30 *г/т*. Вмещающими породами преимущественно являются вулканиты основного состава. Месторождения интенсивно эксплуатировались еще со времен древних римлян и сейчас полностью отработаны.

Вполне аналогичные месторождения возникли в Западных Карпатах в связи с позднегерцинскими гемеридными гранитами (Havský, 1962). К ним относятся жильные и штокверковые медные, сурьмяные, сложные полиметаллические, золоторудные и другие рудопроявления. Они образуют два пояса, будучи приуроченными к рудным районам Низких Татр и Рудогорья. В первом из них в древних кристаллических породах залегают кварц-антимонитовые жилы промышленных месторождений Мачурка, Дубравка, Медзиброд, Лом. Антимонит здесь сопровождается свинцом, мышьяком и железом; присутствуют медь, золото, цинк; встречаются серебро, ртуть, кадмий. Сурьмяные месторождения Низких Татр ассоциируются с полиметаллическими жилами.

В южной части Спишско-Гемерской зоны выделяются формации кварц-турмалин-сульфидных жил с золотом, кварц-карбонатно-антимонитовых жил с сульфидами и золотом, сидерит-сульфидных золотоносных жил и сидерит-баритовых жил. Они вытянуты вдоль антиклинальных структур, сложенных палеозойскими породами, и тяготеют к их ядерным частям. При этом отмечается зональное размещение рудопроявлений в указанном порядке от центра к периферии структур. Золоторудные месторождения представляют собой кварцевые жилы, содержащие минерализацию антимонита, блеклой руды, пирита, сфалерита, арсенопирита, золота и серебра. Содержание благородных металлов невысокое.

Антимонитовые месторождения представлены жильным и вкрапленным типами. К последним относится сурьмяное месторождение Пизнок, приуроченное к тектонической зоне смятия, сложенной силуро-девонскими сланцами, в пределах которой образует цепочку рудных линз. Длина зоны 400 *м*, мощность 3 *м*, содержание сурьмы 10—30%. К жильному типу относятся месторождения Чучма, Гельцмановце и др. Они залегают в сбросовых зонах, секущих кристаллические сланцы кембро-силура и представлены жилами, оперяющими главные разломы. На месторождении Чучма длина жилы 400 *м* при мощности 2 *м*. На Гельцмановце жилы имеют неправильную форму и минерализация сосредоточена в рудных столбах линзообразной формы, вытянутых по падению. С глубиной антимонит сменяется пиритом. Содержание сурьмы около 26%. В отличие от других антимонитовых месторождений здесь мало золота. Помимо антимонита присутствуют кварц, пирит, пирротин, арсенопирит, сидерит, халькопирит, сфалерит, кальцит.

К герцинскому возрасту В. Е. Петрашек (Petrascheck, 1960) относит свинцово-цинковый район Южного Тироля, расположенный к северу от г. Граца. Наиболее крупные месторождения находятся в его западной части. Здесь развита разнотипная минерализация, не образующая взаимопереходов. В северо-восточной части района локализованы высокотемпературные колчеданные рудопроявления, в южной — полиметаллические жилы, в западной — минерализация сидерита и анкерита. Свинцово-цинковую минерализацию В. Е. Петрашек склонен парагенетически свя-

зывать с пермскими кварцевыми порфирами.

Аналогичным является оруденение на месторождении Валавассера в восточной части Центральных Альп (Италия). Оно представлено двумя жилами серебросного галенита, залегающими в мощной толще гранофиров перми. В кварц-сидерит-кальцитовом жильном выполнении включены галенит, пирит, марказит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, арсенопирит. Мощность жил около 3 *м*, в настоящее время они отрабатываются.

В районе Треджово (Северная Италия) в морских песчано-сланцевых осадках средней перми отмечается вкрапленность галенита, выше среди карбонатных отложений наравне с галенитом присутствует сфалерит, а еще выше только один сфалерит. Г. Мостлер (Mostler, 1966), отмечая развитие осадочных структур руд, относит это рудопроявление к сингенетичным. Здесь же установлена минерализация тетраэдрита, относящаяся уже к явно гидротермальному типу. Очень интересно наблюдение о приуроченности к верхней части разреза брекчии, состоящей из сцементированных обломков минерализованных кварцевых порфиров. Таким образом, твердо устанавливается пермский возраст полиметаллической минерализации Южных Альп.

Медная минерализация в песчаниках пермо-триаса установлена также во Французских Западных Альпах (массив Пельву). Песчаники здесь на 0,8 *м* пронизаны прожилками филлипсита и халькозина. Среднее содержание меди 2—3%, местами до 6% (Charrin, 1959). Г. Хегеманн (Hegemann, 1958) минерализацию, представленную рудопроявлениями галенита и барита, отмечает в верхнепермских осадках Восточных Альп. Он относит ее к экструзивно-осадочному типу. В Приморских Альпах вблизи сел Римпла и Вальдеблор в кварцитах пермо-карбона известен ряд рудопроявлений меди и барита, ассоциирующихся с прожилками гематита. В остальных случаях вкрапленность халькопирита располагается вдоль отдельных пластов кварцитов (месторождение Шарпит).

Таким образом, пермский субсеквентный магматизм в Западных и Восточных Альпах привел к формированию интересных и разнообразных рудопроявлений цветных металлов.

В горах Марамуреш, сложенных в ядре древним кристаллическим комплексом, а на крыльях палеозойскими и мезозойскими терригенными осадками, обнаружены рудопроявления олова (Socolescu и др., 1965). Рудные тела имеют пластообразную форму и по составу руд подразделяются на три типа: 1) пиритные руды с мелкими выделениями касситерита; 2) пирит-халькопиритные руды со сфалеритом, тетраэдритом, висмутином и крупными кристаллами касситерита; 3) комплексные сульфидные руды с ранними выделениями касситерита и поздними золота.

В Южных Карпатах В. Лукка (Lucca, 1967) к герцинским относит рудопроявления цветных и редких металлов, тяготеющих к гранитоидам. К ним, в частности, принадлежат сложного состава полиметаллические жилы, сконцентрированные в крупной зоне смятия серицито-кварцитовых сланцев нижнего палеозоя в области Хунедоара, охватывающей северную часть массива Пояна-Рускэ. Довольно крупное рудное тело, расположенное в центральной части минерализованной зоны, имеет шловидную форму с мощностью от 1 до 4 *м* и с рубашкой вкрапленных руд мощностью 15 *м*. Руды сложены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, тетраэдритом и золотом.

В различных частях Южных Карпат распространены аналогичные золото-полиметаллические рудопроявления, не имеющие, однако, существенного практического значения.

На Балканском полуострове в зоне Старой Планины автором об-

следовано золоторудное жильное месторождение Говеджа (Твалчрелидзе, 1967₂). Оно расположено в отложениях диабаз-филлитоидной формации и ассоциируется с позднегерцинскими гранитоидами. Месторождение представляет собой довольно обширное рудное поле с многочисленными кварцево-сульфидными золотоносными жилами. Среди них разведан ряд промышленных объектов, успешно эксплуатируемых. К востоку от этого интересного рудного района в зоне Старой Планины известен еще ряд кварцево-золоторудных жил, отработанных в древнее время.

Формация урановых рудопроявлений тесно связана с отложениями пермо-триасового возраста, развитыми в Южных, отчасти Западных и Восточных Альпах, а также на Балканах. Аналогичные рудопроявления сравнительно недавно выявлены в Западных Карпатах.

В Итальянских Альпах урановоносная полоса, сложенная верхнепалеозойскими отложениями, обнажена в ряде районов. Наиболее значителен ее выход в Западных Альпах у г. Кунео; второй участок обнажается к северу от городов Милана и Бергамо (Центральные Альпы); в Восточных Альпах она выступает вблизи г. Болецано. Помимо этого, урановые рудопроявления установлены в Швейцарии и Австрии. Последние связаны с пегматитами и не имеют, по-видимому, практического значения, поэтому не могут быть причислены к данной группе формаций. Вероятно, урановые месторождения Италии, приуроченные к пермо-карбону и пермо-триасу, не оправдали возлагавшихся на них надежд, и начатое детальное изучение их сейчас прекращено. Во всяком случае литературные сведения о них, систематически публиковавшиеся в период 1956—1960 гг., в последующее время резко сократились.

Несколько южнее городов Кунео и Певераньо прослеживается субширотная полоса, сложенная сланцами и кварцитами пермо-триаса, кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами пермо-карбона, а также гнейсообразными талковыми породами девона. Эта полоса вытянута на 130 *км* по простиранию при ширине 6—20 *км*. Урановая минерализация приурочена к слюдисто-хлоритовым сланцам и представлена чаще всего аморфными окислами органического происхождения (Ippolito, 1958).

В 60 *км* к северо-западу от г. Кунео на месторождении Прейже урановая минерализация локализована в черных сланцах, залегающих на контакте триасовых кварцитов и пермских серицит-хлоритовых сланцев. Рудные тела имеют линзообразную или цилиндрическую форму, длина их 200 *м* при диаметре до 30 *м*. Помимо органических соединений урана присутствуют апатит и пирит. Основное оруденение сингенетично вмещающим породам, но встречается и переотложенный уранинит. Среднее содержание U_3O_8 — 0,1%. В 10 *км* к юго-востоку от г. Кунео урановоносные породы представлены серицитизированными порфироидами. Здесь повышенная радиоактивность отмечается в битуминозных пропластках. В 15 *км* к востоку от г. Певераньо в местности Луризия оруденение обнаруживается, по данным Г. Бейла (Beil, 1960), в порфиритах и их туфах пермо-карбонового возраста. Трещины выполнены отенитом, вадом и торбернитом.

Вторая полоса верхнепалеозойских отложений обнажена на расстоянии 50 *км* по простиранию при ширине 3 *км*. Минерализация сходна с первой полосой. Аналогичное оруденение характеризует и третий выход пермо-карбоновых пород. Все эти рудопроявления связаны с разрушением порфировых пород и дальнейшей инфильтрацией содержавшегося в них урана. Общее содержание металла на отдельных месторождениях достигает 1%. Наиболее значительные из них месторождения Рио-Фреддо и Брик-Кольме, руды которых состоят из урановой смолки, сульфидов, окис-

лов марганца и вторичных минералов. На первом из них в конце 50-х годов добывалось около 300 *т* руды с содержанием 2—5% урана. В полосе Луризия относительно крупным является месторождение Фьолора, в рудах которого окислы урана ассоциируются с пиритом и кварцем.

В Восточных Альпах выделяется зона Коттийских Альп, где также выступают урапоносные верхнепалеозойские отложения. Эта полоса сложена кварц-слюдистыми и порфировидными сланцами пермского возраста. Полоса представляет собой осевую часть крупной антиклинали. Рудные тела образуют отдельные линзы длиной до 20 *м* и мощностью до 5 *м*. Главными рудными минералами являются пирит и урановая смолка, встречаются также сфалерит, бравоит, теннантит, линнеит, галенит, халькопирит и ковеллин.

В Швейцарии аналогичное оруденение установлено в массивах Пенниникум и Аар (Валлис). В первом из них прослои тонких радиоактивных пород приурочены к хлорит-серицитовым гнейсам и сланцам. Урановая смолка образует вкрапленность в кварце, хлорите, сериците и карбонате. Ее спутниками являются пирит, блеклая руда, халькопирит, галенит, ковеллин и гематит.

В кварцитах пермо-триаса урановые минералы представлены тонкой вкрапленностью в прослоях серицита. В массиве Аар радиоактивными являются биотит-эпидотовые сланцы.

В кантоне Гларус (Швейцария) урановое оруденение, обнаруживаемое в пермских сланцах, относится к пятиэлементной формации. Здесь выделяется оруденение трех типов: 1) богатая минерализация в крутопадающих трещинах; 2) вкрапленность в зонах дробления; 3) пластообразные залежи вкрапленных руд. Во всех случаях руды сложены браннеритом, урановой смолкой, пиритом, сфалеритом, линнеитом, арсенопиритом, молибденитом, халькопиритом, блеклыми рудами и галенитом. Совершенно аналогичная по составу руд. зона, сложенная слюдистыми сланцами и песчаниками, обнаружена в массиве Высокий Тауэрн, откуда прослеживается в Северную Италию, где известно месторождение Палестро.

Уран-молибденовое оруденение пермского возраста недавно обнаружено в северной части Гемерид (Западные Карпаты). Эти рудопроявления тесно ассоциируются с железо-медными, но по всем данным являются более поздними. Пермский возраст урановой минерализации здесь доказан определениями абсолютного возраста урановой смолки. Наконец, в Старой Планине урановое оруденение приурочено к отложениям перми и триаса, где ассоциируется с медными и свинцовыми минералами.

Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах относится к герцинской эпохе с еще бо́льшей степенью условности, чем в Северной Африке.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах широко развиты в северной и южной частях Восточных Альп. Они залегают преимущественно в доломитах среднего, реже верхнего триаса и представлены как секущими, так и пластообразными рудными телами. Вторые часто повторяются в одном и том же разрезе, выдерживаясь в пределах пластов на значительных расстояниях. Месторождения этого типа встречаются в тектонически нарушенных, раздробленных известняках. Рудные тела приурочены к благоприятным для замещения пластам, поперечным трещинам или узлам пересечения трещин. Вмещающие породы доломитизированы, иногда окварцованы; реже оруденение выполняет пустоты в известняках. В рудах развит галенит, бедный серебром, сфалерит, бедный железом, гелевый пирит, марказит, кальцит, брейнерит, барит и ангидрит. Иногда присутствует небольшое

количество молибдена, сконцентрированного в вульфените.

В южной части Восточно-Альпийской Известняковой зоны Лехтальских Альп расположены месторождения Санкт-Вейт, Нассерэйт и Дирстен; в Баварских Известняковых Альпах — месторождения Хелленталь около г. Цугшпитце и Раушенберг у г. Химгау. В Южных Известняковых Альпах находится месторождение Блейберг-Крейт в Каринтии, очень крупное. Для него характерны плоские рудные тела, локализованные в местах пересечения трещинами благоприятных для рудоотложения горизонтов веттерштейнских известняков. Руда содержит галенит, скорлуповатый сфалерит, барит и ангидрит; известняки замещены брейнеритом. Сходным является месторождение Межица в Восточных Караванках (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1970).

В Юлийских Альпах наиболее значительным является месторождение Райбл, сходное с Блейбергом; ряд рудопроявлений известен около Ауронцо, месторождения Шенштейн около Монтечелио, Монте-Кализио вблизи Триеста, Литтан между Южными Альпами и Динаридами.

В Западных Карпатах карбонатные отложения триаса вмещают ряд аналогичных метасоматических свинцово-цинковых месторождений небольшого масштаба. В Балканах эта рудная формация представлена известными и в настоящее время хорошо изученными месторождениями Седмочисленцы, Издремец, Плакальница и многочисленными рудопроявлениями в песчаниках и доломитах триаса Старой Планины (см. рис. 56):

Вопрос генезиса восточноальпийских и балканских свинцово-цинковых месторождений является объектом долголетней полемики и, несмотря на их достаточно хорошую изученность, остается нерешенным. Вопрос этот выходит далеко за пределы данной провинции и представляет для нас непосредственный интерес, поэтому остановимся на нем несколько подробнее, для чего вначале приводится характеристика наиболее типичных представителей данной формации.

Свинцово-цинковое месторождение Райбл, изученное Д. Кольбертальдо (1951), известно с XI в. и наиболее интенсивно отрабатывается после 1923 г. В строении рудного района принимают участие песчаники, раковинные известняки, туфопесчаники, порфировые туфы, порфиры и доломиты триаса. Последние являются рудоносными. Месторождение приурочено к крылу пологой и широкой синклинали, интенсивно разбитому сбросовыми трещинами. Оно залегает в треугольном блоке, оконтуренном сбросами. Среди рудных тел выделяются сульфидные и окисленные. Первые состоят из сфалерита, галенита, марказита и пирита; вторые — из лимонита (железная шляпа) и карбонатной нижней части тел (смитсонит, гидроцинкит, каламин, церуссит, вульфенит и др.).

Первичная сульфидная минерализация размещается в рудоносных доломитах в виде рудных столбов и жил, часто крупных, контролируемых трещинными структурами. В общем рудные тела относятся к типу замещения в карбонатных породах. По данным 1961 г. ежегодная добыча на месторождении составляет 550 тыс. *т* руды с содержанием свинца 1% и цинка 7%.

Весьма похожим на Райбл является месторождение Салафосса, также приуроченное к ладинским доломитам и представленное плащеобразными залежами размером в несколько десятков метров, состоящими из сфалерита, галенита, пирита, марказита, доломита и барита.

Несколько иным является месторождение Монте-Треваско в области Вальсерия. Рудные тела здесь имеют трубообразную форму и вытянуты согласно оси антиклинали, сложенной доломитизированными известняками, известняками и мергелями триаса. Рудоносными являются нижние горизонты известняков, чередующиеся с туффи-

тами. Руды сложены сфалеритом, галенитом, фрейбергитом, пиритом, марказитом и халькопиритом. Это месторождение по составу и морфологии рудных тел, следует, по-видимому, считать переходным от типа Райбл к типу Руа, или от низкотемпературного к относительно высокотемпературному.

На месторождении Руа в Северной Италии рудные тела представляют собой сложную систему субпараллельных жил и линз мощностью до 1 *м*. Длина по простиранию систем рудных жил достигает 500 *м*, а глубина по падению обычно 50—70 *м*. В числе жильных минералов установлены кварц, флюорит, кальцит и хлорит; рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротином, пиритом, арсенопиритом и марказитом.

В качестве самостоятельной группы свинцово-цинковых месторождений Италии можно выделить рудопроявления Бергамских и Карнийских Альп. В первых из них расположен рудный район Горно, где минерализация приурочена к известнякам, доломитам и туфам триаса, а в пределах вторых — район Валь-Дегано, сложенный мощной толщей пермских песчано-сланцевых и доломит-мергелистых образований.

Таким образом, в Южных Альпах свинцово-цинковое оруденение, обладающее достаточным разнообразием, в общем не выходит за пределы карбонатных отложений триаса, а порой образует скопления в сходных породах пермского возраста.

Вторым свинцово-цинковым районом в Южных Альпах является полоса Известняковых Альп южнее р. Дравы. Здесь, по данным Л. Костелка и В. Петрашека (Kostelka, Petrascheck, 1967), вдоль пояса, протягивающегося на 200 *км* от гор Караванке на востоке через рудный район Блейберг до Зильских гор на западе, выявлено 66 месторождений свинца и цинка; из них 56 месторождений залегает в отложениях среднего и верхнего триаса. Восточная и западная части пояса отличаются характером размещения месторождений в пространстве, их положением в стратиграфическом разрезе карбонатных отложений триаса, а также рядом морфологических и геохимических особенностей. В горах Караванке рудоносны практически лишь известняки среднего триаса, где преимущественно развиты рудные жилы, главным минералом является галенит. К западу от Блейберга в Зильских горах рудовмещающими являются породы верхнего триаса, в рудах ведущую роль играет сфалерит, в них появляются минералы ванадия и молибдена, отсутствующие на востоке. Закономерные изменения состава руд, а также последовательное повышение стратиграфического уровня пород, непосредственно вмещающих рудные тела, служат, по мнению авторов, свидетельством длительности (10—20 млн. лет) и направленности процесса рудообразования в пространстве и времени.

Изучение особенностей различных месторождений в отмеченной полосе позволяет выделить три их типа с востока на запад. Месторождения первого типа встречаются преимущественно в восточной части пояса, тяготея к его северной ветви. Оруденение приурочено исключительно к нижней части разреза («Wettersteinkalk»), залегающей на 600 *м* ниже карнийских сланцев. Месторождения в основном жильного типа, но встречаются и пластообразные тела; свинец почти всегда преобладает над цинком. Третий тип месторождений обычно встречается в западной части пояса. Рудовмещающими являются карнийские и частично норийские слои, причем рудные тела образуют исключительно пластообразные залежи, в которых цинк резко преобладает над свинцом. Второй тип месторождений является промежуточным между первым и третьим. Они расположены в районе Блейберга. Рудовмещающими являются породы как

веттерштейнового доломита, так и нижней части карнийского доломита. Здесь представлены жильные и пластообразные рудные тела. Отношение свинца к цинку меняется от 6:2,5 в восточной части до 2:9 в западной.

Рудная минерализация в месторождении Блейберг приурочена главным образом к верхам веттерштейнового доломита, выделенного в качестве особой, наиболее благоприятной рудной фации, характеризующей всю восточную половину пояса. На месторождении в равном количестве присутствуют пластообразные и секущие рудные тела, обладающие микрослоистой и брекчиевой текстурами. Среди них принято выделять седиментационные и диагенетические. Последние секут рудные ритмы и контролируются трещинными структурами. Характерно наличие во вмещающих породах туфов, вулканического стекла и сланцев (рис. 57).

Блейбергское месторождение было осмотрено автором совместно с Г. С. Дзоценидзе в 1969 г. Первые сведения о нем относятся к 1033 г., а крупное горное предприятие существует здесь с 1778 г. В настоящее время на месторождении работает свыше 1000 человек, ежедневно перерабатывается около 120 тыс. *т* руды, содержание металлов в которой за последние 15 лет снизилось от 5% свинца и 4,5% цинка до 6% суммы металлов (цинка 1,5—4%, свинца 10—1%). Продукция действующей обогатительной фабрики составила в 1952 г. 7 тыс. *т* свинцового концентрата (77% свинца), 8,5 тыс. *т* цинкового (58% цинка) и 170 *т* молибденового (10% молибдена). Рудное поле вскрыто двумя шахтами и штольнями и отрабатывается на 14 горизонтах до глубины около 1000 *м* от поверхности (см. рис. 57).

Месторождение расположено в грабене, сложенном осадками триаса, контактирующими вдоль ограничивающих его на севере и юге разломов с породами карбона и перми. Ширина грабена около 600 *м*. Оруденение свинца и цинка при крайне неравномерном размещении преимущественно локализуется под пропластками сланцев в верхах ладинских и низах карнийских доломитов. Верхние горизонты вмещают пластообразные рудные тела, тогда как на средних и нижних горизонтах нами наблюдались выполнения сплошными сульфидными рудами пустот жилообразной и неправильной формы. Метасоматическое оруденение не имеет широкого распространения, как это отмечалось и в Верхней Силезии.

На восточном продолжении Карнийских Альп в горах Караванке расположено крупное свинцово-цинковое месторождение Межица. По данным югославских геологов, оруденение приурочено здесь также к доломитам среднего и отчасти верхнего триаса, локализуясь преимущественно в доломитах ладинского яруса. Среди них выделяются пластообразные рудные залежи, рудные жилы и тела сложной формы. Среди вмещающих доломитов среднего триаса отмечается наличие порфиритов и кератофиров, представляющих собой продукты подводного вулканизма, сингенетичного с осадконакоплением.

Аналогичное положение занимают и другие рудопроявления в карбонатных отложениях триасового возраста Словении. Так, на месторождении Дриенок вблизи г. Поников в доломитах среднего триаса повсеместно отмечается заражение свинцом, цинком и медью. В пределах рудных залежей здесь наравне с галенитом и сфалеритом наблюдается присутствие борнита и ковеллина. Правда, эти два типа рудной минерализации обычно разобщены в пространстве.

В северных Австрийских Известняковых Альпах в 100 *км* к северу от р. Дравы вдоль полосы, сложенной карбонатными осадками триаса протяженностью 450 *км*, известны 42 свинцово-цинковых

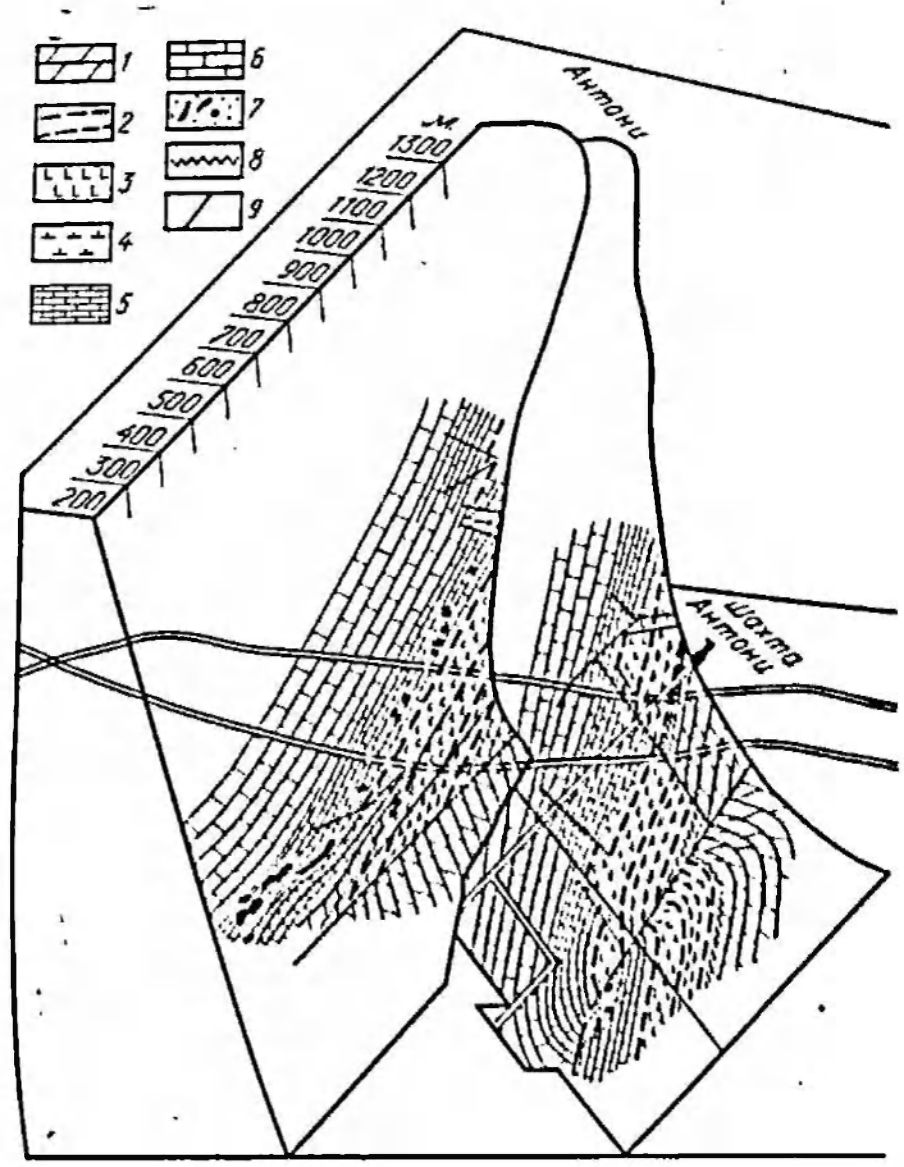
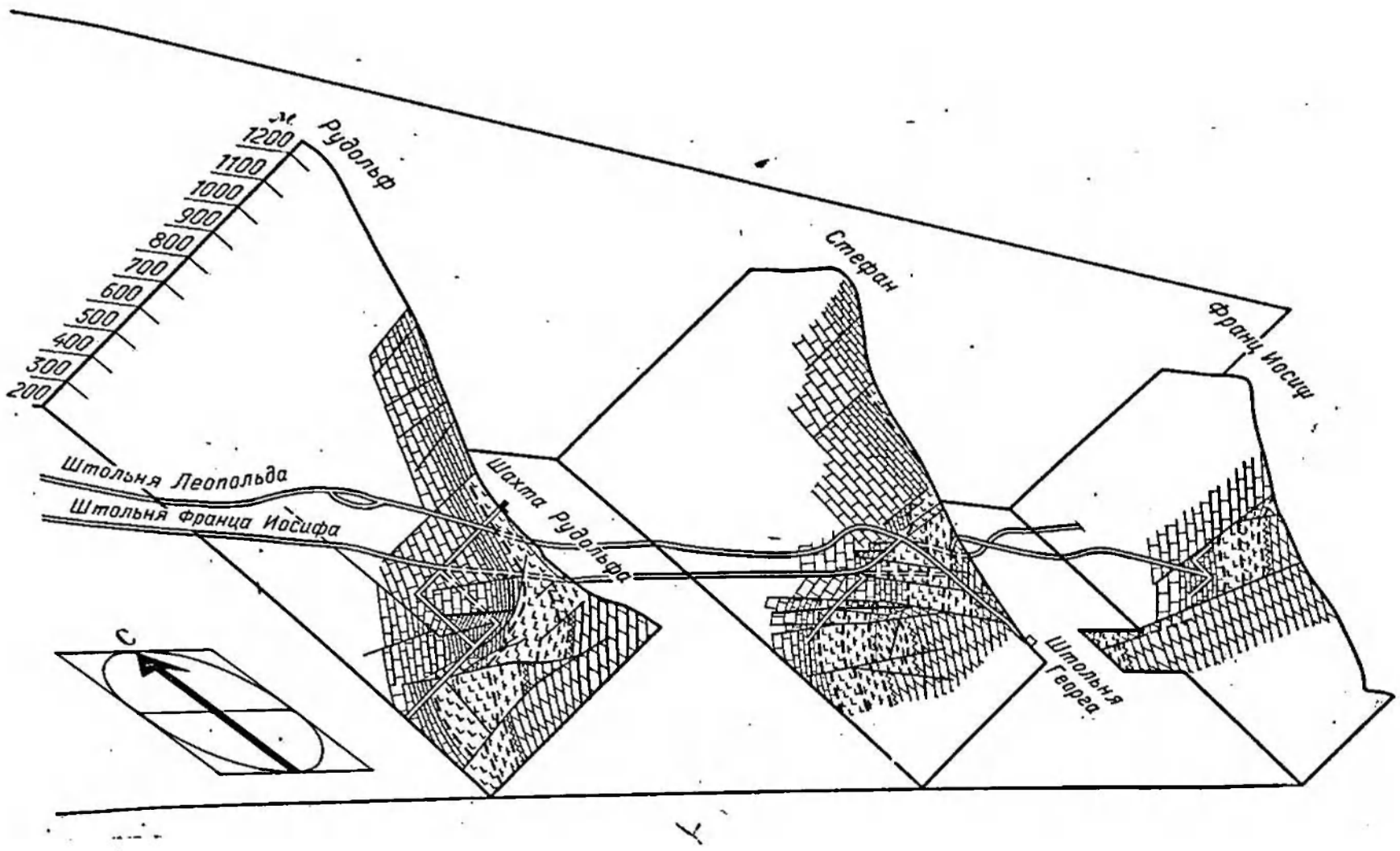


Рис. 57. Блок-диаграмма свинцово-цинкового месторождения Блейберг (по материалам рудничных геологов)

1 — главный доломит; *2* — сланцы Карлита; *3* — промежуточный доломит; *4* — промежуточный известняк; *5* — веттерштейновый доломит; *6* — веттерштейновый известняк; *7* — рудные тела; *8* — линия трансгрессивного налегания Главного доломита; *9* — сбросы



месторождения, 36 из которых залегают в условиях, геологически совершенно идентичных с южными. Все они образуют пластообразные залежи в породах, сходных с верхней частью ладинских доломитов. На этих месторождениях в 1966 г. добыто 7 тыс. *т* свинца и 14 тыс. *т* цинка.

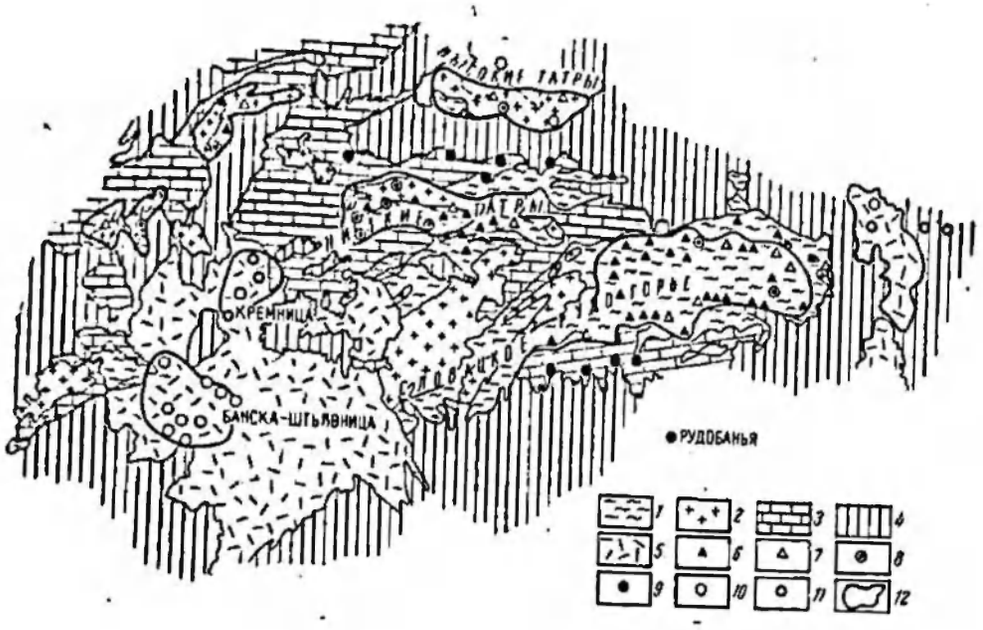
Ф. Хегеманн (Hegemann, 1960) констатирует постоянно наблюдающуюся в пространстве ассоциацию оруденения с проявлениями триасового вулканизма, а также часто отчетливо выраженные осадочные текстуры руд, залегающих в средне-верхнетриасовых известняках. Учитывая отсутствие взаимопереходов с явно гидротермальными месторождениями третичного возраста, следов деятельности третичной магмы и зональности в размещении месторождений, он отвергает первичногидротермальный генезис для известняково-альпийских свинцово-цинковых месторождений. Одновременно этот исследователь на основании выявленного им равномерного распределения в рудах рассеянных элементов, а также присутствия в числе месторождений как высокотемпературных (Горно), так и низкотемпературных (Блейберг, Райбл, Крёйт, Межица) представителей и других особенностей отрицает и принадлежность их к вторичногидротермальному типу. Вместе с тем Ф. Хегеманн не возражает против возможности заимствования рудного вещества из вышележащих отложений, из которых подземные вадозовые воды выщелачивают отдельные компоненты и отлагают их в известняках триаса.

В качестве обоснования выдвинутой им гипотезы экструзивно-осадочного происхождения альпийских месторождений Ф. Хегеманн (Hegemann, 1960) приводит следующие факты и соображения: 1) тонкая сланцеватость руд в согласных пластообразных залежах; 2) наличие в сфалерите реликтовых гелевых структур, типичных для осадочных руд; 3) отложение сульфидов одновременно с осадконакоплением.

Взгляды об образовании свинцово-цинковых месторождений в Известняковых Альпах близко одновременно с процессами осадконакопления в настоящее время развиваются многими исследователями, в их числе Ф. Эспертейлем, Ф. Фольерини, П. Ланьи, Г. Шнейдером, Г. Фёрстером, и особенно О. Фридрихом. Наиболее последовательный противник этих взглядов Д. Кольбертальдо в последнее время (Colbertaldo, 1965) соглашается с О. Фридрихом, по мнению которого эпигенетические и сингенетические рудообразования встречаются одновременно и совместно, чередуясь между собой. Одновременно О. Фридрих считает, что с одним и тем же магматическим очагом может быть связано несколько разновозрастных гидротермальных процессов, соответствующих периодически возобновляющимся тектоническим движениям.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах триаса известны в горах Трибеч, Низких Татрах, частично в Словацком Рудогорье и особенно в Старой Планине. В первом случае мы имеем дело с рудопроявлениями следующих типов, залегающих в известняках триасового возраста: 1) свинцовый с серебром, 2) пирит-галенит-сфалеритовый, 3) вкрапленный свинцово-цинковый, 4) антимонитовый. Здесь же в пермских отложениях обнаружены жильное и вкрапленное медное оруденение и жильное полиметаллическое (Ivanov, 1967). В Низких Татрах в песчаниках и доломитах нижнего—среднего триаса в виде линз и небольших пластообразных залежей проявлены медно-полиметаллический с баритом (месторождение Шпанья-Дольна), сидеритовый (месторождение Гапель) и барит-полиметаллический типы руд. В Рудогорье эта формация проявлена несколько иными типами. Здесь, по данным Я. Илавского (Ilavský, 1962), рудопроявления в известняках нижнего триаса представлены гематитовым, баритовым и медным типами. Этот исследо-

Рис. 58. Металлогеническая схема Западных Карпат

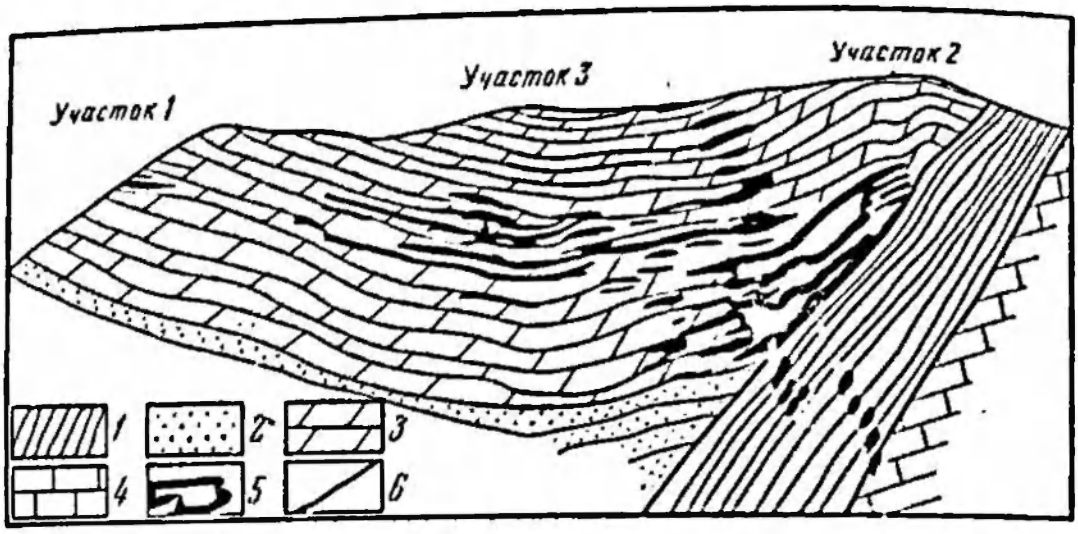


1 — древние кристаллические сланцы; *2* — герцинские граниты; *3* — мезозойские известняки и доломиты; *4* — палеогеновые и неогеновые осадки; *5* — неогеновые вулканиты; *6—8* — месторождения герцинских рудных формаций: *6* — железо-марганцевой, *7* — колчеданной, *8* — сурьмяной; *9—11* — месторождения альпийских рудных формаций: *9* — железорудной, *10* — золото-полиметаллической, *11* — сурьмяно-ртутной; *12* — границы рудных полей

ватель, на наш взгляд вполне обоснованно, считает данную минерализацию промежуточной между герцинской и альпийской металлогеническими эпохами. Размещение месторождений в Низких Татрах и Спишско-Гемерских Рудных горах схематично изображено на рис. 58, составленном по картам полезных ископаемых и металлогенической, недавно любезно предоставленных автору чехословацкими коллегами (Ilavský, 1968).

В западной части Старой Планины (Балканы) во Врачанском рудном районе известно около 50 месторождений и рудопроявлений свинца, цинка и меди блейбергского типа. В 1965 г. эти месторождения были детально обследованы автором (Твалчрелидзе, 1967_2), а затем повторно осмотрены в 1969 г. Рудные поля приурочены здесь к синклинальным структурам, которые на общем фоне кристаллических пород палеозоя выполнены терригенными и карбонатными отложениями мезозоя. В низах этот верхний структурный этаж сложен песчаниками нижнего триаса (бундзандштейн), а выше выступают известняки и доломиты среднего и верхнего триаса, лейаса и местами доггера. Верхняя юра представлена трансгрессивными отложениями, несогласно перекрывающими разновозрастные рудоносные породы. Рудные тела представляют собой согласные пластообразные и линзообразные, реже жильные залежи медно-полиметаллических руд в доломитизированных известняках триаса (до 90%), иногда песчаниках бундзандштейна и очень редко в диабаз-филлитоидной формации докембрия либо в доломитах нижнего лейаса. Руды сложены галенитом и сфалеритом (последний преобладает), халькопиритом, арсенопиритом, пирротином, марказитом, пиритом, халькозином, кварцем и баритом. В сфалерите установлены повышенные содержания германия и тантала, в галените — мышьяка и тантала. Структуры руд обычно колломорфные, но часто раскристаллизованные.

Рис. 59. Поперечный геологический разрез месторождения Седмочисленцы. По *П. С. Повчеву* (1961)



1 — глинистые сланцы верхнего карбона; *2* — песчаники нижнего триаса (бундзандштейн); *3* — доломиты и известняки среднего триаса, *4* — известняки верхнего триаса; *5* — рудные скопления; *6* — региональные разломы

Наиболее крупными во Врачанском районе являются месторождения Седмочисленцы и Издремец, хорошо изученные рядом болгарских геологов (П. Мичева-Стефанова, С. Каладжиев, П. Повчев и др.). Первое из них в виде трех участков располагается в крупной, пологой синклинали, сложенной отложениями триаса (рис. 59). На участке 1, в настоящее время отработанном, развиты пластообразные рудные тела с вкрапленным свинцово-цинковым оруденением. На участке 2, где сейчас сконцентрирован основной объем эксплуатационных работ, богатое оруденение тяготеет к разлому, метасоматические крупные рудные линзы и штоки образованы в результате слияния ряда пластообразных залежей. В низах (бундзандштейн) развиты галенит-халькопиритовые руды, а выше (доломиты среднего триаса) — галенит-сфалеритовые. На промежуточном участке 3 смешанные типы рудных тел контролируются антиклинальным осложнением основной синклинальной складки.

На месторождении Издремец, также контролируемом крупной синклиналью, ряд рудных тел сложной формы залегает в тектонически нарушенных породах диабаз-филлитоидной формации, бундзандштейна, среднего триаса и лейаса. Здесь местами (рудное тело 3) представлен тип медистых песчаников в отложениях нижнего триаса. Интересно, что совершенно аналогичное оруденение известно в Западных Альпах на периферии массива Пельву, окаймленного полосой пермо-триасовых осадков (Charrin, 1959).

Немецкие геологи (О. Эльснер и его ученики) придерживаются мнения об осадочном происхождении свинцово-цинковых месторождений Балкан. Однако этому мнению противоречат многие факты, в том числе доломитизация известняков, разное стратиграфическое положение рудных тел, роль трещинных структур, наличие жил и др. Болгарские геологи относят оруденение к гидротермальному типу, но одновременно, на наш взгляд не доказанно, считают его третичным. По мнению автора, оруденение следует считать не моложе лейаса, во всяком случае образовавшимся до мальмской трансгрессии. Эта точка зрения основана на следующих фактах: 1) безрудность всех

отложений выше лейаса; 2) отсутствие в Северных Балканах магматических и рудных проявлений альпийского возраста; 3) послерудный возраст крупных разломов и ряде других. Заложение трещинных структур наиболее естественно связать с периодом превращения герцинской геосинклинали в жесткую структуру, когда сжатие сменяется растяжением и фундамент раскалывается вдоль крупных разломов.

Альпийская металлогеническая эпоха в данной провинции проявлена слабо. Относительно небольшое количество месторождений здесь тесно ассоциируется с проявлениями молодого магматизма. Последние представлены как в интрузивной фации (молодые гранитоидные массивы Альп), так и в эффузивной (юрские геосинклинальные офиолиты Альп, посторогенный наземный вулканизм Апеннин и Карпат). В общем для альпийской эпохи можно выделить: 1) рудообразования, связанные с геосинклинальным основным магматизмом; 2) небольшую группу месторождений, образованную в орогенную стадию развития в связи с интрузивным магматизмом; 3) довольно обширную группу рудных формаций, связанную с позднеорогенным наземным кислым вулканизмом внутренней зоны Карпат.

С геосинклинальным вулканизмом связаны многочисленные проявления железа, марганца и сульфидных руд различных генетических типов. Они расположены в Западных и частично в Восточных Альпах, а также в различных зонах Карпат и тесно ассоциируются с офиолитовым вулканизмом.

Формации хромит-титаномагнетитовых и колчеданных месторождений тяготеют к мезозойским офиолитам Альп, наиболее отчетливо развитым между массивом Монте-Роза и горой Гран-Парадиз, а также к юго-западу от массива Дора-Майра (Хуттенлохер, 1957). На итальяно-швейцарской границе залегает крупный шток длиной 11 *км* и шириной 1,8 *км*, сложенный перидотитом, роговообманковым габбро и жилами гориблендита. Оруденение представлено магматического типа линзами и штоками сплошных руд, сложенных хромитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, пентландитом, пирротином, халькопиритом и кубанитом. Окислы и сульфиды присутствуют в равных количествах. Рудные линзы развиты на трех участках в периферийных частях штока.

Помимо собственно магматических здесь известны и вулканогенно-осадочные медно-пирротиновые и серноколчеданные месторождения. Они расположены главным образом в Западных Альпах, но иногда встречаются их рудопроявления и в других районах, в частности, сюда относятся известные пиритные месторождения Корсики (Лаффит, 1969). Рудные тела, представленные линзами и пластообразными залежами, согласно залегают среди пород офиолитовой формации и различных метаморфизованных сланцев (Natale, Zucchetti, 1966). Вмещающие ультраосновные и основные магматические породы датируются лейасом и мелом. Линзы сплошных массивных руд сопровождаются сульфидной вкрапленностью, охватывающей породы на мощность до нескольких метров. Рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, магнетит и пирротин; жильные — железо и магнийсодержащие силикаты, кварц и карбонаты. К этому типу колчеданных месторождений относятся Рутье, Пиеноли, Аланья, Бет и др.

В Восточных Альпах на территории Италии в верховьях р. Адидже известно месторождение Валентино-ди-Предой. Оно залегает в рассланцованных меловых габбродах и представлено линзами руд, сложенных альбитом, хлоритом, амфиболами, эпидотом, кальцитом, кубанитом, валентинитом, сфалеритом, магнетитом, ильменитом. Ассоциация минералов и их структурные взаимоотношения позволяют Д. Кольбертальдо отнести месторождение к высокотемпера-

турным магматическим образованиям (600—800° С).

В качестве переходного типа от магматического к вулканогенно-осадочному выступает месторождение Вигонцано. По данным Д. Кольбертальдо, оно расположено среди мезозойских офиолитов и представлено блоком агломератов, вмещающих рудные линзы, локализованные между крупной пластообразной залежью серпентинита и туфобрекчиями. Размер отдельных рудных тел до 100 *м* длины при ширине 50 *м* и мощности 20 *м*. Они имеют слоистую текстуру, обусловленную чередованием слоев магнетита и сульфидов. В первых помимо магнетита присутствуют гематит, ильменит и пикотит; вторые сложены пиритом, халькопиритом, марказитом, пирротином и сфалеритом. Большинство железорудных минералов, по-видимому, выделилось в ортомагматическую стадию, а сульфидных — в кататермальную.

В Швейцарии у подножия гор Гандуштока К. Бёхтигер (Bächtiger, 1960) в 1959 г. обнаружил медное оруденение в покрове кератофира. Среди рудной минерализации им отмечено два типа — медноколчеданный и барит-халькозин-ковеллиновый. К. Бёхтигер относит оруденение к классу магматических месторождений, однако, судя по его описаниям, оно является сингенетичным с вулканизмом рудной минерализацией, сплошь и рядом сопровождающей колчеданные месторождения.

Сидеритовая формация объединяет довольно многочисленные марганцевые и сидеритовые месторождения предположительно эксгаляционно-осадочного типа. К ним относятся отчасти рудообразования Восточных Альп, а главным образом Карпат и Балкан. В Берхтесгаденских Альпах на юго-западном склоне горы Каммерлингельм и у г. Еннера в 1954 г. открыты крупные месторождения родохрозита. Они обнажаются на поверхности в виде пластообразных залежей мощностью 3 *м*. Главными минералами являются родохрозит, кальцит и сидерит, встречаются мусковит, кварц и пирит. Вмещающими породами служат известняки верхнего лейаса. Все геологи, изучавшие эти месторождения (Г. Грусс, В. Е. Петрашек и др.), относят их к вулканогенно-осадочному типу и связывают с геосинклинальным основным вулканизмом.

Сходными являются марганцевые месторождения Малых Карпат, залегающие в основании тоарских тонкозернистых мергелистых сланцев. Мощность рудоносных пластов несколько десятков метров; они вмещают вытянутые линзы марганцевой руды мощностью до 1 *м*, представляющие собой прослойки в общем комплексе сланцев. Месторождения относятся к манганитовой формации с переходом к пиролюзитовой и карбонатной фациям осадочных руд. Содержание в рудовмещающих пластах марганца 3%, железа 8%.

Однотипными являются карбонатные рудопроявления марганца Венгрии. Они образуют ряд рудных участков в горах Баконь, приуроченных к верхнелейасовым известнякам. Комплекс рудоносных отложений имеет мощность от 30 до 50 *м* и сложен темно-серыми, грубослоистыми глинистыми мергелями, вмещающими тонкослоистые марганцевые руды. Мощность вытянутых согласных рудных линз в среднем 12 *м*, содержание марганца от 16 до 35%; главным рудным минералом является родохрозит, присутствуют гётит, глауконит, монтмориллонит и иллит. На широких площадях рудные тела окислены и превращены в богатые руды, состоящие из манганита, пиролюзита и псиломелана. К числу промышленных здесь относятся месторождения Эплень, Уркут (отрабатывается, начиная с 1935 г.) и др. Местные геологи (Г. Грасселли и др.) считают оруденение осадочным, однако присутствие глауконита, широкое развитие радиолярий и бентонитовых глин, а также некоторые другие признаки

позволяют эти месторождения по аналогии с австрийскими отнести к вулканогенно-осадочным.

Наиболее значительным месторождением этого типа в Западных Карпатах является Рудобанья, представляющее собой наиболее крупный объект добычи железных руд в Венгрии. Оруденение здесь приурочено к известнякам и доломитам триаса, контролируется крупной зоной разлома, фиксируемой выходами на поверхность пород офиолитовой формации (Панто, 1965). Рудные тела, сложенные сидеритом, ассоциирующимся с анкеритом, доломитом, кальцитом, баритом, кварцем и сульфидами (пирит, халькопирит, тенантит, галенит, бурнонит, джемсонит), вблизи поверхности полностью окислены и представляют собой богатую железную руду. В настоящее время отрабатываются именно эти вторичные руды с суммарным содержанием железа и марганца 40% (в первичных рудах железа 24%).

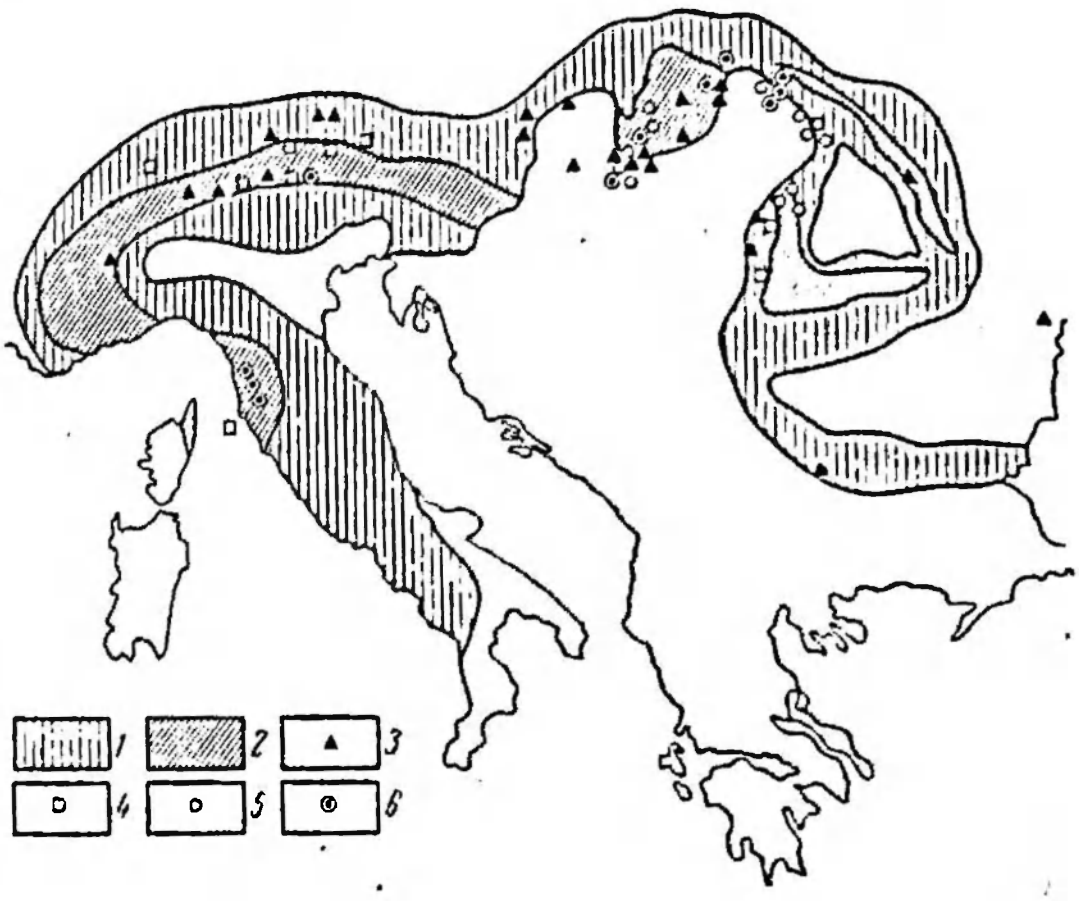
С мезозойским магматизмом Южных Карпат В. Лукка (Lucca, 1967) связывает небольшие месторождения марганца, сходные с Малокарпатскими, расположенные в междуречье Муреша и Арпеша, а также свинцово-цинковые рудопроявления в Добрудже. Более значительными по масштабам являются сидеритовые месторождения в триасовых доломитах гор Пояна-Рускэ. Они вполне аналогичны описанным для Западных Карпат (тип Рудобанья). К этой формации следует отнести и относительно небольшие магматические месторождения в мезозойских офиолитах гор Дроча.

Наконец, в Балканах крупным представителем этой группы формаций является Кремниковское месторождение, расположенное в 16 *км* к северо-востоку от г. Софии, являющееся базой крупного горнометаллургического комбината. Здесь в доломитизированных известняках среднего триаса вдоль надвига залегает обширное метасоматическое тело сложного состава. Его руды подразделяются на три типа: 1) сидеритовые, 2) гематитовые и 3) вторичнолимонитовые. Руды содержат значительное количество барита, а также сульфиды железа, меди и свинца. Главная рудная залежь имеет длину 1700 *м* при ширине от 300 до 800 *м*. Форма ее пластообразная, мощность в среднем 65 *м*; содержание железа — 30%. Полезными компонентами руд являются железо, марганец, свинец, барит и отчасти медь. Общие запасы оцениваются в 250 млн. *т* железной руды. Месторождение относится к гидротермально-метасоматическому типу; гипергенное изменение датируется предплиоценовым возрастом (данные И. Йовчева, а также С. Тонева, В. Панайотова и др.).

Отмеченные месторождения нанесены на рис. 60, а частично (по Западным Карпатам) — на рис. 58. Они в ряде стран (Австрия, Венгрия, Болгария, Чехословакия) служат объектом интенсивной эксплуатации. Руды железа и марганца здесь богаты лишь в приповерхностной части месторождений, где они окислены в результате современных и относительно недавних (предплиоценовых) супергенных процессов. Промышленный интерес имеют железо и марганец, попутно извлекаются медь, свинец, цинк, иногда золото.

Формации железорудных и редкометальных месторождений раннеорогенной стадии альпийской эпохи имеют небольшое распространение в пределах провинции. К ним относятся скарновые месторождения магнетита, обнаруживающие тесную связь с альпийскими гранитоидами. Такие месторождения известны на о. Эльба (Рио-Альбано и Каламита). Они представляют собой залежи магнетита неправильной формы, залегающие на контакте миоценовых гранитоидов с мраморами перми и триаса. Рудные тела сложены магнетитом, гематитом, людвигитом и бортнитом. Генезис этих месторождений до последнего времени не вызывал сомнения, поскольку рудная минерализация тесно ассоциируется со

Рис. 60. Схема размещения месторождений альпийской эпохи Альпийско-Карпато-Балканской провинции



1 — внешняя многосинклинальная зона; *2* — внутренняя эвгеосинклинальная зона; *3—6* — месторождения рудных формаций: *3* — хромит-титаномагнетитовой и колчеданной, *4* — железорудной и редкометальной, *5* — золото-полиметаллической, *6* — сурьмяно-ртутной

скарновыми зонами в известняках, развитыми в полосе экзоконтакта изверженных пород. Между тем в последнее время появились работы, в которых отмеченные месторождения относятся к эксгалационно-осадочным пирит-гематитовым рудам, сингенетичным с рудовмещающей толщей пермо-триаса и однотипным с железорудными месторождениями Тосканы. Граниты лишь изменяют первичные руды и являются значительно более поздними, наложенными образованиями (Bodechtel, 1965 и др.).

Сходные скарновые рудопроявления железных руд известны в Альпах (Фрейтч, Метниц, Редентхейн). В Пьемонтских Альпах с массивом третичных гранитоидов связан ряд шеелитовых скарновых месторождений небольшого масштаба. Изверженные породы диоритового состава прорывают древние кристаллические сланцы и известняки, а в зоне экзоконтакта залегают разного размера скарновые залежи месторождения Траверселла. Шеелит здесь ассоциируется с сульфидами, кварцем и карбонатами.

К числу других более или менее значительных относятся месторождение Саке, представляющее собой кварц-пиритовую жилу, залегающую в мезозойских офиолитах; шеелит образует в ней неравномерную вкрапленность, и месторождение Баль-Топпа, объединяющее серию субпараллельных согласных пластообразных жил, залегающих в серицитовых сланцах; жилы сложены кварцем, содержащим вкрапленность золотоносного пирита, ассоциирующегося с халькопиритом, ар-

сенопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, золотом и шеелитом. Для шеелита Пьемонтских Альп характерно присутствие редких земель. Аналогичные шеелитовые месторождения известны и в Тироле, которые эксплуатируются, начиная с 1959 г., а в 1960 г. здесь начата добыча вольфрама, молибдена и тантала. В отличие от Пьемонтских они в основном представлены пегматитовыми жилами.

В Швейцарии известно молибденовое месторождение Бальтшудер, по-видимому, также третичного возраста. В его пределах установлено 10 рудоносных тектонических зон общей длиной до 2 *км*, распространяющихся на глубину 1000 *м* от поверхности при мощности до 20 *м*. Молибденит образует мелкие прожилки; ассоциируется с кварцем и сульфидами. Месторождение очевидно, промышленное. К этому же типу следует отнести рудопроявления Южных Карпат на территории Румынии. По данным В. Лукка (Lucca, 1967), они образуют зональный ряд вокруг мезозойских массивов банатитов: внутренняя зона представлена скарновыми месторождениями магнетита, далее следуют молибден-висмутовые жилы, а внешняя зона сложена кварц-кальцитовыми жилами с галенитом и сфалеритом.

Позднеорогенная стадия альпийской металлогенической эпохи в данной провинции значительно более плодотворна. В это время образовались эндогенные месторождения по крайней мере двух крупных групп рудных формаций: золото-полиметаллической и сурьмяно-ртутной. Первая тесно связана с наземным андезитовым вулканизмом, активно проявившимся в связи с грабенообразными погружениями внутренней зоны Карпат в неогене. К ней относятся рудные районы Венгрии, Чехословакии (Банска-Штьявница), Румынии и СССР. Вторая группа формаций объединяет сурьмяные и ртутные месторождения как тесно связанные с поздним плиоценовым и четвертичным вулканизмом (Тоскана, Западные и Восточные Карпаты), так и телетермальные (Восточные Альпы). П. Лаффит (1969) отмечает, что в Альпах в противоположность слабой рудоносности альпийского магматизма наблюдается обилие жильных рудопроявлений, не имеющих видимой связи с магматизмом.

Формация вулканогенных золото - полиметаллических месторождений внутренних областей Карпат развита на обширной площади, где размещение ее представителей контролируется системой крупных разломов, служащих путями транспортировки на поверхность продуктов позднеорогенной (субсеквентной) андезитовой магмы. Рудные районы являются одновременно и районами недавнего активного андезитового континентального вулканизма, что должно способствовать поискам этих месторождений.

Главной структурной единицей первого порядка, определяющей как неогеновую вулканическую активность, так и размещение вулканогенных месторождений, по-видимому, является Паннонская впадина, погружение которой связано со сложной системой оконтуривающих ее молодых разломов. Последние и служат путями транспортировки продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности в приповерхностные части земной коры. Главные вулканические и рудные районы размещаются по окраинам Паннонской низменности, охватывая южную часть Западных Карпат, Советское Закарпатье, горы Матра и Бержень в Венгрии, горы Металичи и Бая-Маре в Румынии. Эта структура наложена на основные геосинклинальные зоны провинции, что характерно для тектонического плана позднеорогенной стадии развития складчатых поясов. Не исключена также возможность отнесения разломов и вулканизма к процессам тектонической активизации.

В Западных Карпатах выделяются по крайней мере три типа вулканогенных свинцово-цинковых месторождений: 1) оруденение мармарита и галенита скарнового типа в

мезозойских породах на контакте с неогеновыми вулкано-плутоническими формациями; 2) свинцово-цинковые жилы субвулканического типа в вулканогенных породах; 3) метасоматические линзы галенита в карбонатных породах на контакте с вулканитами.

Наиболее значительным районом развития данной рудной формации являются Банска-Штьявница — Годруша (Словацкое Среднегорье).

Месторождения района представляют собой серию трещинных кварц-полиметаллических жил, залегающих в эффузивном комплексе, и относятся к субвулканическому типу. В относительно недавнее время буровыми работами установлено, что на глубине ниже 600 *м* свинцово-цинковая минерализация сменяется медной, причем одновременно увеличивается мощность рудных тел. В пределах последних локализуются отдельные рудные столбы, контролируемые пересечением тектонических трещин. Наиболее мощные и протяженные жилы (Бьебер, Шпиталер, Терезия, Ян, Грюнер и др.) отмечаются на рудном поле Банска-Штьявница. Мощность их 0,8—2,5 *м* и длина до 6 *км*. На месторождении Годруша жилы Бренер, Микулаш, Штефан и другие имеют мощность 0,5—1,5 *м* при длине до 3 *км*. Они сложены кварцем, кальцитом, галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом; встречаются марказит, барит, родонит; постоянно присутствуют золото и серебро.

В 1962 г. здесь было обнаружено метасоматическое месторождение галенита Пила, залегающее в известняках среднего триаса на контакте с миоценовыми вулканитами. Позже аналогичные метасоматические рудные тела установлены на месторождениях Вильям и Бьебер. Руды сложены землистыми разновидностями сфалерита, галенита и халькопирита, заключенными в хлорит-гематит-серицитовой массе. Содержание металлов в 3—7 раз выше, чем в жилах. Размещение метасоматических рудных тел подчинено литологическим и структурным фактором (Kodéra, 1965 и др.).

Сходные, но менее значительные по масштабу рудопроявления известны на территории Польши, в поясе Шваница. Здесь на площади, сложенной неогеновыми андезитами, протягивающейся на расстояние 20 *км*, залегает ряд рудных жил мощностью до 0,5 *м*. Жилы представлены кварц-анкерит-кальцитовой массой, содержащей оруденение галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, арсенопирита, пирротина, золота, серебра, меди, ртути и теллура. Разработка жил проводится, начиная с 1740 г. по настоящее время.

В Западных Карпатах не менее интересным является Кремницкий рудный район, занимающий площадь 35 *км*^{2}, сопредельную с Банска-Штьявницей. В его пределах издавна известны золоторудные месторождения. Они представлены жилами мощностью от 1—2 до 4—6 *м*, залегающими в вулканогенных породах, выполняющих депрессию в центральной части Кремницких гор (см. рис. 58, 60). Вулканиты интенсивно гидротермально изменены. Рудные жилы тесно ассоциируются в пространстве с дайками риолитов, сложены кварцем, содержащим золото и серебро, а также сульфиды цветных металлов. Золото встречается совместно с кварцем, адуляром, альбитом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином, аргентитом. Наиболее молодые жилы, содержащие золото, серебро, антимонит и киноварь, являются переходным типом к формации сульфидно-ртутных месторождений.

На территории Венгрии молодые полиметаллические месторождения вулканогенного типа тесно ассоциируются в пространстве с третичными вулканитами. По данным венгерских ученых (Е. Садецкий-Кардошш, Г. Панто и др.), палеогеновый вулканизм проявился по окраинам Паннонской равнины в виде экструзий биотитовых и амфиболовых андезитов. Более мощной явилась

неогеновая вулканическая активность, развившаяся почти повсеместно во внутренней части Карпат. Миоценовые вулканиты кислого состава сменились наиболее широко распространенными среднетортонскими риолитами и дацитами, сопровождаемыми дайками и пирокластами. В конце плиоцена и частично в плейстоцене в краевых частях Паннонского бассейна широко разлились базальтовые лавы.

Полиметаллические месторождения развиты главным образом в двух районах. Основным является район гор Матра, по существу представляющих собой непосредственное продолжение к югу Западных Карпат. Второй район объединяет ряд рудных полей, тяготеющих к выходам вулканитов к западу и северу от г. Будапешта (горы Веленце, Бержень и др.). Горы Матра представляют собой главный район развития в Венгрии полиметаллического оруденения. Геология района в самом общем виде определяется широким развитием палеогеновых и неогеновых континентальных вулканитов андезитового состава, перекрывающих глинистые сланцы и известняки среднего — верхнего палеозоя. Оруденение приурочено в основном к гидротермально измененным андезитам, но частично залегает и в подстилающих породах палеозойского возраста.

Рудная площадь размером 70 $км^2$ вмещает ряд жильных полиметаллических месторождений. Она окружена ореолом пород, испытавших калиевый метасоматоз. Под чехлом андезитовых пород обнаружены жильные рудные тела, залегающие в карбонатных породах. Общая глубина оруденения в связи с этим превышает 850 *м*. Здесь к числу промышленных относятся месторождения Дарно, Дьёндьёшороши, Матрасентиме, Сабадбаттьян и др.

Второй рудный район в Венгрии, объединяющий горы Веленце и Бержень, не располагает промышленными запасами полиметаллических руд. Пожалуй, более интересны в этом отношении рудопроявления гор Бержень.

Другой тип оруденения установлен на месторождении Кёракаш в районе Патко (западная часть гор Веленце). Крутопадающие кварц-полиметаллические жилы мощностью до 4 *м* залегают здесь в палеозойских сланцах, интрудированных карбоновыми гранитами. Рудная минерализация связана, по-видимому, с верхнеэоценовыми андезитами.

На территории Румынии в сложно тектонически нарушенном обрамлении Трансильванской впадины (см. рис. 54) третичный (в основном неогеновый) вулканизм и связанные с ним золото-полиметаллические месторождения проявились наиболее интенсивно. Румынские петрологи (С. Рэдулеску и др.) выделяют три цикла в посторогенном вулканизме: 1) излияния лав кислого-среднего состава (риолиты, дациты, андезиты), имевшие место в тортоне; 2) лавы сарматско-раннепаннонского цикла большой мощности однообразного андезитового состава; 3) позднепаннонские — плейстоценовые базальтовые излияния. С указанными циклами (особенно с первыми двумя) связываются месторождения цветных металлов. Последние сосредоточены в двух основных районах, главный из которых примыкает к Трансильванской впадине с запада (горы Металичи), а второй — с севера (Бая-Маре).

Район гор Металичи обычно называют «золотым четырехугольником» (города Брад, Бая-де-Арьеш, Сэкэрымб, Златна). В этом главном для Румынии рудном районе отработка месторождений ведется уже достаточно длительное время. Здесь широко развиты андезиты и дациты сармат-паннонского возраста, налегающие на осадочные и вулканогенно-осадочные породы юры, мела и неогена. Вулканогенные породы интенсивно гидротермально изменены: пропилитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы и пиритизированы. Они вмещают многочисленные трещинные жилы полиметаллических руд, содержащих золото и серебро. В отдель-

ных случаях рудные тела залегают в подстилающих осадочных породах.

Месторождения часто контролируются вулканическими структурами: кратерами, жерлами и некками, где локализуются гнездовые и штокверковые рудные тела. В других случаях золото-серебряные жилы расположены в краевых частях андезитовых штоков или вблизи них в покровах. В карбонатных породах юры, мела или миоцена развиты метасоматические рудные залежи. В процессе рудоотложения обычно выделяется две стадии: в первую отложились кварц, золотоносный пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит и галенит; местами имело место образование скарновых минералов; во вторую стадию гидротермальные растворы отложили сульфиды свинца и сурьмы, теллуриды, сульфаты и карбонаты. Процесс минерализации, таким образом, протекал в широком интервале температур и глубин.

Район Бая-Маре находится в среднем течении р. Сомеш. Непосредственным его продолжением к северо-востоку служит Закарпатский рудный район СССР со сходным генетически разнообразным вулканогенным рудообразованием. Наиболее древними отложениями в районе Бая-Маре являются флишевые осадки палеогена, обнажающиеся в восточной части района. Выше залегают неогеновые вулканиты, переслаивающиеся с мергелями, алевролитами, глинами и аргиллитами. В районе установлены месторождения золото-серебряных и полиметаллических руд (Урля, Редулеску, Маниликн, Синопол, Петрулиан и др.). Такое подразделение, очевидно, несколько искусственно, поскольку полиметаллические месторождения также обогащены золотом и серебром, представляющим основную ценность. Практически все сульфиды и другие минералы в той или иной степени содержат благородные металлы.

Месторождения контролируются зоной Припаннонского глубинного разлома, по которому Закарпатская вулканическая зона контактирует с Венгерской низменностью (Особенности размещения.., 1968). Они приурочены к трещинным структурам, брекчированным зонам и контактам вулканогенных пород с осадочными.

Золото-серебряные месторождения локализуются в центральной части района (Борзаш, Сэсар, Деалул Кручи, Валса Рошие и др.), залегая в пропилитизированных андезитах (Онческу, 1960). Полиметаллические месторождения расположены на западной и восточной периферии района, где располагаются в вулканитах разновозрастных фаз до паннонской включительно. Рудные тела имеют преимущественно жильную форму (месторождения Ильба, Нистру, Чикырлэу, Бэица, Хержа, Бая-Сприе, Шуйор, Копник). Месторождения первого типа представлены рудами пирита, сфалерита, галенита, пирротина, полибазита, прустита, аргентита с золотом. Количество сульфидов с глубиной увеличивается. Руды полиметаллических месторождений сложены крупнозернистыми агрегатами галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, антимонита, марказита, пирротина, арсенопирита. В них встречаются сульфосоли серебра и самородное золото. На некоторых из них (Бая-Сприе) отмечается вертикальная зональность, выраженная развитием на верхних горизонтах золото- и серебросодержащих минералов, затем — свинцово-цинковых, на нижних — вольфрамит-шеелитовых.

Размеры рудных тел различны. Так, наиболее крупная в Трансильвании Главная жила месторождения Бая-Сприе, подчиненная риолитовому массиву Эрцберг, прослежена по простиранию на 2 *км* при мощности от 2 до 20 *м*. Она отработана на глубину 700 *м* и дала значительные количества золота, серебра, свинца, сурьмы и цинка. Жила 10 Антонину на месторождении Валя Марий-Брад имеет длину 800 *м* и среднюю мощность 0,7 *м*; по падению прослежена на 400 *м*. Рудные минералы слагают в ней до 25% жильной массы. Наравне со столь крупными

рудными телами имеется большое количество мелких. Возраст оруденения по Н. Онческу (1960) верхний сармат — нижний плиоцен. Все месторождения относятся к низкотемпературным, близповерхностным образованиям.

В Закарпатье к полиметаллическому типу относятся месторождения Береговское и Беганьское. Первое из них расположено в юго-западной части Закарпатского прогиба в пределах Береговского холмогорья (Особенности размещения.., 1968). Рудовмещающими являются тортон-сарматские вулканогенно-осадочные отложения, сложенные плагиолипаритовыми туфами и аргиллитами. Кварцеворудные жилы, локализованные в висячем боку крупного разлома, контролируются оперяющими его трещинами. Наиболее богатое оруденение отмечается в липаритовых туфах. На месторождении разведано три рудные жилы зонального строения. В их висячем боку размещены массивные свинцово-цинковые руды, в центральной части — вкрапленные руды, а в лежачем боку — безрудная брекчия. Главными рудообразующими минералами являются кварц, кальцит, барит, галенит, сфалерит, пирит и халькопирит; присутствуют также сидерит, каолин, халцедон, золото, серебро, пираргирит, тетраэдрит, прустит, марказит.

Беганьское месторождение находится в Косино-Запсонском холмогорье и также залегает среди тортон-сарматских туфов, аргиллитов и песчано-глинистых пород. Здесь выделяется три жильные зоны мощностью до 10 *м*, прослеженные на несколько сот метров. На месторождении проявлена вертикальная зональность в размещении руд барита, барито-свинцовых и собственно полиметаллических. Оба месторождения образовались, по-видимому, в паннонское время.

Таким образом, золото-полиметаллические месторождения Внутренней зоны Карпат весьма близки по составу, возрасту и генезису, образуя единую рудоносную вулканогенную неогеновую зону, обладающую несомненно большими перспективами.

Формация сурьмяно-ртутных месторождений представлена рядом, в том числе крупных, месторождений Италии, Австрии, Чехословакии и СССР. В Италии сурьмяно-ртутная минерализация сосредоточена в провинциях Гроссето и Сиена. Общая площадь рудоносных отложений 2 тыс. *км*²: они представлены осадочными породами, охватывающими возрастной диапазон от пермо-карбона до плиоцена. Они сложены в крупную антиклинальную складку, вытянутую с юго-востока на северо-запад параллельно Апеннинам. Падение пластов северо-восточное, иногда они опрокинуты. Юго-западное крыло складки срезано сбросом. В северной части антиклиналь перекрыта вулканитами горы Амиата, имеющими постплиоценовый возраст. Именно эти образования по всем данным обусловили рудоносность этой части Тосканы. Ртутные и сурьмяные месторождения Тосканы контролируются меридиональной тектонической зоной, прослеженной на 100 *км* по простиранию.

Наиболее крупным ртутным месторождением Италии и третьим по величине в Европе является Монте-Амиата. В его пределах развиты неравномерные рудные импрeньяции и замещения известняково-глинистых пород, интенсивно тектонически и гидротермально переработанных. Эта первичная минерализация отмечается в доломитизированных известняках мезозоя, яшмовидных кремнистых породах лейаса, меловых кварц-слюдисто-карбонатных песчаниках с прослоями аргиллитов и песчанистых известняках эоцена. Рудоносные породы перекрыты безрудной пачкой глин, служившей экраном. Киноварь ассоциируется с пиритом, марказитом, стибнитом и сульфидами мышьяка.

Кроме первичного оруденения на месторождении Монте-Амиата разведано пять участков, сложенных вторичными ртутными рудами. Сре-

ди них выделяются ртутоносные слои перемещенного кластического материала и остаточные неперемещенные рудные образования. В первом случае кристаллическая киноварь выполняет зоны дробления; второй тип представлен разрушенными породами, включающими первичную минерализацию киновари. Среднее содержание ртути на месторождении 0,9%. Предполагается связь оруденения с четвертичным наземным вулканизмом.

Оруденение антимонита приурочено к контакту юрских известняков с песчано-глинистыми сланцами. На западном берегу р. Фиоры расположен рудник Сан-Мартино. В его северо-западной части добываются руды антимонита, валентинита, сервантита и кермезита. Антимонит образует вкрапленность и выполняет трещины в известняках. Жильным минералом является кварц. Среднее содержание сурьмы в товарной руде составляет 5,7%. Аналогичным является месторождение Перетта, где рудное тело образует залежь в известняках эоцена, прослеженную на 1 *км* при ширине 15 *м*. Антимонит образует в кварце гнезда и сплошные прожилки.

Помимо отмеченных, в Тоскане известны ртутно-сурьмяные месторождения Аббадия-Сан-Сальвадоре, Аргус, Сьеде, недавно открытое Катаббио и др. В них наряду с киноварью и антимонитом присутствуют пирит, реальгар, самородная сера и флюорит. Рудные тела часто представлены столбами богатых руд, прослеживаемых на глубину 200 *м* и более.

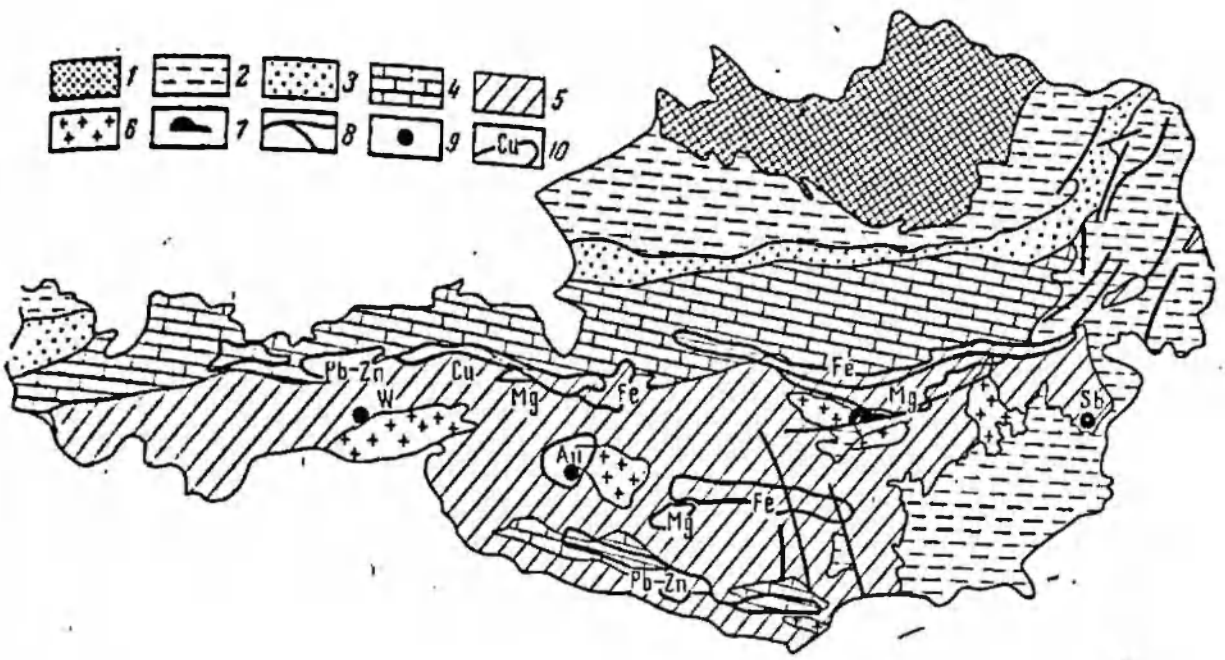
Италия наравне с Испанией является основным поставщиком ртути на мировой рынок. Так, в 1966 г. 65% ртути капиталистических стран было добыто на рудниках Испании и Италии. В последней руда поступает из шести отрабатываемых месторождений: Аббадия-Сан-Сальвадоре, Мороне, Карпине-Сальфорате и Абетина в провинции Сиена, Сильвека и Черрето Пьяно (Монте-Амиата) в провинции Гроссето. Здесь произведено металлической ртути: в 1959 г. 1580 *т*, в 1960 г. 1912 *т*, в 1965 г. 1975 *т*. Добываемая руда в среднем содержит 0,68% ртути.

В альпийской зоне Франции, по данным П. Лаффита (1969), широко развиты жилы реальгара и аурипигмента (Корсика и Приморские Альпы), проявления антимонита с киноварью (мыс Корс). Последние относятся к типу Монте-Амиата—Перетта.

В Восточных Альпах небольшие, но промышленные штокверковые и жильные месторождения антимонита и реальгара альпийского возраста известны в Тироле и Каринтии (Австрия). Мы недавно получили от В. Е. Петрашека составленную им металлогеническую карту Австрии (Petrascheck, 1963), где показаны не только сурьмяно-мышьяковые месторождения, но и главные из неоднократно упоминавшихся выше свинцово-цинковых, железных, хромо-никелевых, медных, золоторудных, вольфрамовых и урановых (рис. 61). Промышленные месторождения сурьмы расположены вблизи Гоберглинга, Унтеркольштейна и Шлаггербена. Они контролируются системой альпийских трещин, в которых локализовано оруденение антимонита и реальгара. В первом квартале 1960 г. здесь добыто 4 тыс. *т* руды.

В Западных Карпатах альпийские месторождения ртути локализованы в известняках и доломитах триаса (Малахово, Злата Баня, Мерник). Рудные тела образуют неправильной формы жилы и метасоматические залежи. Киноварь ассоциируется с арсенопиритом, марказитом, реальгаром; жильными минералами являются кальцит, кварц, халцедон и гипс. Иногда встречаются антимонит, золото и серебро (Злата Баня). Рудовмещающие мезозойские породы образуют выхода среди конгломератов, песчаников и сланцев палеогена, перекрываемых агломератами, туфами и андезитами неогена. Киноварь выполняет трещины в доломитах мощностью 0,5 *мм*, а также образует налеты и прожилки в палеогеновых песчани-

Рис. 61. Металлогеническая схема Австрии. *По В. Е. Петрашеку*



1 — Среднеевропейская эпипалеозойская платформа: *2* — молассовая зона; *3* — флишевая зона; *4* — Известняковые Альпы; *5* — центральная зона Восточных Альп; *6* — гранитоиды варисские и альпийские; *7* — альпийские офиолиты; *8* — главные разломы; *9* — главные месторождения; *10* — контуры главных рудных районов

ках. Во втором случае оруденение более равномерное, но значительно менее богатое, чем в доломитах.

В сравнительно недавнее время (сведения 1966 г.) в магурском флише на востоке Словакии обнаружено новое ртутное месторождение, расположенное на северо-восточных отрогах гор Выгорлат. Руды представлены киноварьсодержащими песчаниками, образующими пластообразное тело мощностью около 100 *м* и длиной до 3 *км*. Горизонт песчаника вдоль Быстринской зоны разломов подвергся гидротермальному изменению, что по всем данным также связано с плиоценовым вулканизмом.

В советской части Закарпатского прогиба ртутные рудопроявления расположены в Вышковском, Дубриничском, Оленовском и Драговском рудных районах. Известны также рудные участки в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде (см. рис. 54).

Вышковский район находится на сочленении Береговско-Баямарского и Выгорлат-Гутинского разломов, чем и обусловлено широкое проявление в его пределах неогенового магматизма. Разломы контролируют ртутную минерализацию, встреченную по крайней мере в двадцати проявлениях. Среди последних выделяются ртутные и ртутно-полиметаллические.

Относительно более значительным в Вышковском районе является месторождение Большой Шаян. На его участке антиклиналь, сложенная осадками тортона и паннона, в сводовой части вмещает лакколит гранодиорит-порфиров. На контакте последнего вдоль мелких трещин, образующих зону 50—100 *м* мощности, сконцентрировано оруденение киновари, метациннабарита, клейофана, галенита, антимонита, гетита, барита и сидерита. Сходными являются рудопроявления Понцовый Верх, Малый Черенец, Буковое, Крутое, Поворотное и др. К ртутно-полиметаллическому типу здесь при-

надлежат рудопроявления Грендеш, Киблер, Штольневое и др.

В Оленевском районе известно три небольших месторождения и около десяти рудопроявлений ртути, залегающих в осадочных породах эоцена и олигоцена внутренних зон флишевых Карпат. В районе развиты поперечные (субмеридиональные) разломы, контролирующие вулканические извержения и субвулканические интрузии плиоценового возраста. Главным из них является Оленевский разлом. Ртутные рудообразования Букового, Каменного Карьера, Смерековского, Подлесского приурочены к дайкам и штокам андезито-базальтов, выполняющим вулканические жерла размером 30—130 *м* ширины и 70—300 *м* длины. Жерла крутопадающие, заполнены эксплозивной брекчией, секущейся дайками. Помимо киновари и метациннабарита здесь присутствуют кальцит, сидерит, кварц, барит, марказит и различные битумы. На глубину рудные тела распространены до 65 *м* при содержании 0,5% ртути.

Во внутренней зоне флишевых Карпат вблизи сел Драгово, Соймы, Черниголово распространены проявления ртутно-мышьяковых и ртутно-мышьяково-сурьмяных руд. Они приурочены к меловым и палеогеновым породам, контролируются трещинными структурами.

В Выгорлат-Гутинской вулканической гряде, сложенной мощными лавами и туфами основного состава неогена, у г. Мукачево установлен участок измененных пород — кварц-турмалиновых, кварц-флюоритовых, топазовых, кварцитовых, алунитовых и каолинитовых, содержащих теллур-висмутовую минерализацию (мелкие прожилки верлита).

Все отмеченные рудные районы Карпат связаны с блоками, в пределах которых фундамент наиболее высоко приподнят. Оруденение по всем данным тесно связано с неогеновым вулканизмом, но столь четкая дифференциация рудной минерализации по отдельным фазам вулканической деятельности, как это склонны представлять местные исследователи, не всегда, по-видимому, достаточно обоснована. Вероятно, рудоносными являются поствулканические процессы, которые трудно точно сопоставить с теми или другими разновидностями вулканических образований.

Вулканогенные месторождения неогенового возраста в значительной степени определяют перспективы рудоносности Альпийско-Карпатской провинции. Однако их не следует относить к одной узкой группе формаций, а надо разделять, как это и сделано автором, по крайней мере на две группы — полиметаллическую и сурьмяно-ртутную.

В Тоскане мы имеем дело, по-видимому, с более или менее изолированной, локальной вспышкой молодого вулканизма, обусловленной всей специфической предысторией развития этой области. Характер, возраст вулканизма, а также его рудоносность индивидуальны и отличны от таковых в Карпатах. Столь же изолированно проявлено сурьмяное и мышьяковое оруденение в Тироле, где не наблюдается молодого континентального вулканизма и месторождения, по-видимому, относятся к телетермальному типу. Наконец, в различных районах Карпат не наблюдается взаимопереходов между золото-полиметаллическими и ртутными месторождениями. Здесь они также образуют две изолированные группы, порой, правда, перекрывающиеся в пространстве.

Другим вопросом, также представляющим объект дальнейших исследований, является общее геотектоническое положение рассмотренных выше районов развития неогеновых вулканогенных месторождений.

Некоторые исследователи не рассматривают их в рамках альпийской эпохи, как это сделано в данной работе, а относят к области тектонической активизации.

ДИНАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Динарская металлогеническая провинция, включающая внутреннюю, эвгеосинклинальную зону описываемой области, в металлогеническом отношении более продуктивна, чем Альпийско-Карпатская. Она охватывает территорию Югославии, Греции, Албании, Болгарии, Венгрии и Румынии. Тектоника зоны хорошо изучена Ж. Обуэном, Б. Чиричем, Ф. Коссматом, Г. Бончевым, Н. Онческу и многими другими геологами отмеченных стран. Имеются хорошие сводки по металлогении Югославии (А. Циссарц, С. Янкович) и Болгарии (С. Димитров, П. Йовчев), слабее изучены месторождения Греции, по которым известны лишь краткие сведения (В. Е. Петрашек, Маринос и др.); в последнее время все больше работ появляется по металлогении Румынии (С. Рэдулеску и др.); к сожалению, почти отсутствуют современные данные о рудных месторождениях Албании.

Тектоническая характеристика

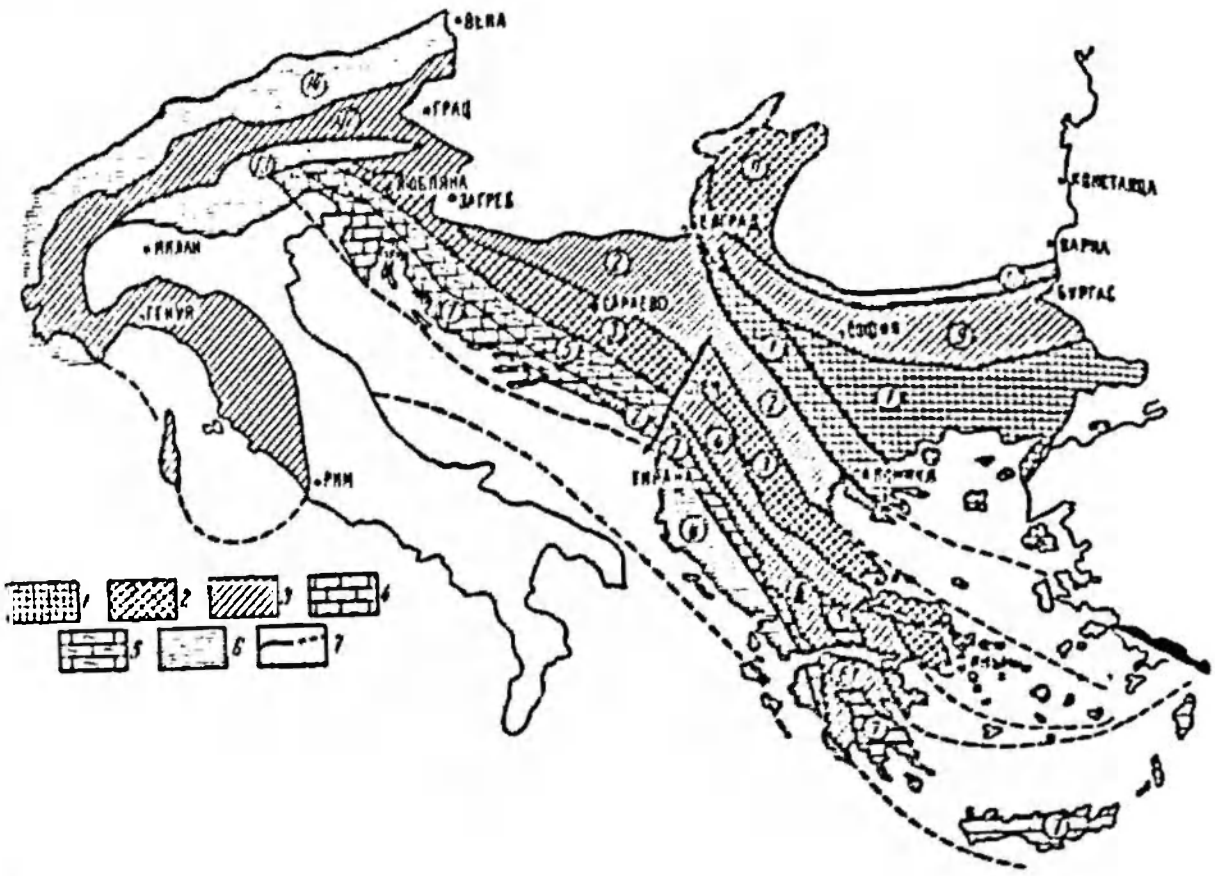
Динариды представляют собой складчатое сооружение западной части Балканского полуострова, охватывающее окраины Адриатического и Ионического морей и территорию в пределах Югославии, Албании и Греции (Обуэн, 1965). Рамки Динарской провинции нами здесь приняты значительно шире; к собственно Динаридам, развитым в отмеченной полосе на севере, и к Эллинидам, слагающим ее южные части, в составе рассматриваемых здесь структур примыкают Вардарская зона, Родопский и Македонский массивы, а также Болгарское Среднегорье и Суббалканская зона. Таким образом, в составе данной провинции рассматриваются все три эвгеосинклинальные подзоны внутренней зоны Альпийско-Динарской области (Муратов, 1964[1]).

В соответствии с результатами исследований Ж. Обуэна (1965, 1967), М. Петковича (1965) и других исследователей, в частности данных по строению Болгарии (Твалчрелидзе, 1967[2]), Карпат (Хаин, Славин, 1966), Венгрии и т. д., составлена схема тектонического районирования провинции (рис. 62). Динарская ветвь складок, достаточно отчетливо подразделенная на отдельные зоны в южной части (Греция, Албания, Южная Югославия) вдоль поперечного нарушения Скутари — Печ, приходит впритык с зонами, намеченными в северной части Динарид. Данное обстоятельство и служит основанием для разделения Динарид на два сегмента, что было предложено еще П. Кобером. Северную часть динарских складок в пределах Югославии принято именовать Динаридами, а южную — Эллинидами. Вторые расчленены Ж. Обуэном более детально, чем первые, и его работы могут послужить отправным материалом для районирования провинции.

В направлении с северо-востока на юго-запад в Динарской провинции выделяется ряд тектонических зон, некоторые из которых могут рассматриваться в качестве металлогенических. На северо-востоке вслед за зонами Старой Планины и Южных Карпат, относящихся к Альпийско-Карпатской провинции (см. рис. 62, зоны 10 и 11), расположена тектоническая зона Болгарского Среднегорья, северным продолжением которой служит в Югославии Суббалканская зона (Циссарц, 1958), а в Румынии — зона Решицы (Онческу, 1960). Эта зона заложена на древнем кристаллическом основании северной части Родопского срединного массива в результате регенерации в ее пределах геосинклинального режима в позднем мелу.

Южной границей зоны Средне-

Рис. 62. Схема строения Динарид. По *Ж. Обузну и др.*



1 — срединные массивы; *2* — древние ядра геоантиклиналей; *3* — офиолитовые геосинклинальные прогибы; *4* — геоантиклинали Внешних Динарид; *5* — Высокий Карст; *6* — многогеосинклинали; *7* — главные разломы

Тектонические зоны (номера на схеме): 1 — Родопская, 2 — Вардарская, 3 — Пелагонийская, 4 — Субпелагонийская, 5 — Парнасская, 6 — Пиндская, 7 — Говедо, 8 — Ионическая, 9 — Среднегорская, 10 — Старая Планина, 11 — Южные Карпаты, 12 — Пьемонтские и Граувакковые Альпы, 13 — Южные Альпы, 14 — Северные Известняковые Альпы

горья служит Марицкий глубинный разлом, отраженный на поверхности выходами гипербазитов. В северо-западном направлении зона выклинивается в Банатских горах, а на востоке находит непосредственное продолжение в Анатолийском Понте и северной части Малого Кавказа. В связи с этим данная крупная структурная единица, отдельные части которой испытали сходное геологическое развитие начиная от позднего мела, была автором в свое время названа Среднегорско-Понтийско-Схометским вулканическим поясом (Твалчрелидзе, 1964; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965).

Альпийские нисходящие движения сопровождались эффузивным вулканизмом, особенно обильно проявившимся в позднем мелу, а также ларамийским интрузивным магматизмом. Последние имеют своих представителей в пределах Бургасского района на востоке зоны, в ее центральной части (Панагюрский район), а также в Суббалканской зоне Югославии. На юго-востоке зоны в Странджинском районе имеет место относительно более древний — верхнеюрский вулканизм и, по-видимому, интрузивный магматизм, что увеличивает сходство Болгарского Среднегорья с Малым Кавказом.

Родопская зона соответствует крупному срединному массиву, служащему, по данным ряда исследователей, границей между северным стволом (Альпиды) и южным (Динариды) Средиземноморского поя-

са. К северу от него фиксируется движение масс в северном направлении, а к югу — в южном. Массив выступает в пределах Болгарии, Греции, Югославии и частично Турции, где на него наложена крупная впадина Фракии. Сложен он древними метаморфическими сланцами, мраморами и гнейсами, а также палеозойскими и альпийскими гранитоидами. Мезозойский чехол развит слабо, а олигоцен и миоцен представлены вулканогенными образованиями, связанными с тектонической активизацией срединного массива, спровоцированной интенсивными движениями в соседней Вардарской геосинклинальной зоне. Именно отмеченным активным вулканизмом обусловлены главные металлогенические особенности Родопского массива.

Югославские геологи (Димитревич, Чирич, 1966) западную часть Родопского массива выделяют в качестве самостоятельного Сербско-Македонского массива, отделенного от главного системой разломов (Крайщиды, по Бончеву, 1961). Размеры массива довольно значительные — 500 *км* длины и 70 *км* ширины. На рис. 62 Сербско-Македонский массив оконтурен соответственно со схемой М. Д. Димитревича и Б. Чирича.

Вардарская зона представляет собой узкую эвгеосинклиналь, зажатую между двумя жесткими массивами. Для нее характерен позднеюрский офиолитовый магматизм, продукты которого залегают на триасовых известняках. В дальнейшей истории восточная и западная части зоны индивидуализируются. В первой развиваются флишевые осадки, а во второй — верхнемеловые известняки. Для зоны характерны миоценовые вулканогенно-осадочные породы дацитового состава.

Северная часть Вардарской зоны характеризуется юрским офиолитовым магматизмом, мощными отложениями флиша и обильным позднеорогенным магматизмом. Крайним северным окончанием Вардарской зоны Ж. Обуэн считает западные Юлийские Альпы.

Пелагонийская зона представляет собой крупную геоантиклиналь, разбитую на ряд блоков, погружающихся в северном направлении: массивы Пелагонийский, Аттики, Киклад в Элленидах и к югу от Скопле в Динаридах. Ладинские отложения представлены основными породами и радиоляритами, которые Б. Чирич (1967) выделил под наименованием «порфирито-роговиковой формации».

Субпелагонийская зона (Восточной Греции), окаймляющая с юго-запада Пелагонийский массив, характеризуется мощным развитием офиолитов и радиоляритов.

Перечисленные зоны Элленид и Динарид по существу определяют эвгеосинклинальный характер всей складчатой цепи, поэтому Б. Чирич (1967) объединяет их под общим наименованием «Внутренние Динариды», в отличие от «Внешних Динарид», занимающих всю юго-западную часть Балканского полуострова.

Внутренние зоны Динарид и Элленид служат очагом не только геосинклинального офиолитового магматизма, но и позднеорогенного. В нем выделяются две крупные фазы: 1) олигоцен-миоценовая, выраженная мощными излияниями андезитовых лав, сопровождающаяся внедрением массивов гранитоидов во внутренних зонах; 2) плиоцен-четвертичная фаза более основного вулканизма, проявившаяся главным образом во внешних частях юго-западной окраины Пелагонийской зоны.

Большую роль в событиях герцинского цикла в Динарской провинции играл офиолитовый магматизм. Альпийский цикл развития Б. Чирич начинает с конгломератов верхнепермского возраста, знаменующих повсеместное наступление моря. Пермские отложения постепенно сменяются триасовыми. В среднем триасе отмечается излияние основных лав порфиритов, сопровождающихся туфами. Верхний триас представлен карбонатными

отложениями, постепенно сменяющимися известняками лейаса, однообразными во всех Динаридах. Начиная с верхнего лейаса развитие Внешних и Внутренних Динарид следует различными путями. В первых продолжается спокойное неритическое осадконакопление, а в пределах вторых образуется диабазо-яшмовая формация.

Верхняя юра в обеих частях Динарид выражена рифогенными известняками, сопровождающимися во Внутренней зоне яшмами. Выше следуют известняки нижнего мела, перекрываемые трансгрессией верхнего мела, местами флишем, с кислыми вулканитами. Кайнозой характеризуется флишевым и молассовым осадконакоплением. В конце олигоцена Внутренние Динариды были охвачены мощной магматической деятельностью.

Металлогеническая характеристика

В качестве укрупненных металлогенических зон в данной провинции можно выделить следующие структурные единицы: 1) Среднегорье (включая Восточную Сербию, зону Решицы в Банате и частично горы Апусени); 2) Родопско-Македонский срединный массив; 3) Внутренние Динариды. Для первой зоны характерно в основном медное оруденение, для второй — свинцово-цинковое, для третьей — хромитовое и свинцово-цинковое.

Герцинская металлогеническая эпоха объединяет месторождения как собственно герцинского возраста, так и предшествующих ей металлогенических эпох, которые не могут быть в этой провинции выделены самостоятельно. Совершенно естественно, все древние проявления оруденения (нижнепалеозойские и допалеозойские) сосредоточены в пределах срединных массивов Родопского и Сербско-Македонского, а также в изолированных древних массивах Внутренних Динарид, обнажающихся в Вардарской, а главным образом в Пелагонийской зонах.

Формации железорудных, графитовых и колчеданных месторождений относятся к древнейшим в провинции. Рудопроявления магнетита и графита (Житни-Поток, Власина, Загреб и др.) приурочены к хлоритовым сланцам докембрия. Рудные тела сложены гематитом, магнетитом либо листоватым графитом (Даня Любама). В Южной Сербии месторождение Чар-Седларе-Десивойци представлено линзообразными рудными телами, залегающими согласно с вмещающими их амфиболитами. Руды сложены магнетитом, титаномагнетитом и гематитом, которые, как и вмещающие их породы, пронизаны прожилками сидерита, пирротина, сфалерита, халькопирита, пирита, галенита. Некогда единые пластообразные рудные тела в настоящее время расчленены на отдельные линзы наложенными процессами мигматизации.

К нижнепалеозойским относятся небольшие месторождения шамозитовых руд, представленные сидерит-магнетит- и гематитсодержащими сланцами. В Югославии к ним принадлежат месторождения Слепче и Таймиште (Циссарц, 1958), в Болгарии они также встречаются, но менее значительны по масштабам. Оруденение связано, по-видимому, с геосинклинальным вулканизмом, проявившимся в силуре и девоне. Здесь же встречаются и небольшие залежи серноколчеданных руд вулканогенно-осадочного типа (Богданци).

Формация хромитовых месторождений является одной из главных в Динарской провинции. Обращает на себя внимание бо́льшая продуктивность на хромитовое оруденение относительно некрупных массивов серпен-

тинизированных гипербазитов, тогда как такие значительные выходы этих образований как Златибор, Ибар, Конюх (Кривая), содержат лишь мелкие месторождения хромитовых руд. Месторождения хрома Динарской провинции широко распространены и имеют большое промышленное значение. Они были детально изучены Г. Хислайтнером (1951—1953 гг.), из работ которого и заимствуют их описание А. Циссарц (1958) и С. Янкович (Jankovič, 1967). Последнему из названных авторов принадлежит современная сводка материалов по металлогении Югославии, которую он недавно любезно прислал автору.

С. Янкович устанавливает два типа хромитовых месторождений: 1) массивные руды, слагающие разобщенные тела пластообразной, линзообразной и неправильной формы с запасами от 100 до 100 000 *т* руды при среднем содержании Cr_2O_3 35%; 2) вкрапленные руды, представленные в телах сложной формы и больших размеров с содержанием Cr_2O_3 от первых процентов до 50—60%. Возраст месторождений определяется лишь по верхней границе, которой служат латеритные железорудные месторождения пермо-триаса, содержащие гальки хромита.

Наиболее важные месторождения Югославии расположены к северо-западу от г. Скопле, где связаны с группой массивов ультраосновных пород Люботен у г. Радуша. Главная зона развития массивов имеет мощность несколько сотен метров; в ней находятся неправильные тела перидотитов, пироксенитов и дунитов. Последние содержат штоки массивных хромитовых руд. Параллельно этой зоне следует пластовая зона, сложенная гарцбургитами, дунитами, лерцолитами и верлитами пластообразной формы. В дунитах отлагаются шлировые пластины хромита. Еще дальше расположена дунитовая зона висячего бока, имеющая максимальную мощность. Она вмещает многочисленные пластообразные залежи вкрапленных хромитовых руд. Вблизи Радуша в Главной зоне находятся наиболее крупные тела массивной хромитовой руды Нада, Горня-Радуша, Радушка Река и Орашье, в значительной части отработанные. В зоне дунитов висячего бока расположены месторождения района Гораици. Всего на данной площади добыто свыше 1 млн. *т* хромитовой руды.

Массив ультраосновных пород Люботена характеризуется следующими чертами: крупными размерами (мощность до 2 тыс. *м*); зональным строением — в основании залегают дуниты с наиболее богатым хромитовым оруденением, выше следуют гарцбургиты с убогим оруденением, а далее — дуниты, чередующиеся с гарцбургитами и стерильные на рудную минерализацию гарцбургиты; отсутствием контактового метаморфизма во вмещающих породах; тектоническим характером контактов; совместным выделением оливина и хромита; резкими границами между его частями, сложенными дунитами и гарцбургитами; линзо- и лентообразной формой хромитовых рудных тел, их линейной ориентировкой. Создается впечатление, что первичное строение массива было слоистым, при котором между собой чередовались «слои» дунитов, пироксенитов, гарцбургитов и хромитов. В дальнейшем при перемещении массива в верхние горизонты вдоль тектонических нарушений «слои» были разорваны и перемешаны. 75% хромитовых рудных тел имеют массивную текстуру; остальные вкрапленную. Они образовались в процессе гравитационной дифференциации перидотитовой магмы, в краевых частях присутствуют также гистеромагматические месторождения.

К северо-западу от Люботена в долине Лепенац находятся месторождения Езерина-Островица, Брезонца и др. Они представлены пластообразными шлирами, залегающими над маломощной дунитовой оболочкой. Еще дальше к юго-западу расположены месторождения

Ораковац и Петкович, в которых развиты вкрапленные, относительно убогие руды. Вблизи Дьяковица на югославской и албанской территории находится крупный массив гарцбургитового состава Мердита. В Югославии с ним связаны месторождения Дова и Бабе Бока, а в Албании — рудный район Латай-Битуци. Распределение месторождений в массиве неправильное, отсутствуют четкие зоны, вследствие чего преобладают вкрапленные тела штоковой формы либо неправильные пластообразные шлиры. Месторождения отрабатываются в качестве огнеупорного сырья.

В Вардарской зоне в серпентинитовом массиве Лояне вблизи г. Премево расположены многочисленные и порой богатые, но мелкие линзы хромита. Массив сечется третичными гранитоидами, в контакте с которыми развита своеобразная аномальная рудная минерализация (уваровит, смарагдит, хромхлорит, реальгар, антимонит и др.). В северной части Вардарской зоны в небольшом серпентинитовом массиве Велуче раньше эксплуатировалось месторождение Елице вблизи г. Чача. На юге Югославии промышленными являются месторождения Валандово-Роброво. Для хромитовых месторождений характерна интенсивная тектоническая нарушенность как рудных тел в изверженных породах, так и этих последних относительно вмещающих осадков. Обычно контакты массивов совпадают с линиями разрывов, обусловленными прототектоникой.

По добыче хрома Югославия занимает одно из первых мест в Европе. При этом из месторождений Македонского массива добывается 10% руд I класса (48% Cr_2O_3), 20% руд II класса (42—48% Cr_2O_3) и 70% руд III класса (менее 42% Cr_2O_3). В 1962 г. в Югославии добыто 98 тыс. *т* хрома, а в 1963 г.— 94 тыс. *т*. На территории Албании в серпентинитовом массиве Либраджи у г. Пограделц центральная часть сложена перидотитами, вмещающими линзы и жилы хромита. Они контролируются первичной полосчатостью магматических пород. Жильные тела хромитов подчинены тектоническим нарушениям, из которых одна система параллельна полосчатости, а вторая диагональна по отношению к ней. Добыча хромитовых руд в Албании в 1956 г. достигла 167 тыс. *т*, а в 1957 г. была повышена на 25%.

В Греции крупные месторождения хромитов расположены в Фессалии. Особенно значительным является месторождение Св. Афанасия в районе Домокос и менее крупное Цагли в Ларисо. Хромит образует линзы и карманы, залегающие в серпентините близ контакта с карбонатными породами верхнего девона. Содержание окиси хрома 40%, закиси железа 12%, кремнезема 5,3% (Розин, 1959). Ряд месторождений хромита известен также на о. Эвбея. Помимо этого, относительно недавно (1964 г.). в массиве Вуринос, сложенном гарцбургитами и дунитами, буровыми работами вскрыто семь крупных тел хромита протяженностью в несколько сот метров. Они локализуются в нижней части массива, сложенной почти мономинеральными оливиновыми породами, сменяющимися на периферии габбро.

Общие запасы хромитовых руд в Греции составляют на 1960 г. около 100 млн. *т*, между тем добыча только на месторождении Фессалии колеблется от 30 до 70 тыс. *т* в год, достигая 120 тыс. *т* по стране (в 1959 г.).

Герцинские месторождения хромита Динарской провинции интенсивно нарушены, что обусловлено не только последующими тектоническими движениями, но и физическими параметрами руды и вмещающих ультраосновных пород. Обычно наблюдается выжимание серпентинитов из облекающих их осадков во вмещающие породы, что сопровождается деформациями между рудными линзами и дунитами. При этом серпентинит, обладая большей пластичностью, чем твердая руда, «течет» относительно рудных тел.

Формация магматических месторождений железа, кобальта, никеля и меди значительно менее развита в Динаридах, чем предыдущая. К ней относится месторождение железа Липовац, залегающее в виде двух крупных пластообразных тел магнетита в массе серпентинита. Суммарная мощность обоих тел 35 *м*. С. Янкович считает, что оруденение ликвационного типа и образовалось в результате импрельяции рудным раствором еще не закристаллизованного массива ультраосновных пород. Содержание в руде железа 45—50%; кроме того, боковые породы содержат вкрапленность магнетита с содержанием 12—25% железа. Вероятно, массив вдоль крупных тектонических разрывов был приподнят и выдавлен в перекрывающие его песчано-сланцевые осадки мелового возраста. Проявления этой формации наблюдаются также в Южной Словении, где они представлены шлирами, линзами, гнездами и вкрапленностью пирротина, пентландита с халькопиритом, хромита и магнетита в серпентинизированных перидотитах. Руды содержат 0,18—0,38% никеля, 0,13—0,25% кобальта, 0,26—2,73% меди.

Сульфидная минерализация на месторождениях Петкович и Ораковац образует линзы, жилы и зоны вкрапленности. Проявления относятся к ликвационному типу, на который наложены процессы автогидратации. Пирротин, пентландит, кубанит и валерит встречаются изолированно от залежей хромитовых руд. Аналогичными являются проявления Горна-Лепница, Урожевца, Липовца и несколько еще менее значительных в Боснии (Janković, 1967).

В Южной Албании к серпентинитовому массиву, расположенному в этой же полосе, приурочена незначительная минерализация никеля. В центре о. Эвбея (Греция) к серпентинитовому массиву приурочены скопления магнетита. Они локализованы в трещинных зонах, где образуют жилы до 40 *м* мощности. Ориентировочные запасы руд оцениваются в 10 млн. *т*. В северной части страны расположены никеленосные массивы серпентинитов, при разрушении которых никель, как и железо концентрируется в виде вторичных рудных залежей. Никель и железо образуют более продуктивные концентрации не в месторождениях собственно магматического типа, а в качестве продуктов их последующего разрушения и переотложения.

Раннеорогенная стадия герцинской эпохи выделена в Динаридах А. Циссарцем, хотя наличие палеозойской складчатости и консолидации геосинклинали отрицается рядом последующих исследователей, в частности Б. Чиричем. Палеозойский глубинный магматизм распространен здесь достаточно широко. Среди герцинских гранитоидов выделяются кислые и основные разновидности. Первые представлены биотитовыми или двуслюдяными гранитами нормального состава, иногда переходящими в гранодиориты и монцониты. Массивы этих гранитов, часто сопровождающиеся пегматитами, развиты в зонах срединных массивов (Родопский, Сербско-Македонский и Пелагонийской). В Боснии распространены палеозойские кварцевые порфиры, часто рассланцованные вместе с вмещающими их породами. Более основные разности гранитов, вплоть до габбро, развиты в эвгеосинклинальных зонах, в частности в Вардарской. От более молодых гранитов палеозойские массивы отличаются присутствием пегматитов, более кислым составом и более высокой степенью метаморфизма (наличие кордиерита).

Формация шеелит-молибденитовых месторождений развита в породах древних массивов. Она также включает пегматитовые жилы, содержащие промышленные скопления мусковита, крупные кристаллы эпидота и иногда выделения берилла и уранинита в Сербско-Македонском массиве (Витолиште, Дреновац, Бабуна, Пасьяч, Цер и др.). Наиболее

интересным в металлогеническом отношении является гранитный массив Танда в Македонии, где на пегматиты наложена высокотемпературная гидротермальная фаза (молибденит, шеелит, пирротин) и среднетемпературная (халькопирит, галенит, сфалерит). Содержание молибдена в штокверковых рудах Танда местами достигает 1%, вольфрама несколько меньше. Этот смешанный молибденит-шеелитовый тип минерализации по геологическим условиям образования соответствует палеозойским рудопроявлениям Большого Кавказа и Турции (Улудаг).

Чисто шеелитовое месторождение вне видимой связи с гранитами находится между Благоев Камен и Бродица. Шеелитовая минерализация присутствует совместно с золотом в кварцевых жилах линзообразной формы. Помимо основных компонентов здесь установлены галенит, сфалерит, а также карбонаты. Золото-шеелитовая субформация представлена и в других месторождениях Динарской провинции (Доли Пован; Три в Болгарии), но промышленные руды вольфрама установлены лишь в районе Благоев Камен на участке Босильковац. Запасы 60%-ного вольфрамового концентрата здесь около 10 *т*. Пегматитовые жилы, связанные с палеозойскими гранитами Пелагонийского массива, содержат касситерит, шеелит, молибденит и золото. К относительно значительным представителям этого типа минерализации на северо-западе Греции относится месторождение Аксиополис. Наибольшего развития здесь достигают кварцеворудные жилы.

Формация скарново-магнетитовых месторождений. концентрируется в зонах контакта гранитоидов с карбонатными породами. К ней относится прежде всего месторождение Рудна Глава, расположенное в 16 *км* к юго-западу от Долни-Милановац. Граниты на контакте с древними мраморами вызвали образование скарновой зоны, вмещающей пластообразную залежь магнетита мощностью до 12 *м*. Помимо магнетита обнаруживаются халькопирит, пирротин, арсенопирит, молибденит, шеелит, пирит и шмальтин. Содержание железа 45—50%, меди 0,01—0,6%. По соседству находится небольшое месторождение Црнайка, в котором более интенсивно представлено медное оруденение, в настоящее время отработанное. Вблизи г. Княжеваца в габбровом массиве расположены месторождения Алдинац и Ясиково. В них развиты неправильной формы жилы сидерита с халькопиритом, висмутитом и самородным висмутом; присутствуют также пирротин, арсенопирит, герсдорфит, сфалерит. На этих месторождениях в 1946 г. была начата эксплуатация, причем производство висмута к 1956 г. достигло 111 *т*, в связи с чем Югославия занимает сейчас первое место в Европе по данному металлу.

Значительно более крупными являются скарново-магнетитовые месторождения о. Серифос в Греции, где рудные тела, сложенные магнетитом, гематитом и лимонитом, прослеживаются в кристаллических сланцах и мраморах на несколько сот метров при мощности 40 *м*.

К позднеорогенной стадии герцинской металлогенической эпохи относится несколько групп рудных формаций, образование некоторых из них частично выходит за пределы палеозойских отложений, охватывая и нижнемезозойский комплекс пород (ртуть, уран).

Формация месторождений редких, цветных и черных металлов Сланцевых гор Центральной Боснии охватывает довольно многочисленные проявления олова, молибдена, мышьяка, золота, меди, сурьмы и других металлов. Их образование связано с неоднократным наложением гидротермальных процессов на сравнительно небольшую территорию. Сложные взаимоотношения между рудопроявлениями разного типа А. Циссарц объясняет повторным внедрением гранитной магмы на глубине.

Характер рудоносности Боснийского района, по нашему мнению, соответствует приповерхностным условиям рудоотложения. Некоторые черты описанных здесь рудообразований типичны также для вулканогенных месторождений. Последние, по-видимому, можно связать с авгит-лабрадоровыми андезитами, имеющими триасовый возраст. Здесь наряду с турмалинизацией пород некоторое развитие приобретает флюорит-баритовые, флюоритовые и флюорит-реальгаровые жилы. В районе расположено в настоящее время отработанное золоторудное месторождение Баковичи, антимонитовое месторождение Чемерница, тетраэдрита — Машкара и Мрачай, сидерита — Руде, Граина, Приедор, Яйце и другие, связанные между собой взаимопереходами.

Месторождение Чемерница известно давно и интенсивно эксплуатировалось еще в прошлом веке. Оно представлено рядом жил, некоторые из них имеют длину 1500 *м* и отработаны на глубину 300 *м*. Жилы залегают в древних кристаллических сланцах в непосредственной близости от выхода кварцевых порфиров. Мощность их 0,3—1,3 *м*, оруденение крайне неравномерное и представлено антимонитом, сфалеритом, пиритом, киноварью, арсенопиритом, марказитом, вольфрамитом, сидеритом, сульфосолями свинца и сурьмы, тетраэдритом и реальгаром. Из жильных минералов присутствуют кварц, барит и халцедон. Практическое значение небольшое в связи с отработкой основных запасов.

В Северной Боснии распространены многочисленные проявления медной минерализации. Они обычно приурочены к контактам гранитных массивов с серпентинитами и амфиболитами либо с дайками диабазов. Рудные тела представлены жилами и штокверками, в которых развиты минералы двух различных ассоциаций: 1) высокотемпературной пирротин-пентландит-халькопиритовой с содержанием меди выше 1%; 2) среднетемпературной халькопирит-пирит-кварцевой с высоким содержанием меди, но небольшими размерами рудных тел. Первая ассоциация, по существу, относится к вышеотмеченной формации ликвационных месторождений, а вторая является типично гидротермальной, правда, не образующей тесного родства с остальными рудообразованиями Боснийского района.

Промышленное значение имеют сидеритовые месторождения, приуроченные к трещинным структурам. Они распространены на довольно значительной территории, прослеживающейся далеко на север до Загреба. Наиболее крупные из них сконцентрированы в районе Приедор (Любня-Яворник, Любня-Южная, Любня-Восточная и др.) — всего около 20 месторождений, которые имеют довольно большое значение для добычи железа в Югославии. Сидеритовая руда образует либо жилы выполнения в палеозойских сланцах, либо метасоматические замещения в известняках. Местами (Любня-Яворник) в жилах отмечается галенит, в других случаях (Синяково) — халькопирит. Наиболее успешно в настоящее время отрабатываются окисленные приповерхностные части жил. Месторождения Любня в Западной Боснии являются вторым (после месторождения Вареш) районом Югославии по добыче железной руды. Содержание железа в окисленных лимонитовых рудах 52%, в сидеритовых 48%; общие запасы по состоянию на 1950 г. — 130 млн. *т*. Сидерит представляет собой типоморфный минерал отмеченной группы формаций. В одних случаях с ним ассоциируется антимонит, а в других (месторождения Мрачай, Машкара) — тетраэдрит.

Формация урановых месторождений С. Янковичем подразделяется на собственно урановую и уран-сульфидную. В последней различаются типы: уран-свинцово-цинковый, уран-молибденовый, уран-медный, уран-никель-сурьма-мышьяковый, уран-никель-кобальтовый. Источником метал-

лов в герцинских месторождениях С. Янкович считает магму, давшую кварцевые порфиры.

В пермских отложениях выделяются две свиты: сероцветная, сложенная вулканогенными породами, и красноцветная, образованная за счет размыва кристаллических сланцев. Урановая минерализация приурочена к первой из них, где локализуется в пределах песчаников и конгломератов, подчиняясь их напластованию. Содержание металла в рудах непостоянное, иногда достигает 5% (месторождение Жировски-Врх). Урановая смолка ассоциируется с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, арсенопиритом и марказитом. Обычно рудоносные пласты залегают в интервале 60—150 *м* от поверхности. Главный рудоносный горизонт прослежен по простиранию на несколько километров.

Месторождения урана в пермских песчаниках развиты на севере Словении, в Восточной Сербии и в пределах Румынии. Локализация урановых и ассоциирующихся с ними сульфидных минералов по всем данным обязана действию гидротермальных растворов, но их источником могли явиться изверженные породы, в частности вулканогенные, в изобилии присутствующие в рудоносных осадках. Отмеченные месторождения весьма близки по типу широко развитым в Пьемонтских Альпах.

Вероятно, генетически родственны с отмеченными месторождениями скопления медных руд в серых пермских песчаниках, наблюдаемые, например, на месторождении Скофье в Словении. Собственно гидротермальные месторождения урана концентрируются главным образом в Западной Македонии. Что касается других частей Динарской провинции, то, по имеющимся сведениям, в Греции промышленные месторождения урана отсутствуют.

Формация ртутных месторождений Динарской провинции, по-видимому, также относится к позднеорогенной стадии герцинской эпохи, хотя такой вывод и является далеко не бесспорным. В ряде работ, в том числе во взятых нами за основу исследованиях А. Циссарца, С. Янковича, Б. Берча, Б. Спиковеча и других, месторождения киновари Северной Словении относятся к триасовому возрасту. Если это действительно так, то они занимают примерно такое же геотектоническое положение, как и свинцово-цинковые месторождения Восточных Альп.

Как видно из тектонических схем Ж. Обуэна (1965, 1967) и Б. Чирича (1967), собственно геосинклинальное погружение данной провинции начинается после раннего триаса и лишь в среднем устанавливаются эвгеосинклинальные условия с характерным порфиритовым вулканизмом. Нижний триас, согласно сменяющий пермь (обычно говорят о пермо-триасе), представлен континентальными и эпиконтинентальными осадками. Поэтому собственно альпийский цикл в Динаридах начался, по существу, в среднем триасе, а в некоторых частях, как и на Кавказе, — в лейасе. Таким образом, если ртутное оруденение Словении по возрасту не моложе триаса, то его следует отнести к герцинской эпохе, а не к раннеальпийской, как это делает С. Янкович.

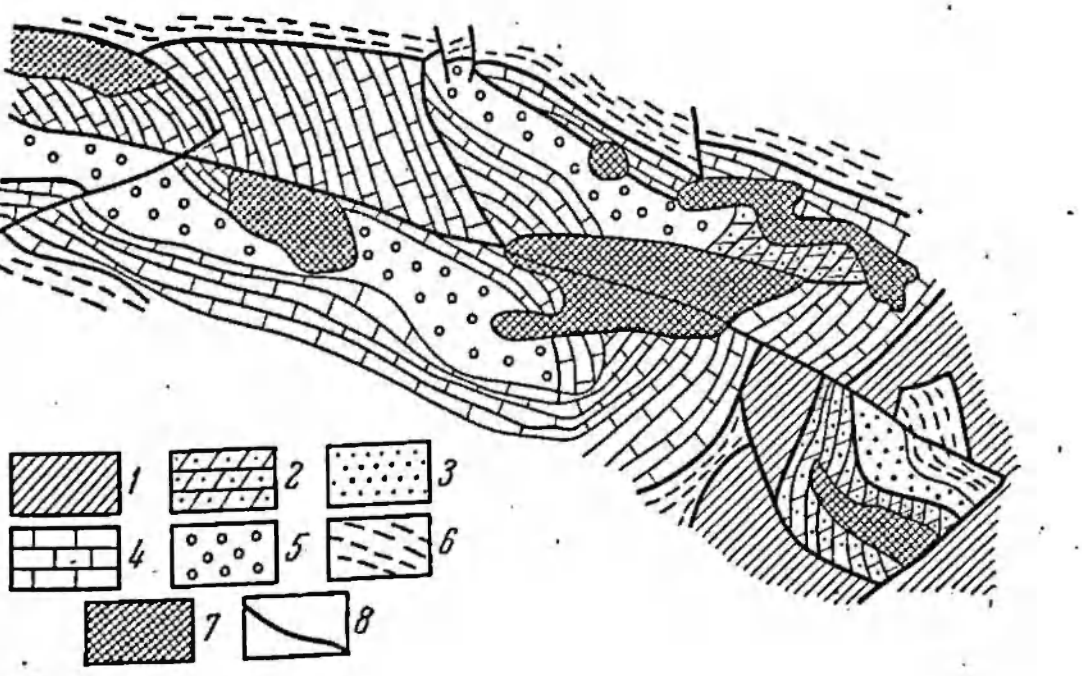
К решению этого вопроса можно подойти и с других позиций. Анализ металлогенических особенностей ртутных месторождений мира приводит к выводу, что их образование характеризует заключительные стадии главным образом двух эпох — герцинской и альпийской. Не исключена возможность обнаружения ртутной минерализации позднерифейского возраста; В. П. Федорчук (1968) предполагает наличие кое-где позднекаледонских рудопроявлений, а в районах тихоокеанской складчатости известны позднеяньшаньские месторождения (Китай, Дальний Восток). Поскольку нами в Динарской провинции установлены проявления двух эпох — герцинской и альпийской, то ртутная минерали-

зация (в соответствии с металлогенией этого металла) должна занять место в рамках поздней стадии этих двух эпох. Сомнительно, чтобы ртутные месторождения имели иной возраст, кроме триасового (для герцинских) и позднеогенового (для альпийских). Автор не разделяет мнения некоторых исследователей (Циссарц, 1958; Petrascheck, 1965), относящих месторождения Северо-Западной Югославии (Идрия, Дражевичи, Спич-Папани) к группе субвулканических эксгаляционно-гидротермальных, связанных с геосинклинальным магматизмом среднего триаса.

Ртутные месторождения залегают в пределах Прибрежной зоны, где образуют изолированную внешнюю зону герцинских месторождений. Такое размещение в самостоятельных структурах и отсутствие взаимопереходов с другими рудными формациями представляет одну из характерных особенностей ртутных месторождений.

Наиболее крупным в Словении, как и во всей Динарской провинции, является известное месторождение Идрия. Оно расположено в северо-западной части страны на стыке альпид и динарид, в районе, сложенном карбоновыми песчаниками и сланцами, а также карбонатными осадками пермского, триасового, мелового и эоценового возраста. Они образуют два структурных этажа, нижний представлен крутопадающими слоями карбона, перми и нижнего триаса, а верхний — пологозалегающими венгенскими песчаниками, конгломератами, туфами и доломитами среднего — верхнего триаса. Породами, непосредственно вмещающими киноварную минерализацию, являются пермские, нижнетриасовые, ладинские и карнийские песчаники, сланцы и доломиты. Они слагают узкую, интенсивно нарушенную синклинальную структуру (рис. 63). На месторождении известно 14 относительно крупных рудных тел, представленных не-

Рис. 63. Схематический план месторождения Идрия (по материалам С. Янковича)



1 — отложения карбона; *2* — доломиты перми; *3* — песчаники нижнего триаса; *4* — известняки и доломиты нижнего триаса; *5* — конгломераты среднего триаса; *6* — отложения верхнего триаса; *7* — рудные тела; *8* — разломы

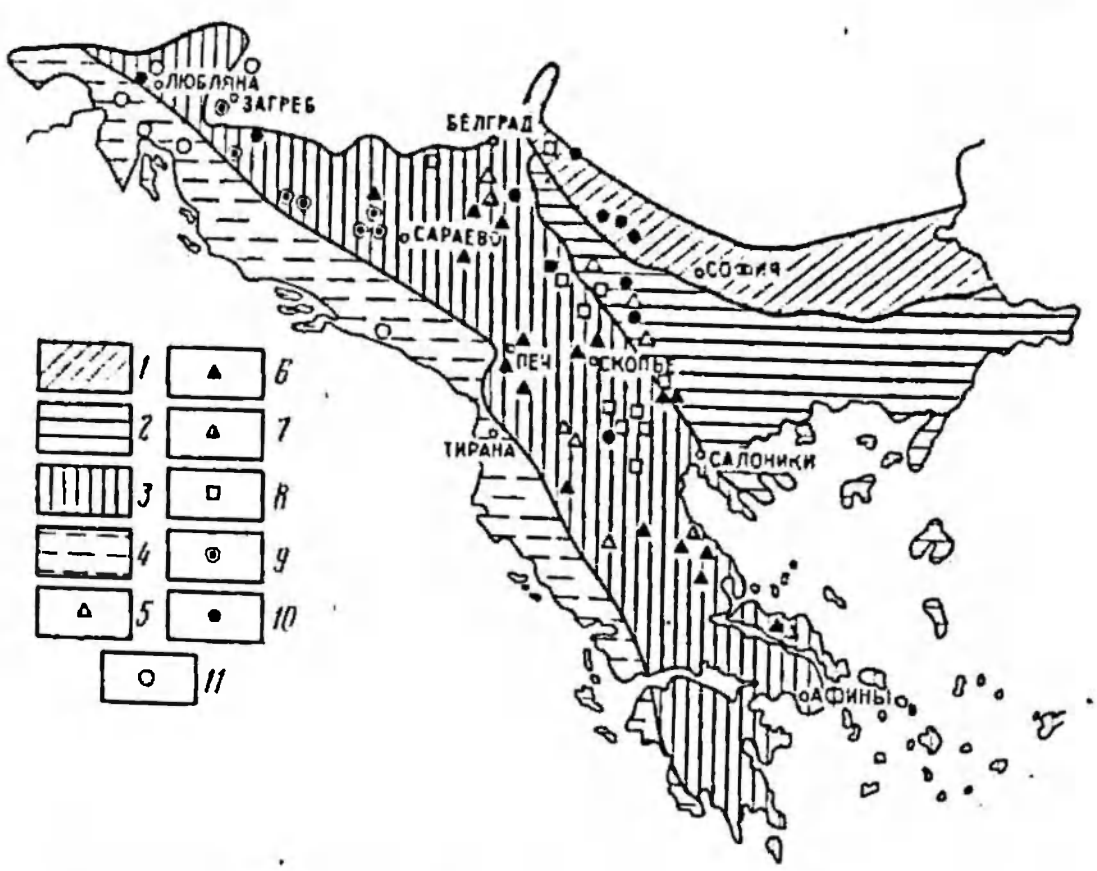
правильными штоками, линзами, пласто- и трубообразными залежами. Они контролируются главным образом контактом нижнего и верхнего структурных этажей. Оруденение вскрыто на 15 горизонтах горными выработками глубиной до 400 *м*. Руды сложены баритом, кварцем, киноварью, кальцитом и доломитом. Среднее содержание ртути по месторождению составляло 6,8%. Однако в последнее время содержание ртути в рудах месторождения значительно снизилось, вследствие чего к богатым стали относить рудные тела с содержанием 1,5% ртути, к бедным — 0,3%. Месторождение эксплуатируется примерно 500 лет и за это время добыто около 200 тыс. *т* ртути.

Югославия занимает третье место в Европе (после Испании и Италии) по производству ртути. В 1967 г. на месторождении Идрия добыто 456 *т* металла, что на 50 *т* меньше, чем в предыдущие годы, и связано с последовательным разубоживанием руд. В 1963 г. здесь добыто 192 тыс. *т* руды с содержанием ртути 0,3—0,46%, из которой выплавлено 550 *т* металла. Запасы по месторождению составляют 3 млн. *т* руды.

Относительно недавно в пределах Хорватии, а также в других местах Югославии были обнаружены новые проявления ртутной минерализации. В частности, к ним относится рудопроявление Горски-Котар, расположенное в пермских конгломератах, доломитах и песчаниках. Киноварь здесь образует вкрапленность и тонкие прожилки; ассоциируется с пиритом, сфалеритом и кальцитом. Среднее содержание ртути не превышает сотых долей процента.

На рис. 64 в предельно схематическом виде показаны главные металлогенические зоны и месторождения герцинской эпохи Динарской

Рис. 64. Схема герцинской металлогении Динарской провинции



Металлогенические зоны: *1* — Среднегорская, *2* — Родопско-Македонская, *3* — Внутренних Динарид, *4* — Внешних Динарид. Месторождения рудных формаций: *5* — железорудной и графитовой, *6* — хромитовой, *7* — железо-никель-кобальтовой, *8* — скарново-магнетитовой, *9* — редких, цветных и черных металлов, *10* — урановой, *11* — ртутной

провинции. Как видно, нами в отличие от схем Б. Чирича или Ж. Обуэна (см. рис. 62) по размещению магматических и рудных проявлений устанавливается иное строение провинции в герцинском цикле, чем в альпийском. Так, некоторые зоны (например, Дурмитор, Гаврово и др.) в палеозое характеризовались магматической активностью, прекратившейся в альпийском цикле. Об этом свидетельствует наличие здесь массивов изверженных пород основного состава (Босния), широкое развитие вулканогенных толщ и наличие месторождений, характерных для базальтоидной металлогении (ртуть, сурьма, медь, железо, золото, серебро).

Внешние Динариды в альпийском цикле занимают бо́льшую площадь, чем в герцинском, что не должно, по-видимому, вызывать недоумения, так как геосинклинальный режим в Средиземноморском поясе следует в направлении последовательного отмирания (см. рис. 62, 64). Различие тектонических планов Динарид в палеозое и в последующее время устанавливается и по развитию в зоне Дурмитор палеозойских гидротермальных месторождений, тогда как альпийские во Внешних Динаридах отсутствуют либо представлены только осадочными месторождениями бокситов.

Альпийская металлогеническая эпоха в отличие от герцинской богата в основном месторождениями медно-полиметаллической группы формаций, которые относятся к различным генетическим типам и возрасту. Возраст стадий альпийской эпохи следующий: геосинклинальная — юра — эоцен; раннеорогенная — олигоцен — ранний миоцен; позднеорогенная — миоцен — плиоцен.

Металлогенические зоны Динарской провинции в альпийском цикле дифференцированы, по-видимому, более дробно, чем в герцинском.

Металлогения геосинклинальной стадии альпийской эпохи тесно связана с вулканизмом триасового и юрского времени, широко проявленным во Внутренних Динаридах. Л. Н. Формозова (1963) установила принадлежность эвгеосинклинальной формации Динарид к известняково-вулканогенному типу, а также сходство ее с девонским вулканизмом Рейнских Сланцевых гор. Среднетриасовый порфиритовый вулканизм начался небольшими излияниями лав и отложением туфов, представляющими собой внутриформационные тела во флишевой толще. Одновременно с ними здесь отлагались известняки и доломиты (Чирич, 1967). В ладинском веке образовалась порфирито-яшмовая формация, сложенная известняками, известковистыми песчаниками, туффитами, аргиллитами, яшмами и порфиритами.

В верхнем лейасе магматическая деятельность проявляется одновременно с накоплением флиша, в результате чего конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки и яшмы переслаиваются с туфами, лавовыми покровами диабазового состава и перидотитами (диабазо-яшмовая формация).

В позднем мелу вулканическая активность отмечается в Среднегорской зоне Болгарии, где она проявлена мощными излияниями андезитов и дацитов, сопровождающимися туфами, туфобрекчиями и субвулканическими интрузиями, одновременными с карбонатным осадконакоплением. Отмеченными вспышками геосинклинальной магматической активности обусловлено разнообразие месторождений этой стадии.

Формация железо-марганцеворудных месторождений, связанная с порфирито-яшмовой формацией среднего триаса, имеет важное практическое значение. К ней относятся месторождения железа и марганца (Вареш, Чевляновичи) осадочно-вулканического типа, а также колчеданно-полиметаллические (Шупля Стена, Боровица, Бросково).

Месторождение Вареш является наиболее крупным в Югославии,

здесь в период 1890—1964 гг. добыто свыше 18 млн. *т* железной руды, причем в настоящее время ежегодно добывается около 2 млн. *т* руды. Расположено оно в 40 *км* к северо-западу от г. Сараево и приурочено к среднетриасовой вулканогенной толще. На месторождении разведан ряд линзообразных рудных залежей, согласных с вмещающими известняками и сланцами триаса. Руды представлены главным образом сидеритом, гематитом и отчасти лимонитом. Отношение сидеритовых руд к гематитовым составляет 6 : 1. В руде содержится около 40% железа, до 4% марганца и 6—9% кремнезема. Запасы по промышленным категориям составляют 120 млн. *т*. Наиболее крупная залежь находится на участке Смерна. Здесь на известняках нижнего триаса согласно залегает пачка тонкоплитчатых сидеритов мощностью 15—40 *м*, сменяющаяся массивными сидеритами с включениями сульфидов (20—40 *м*), далее следуют плитчатые сидериты с баритом (5—15 *м*), пласт красных сланцев с прослоями известняков (6—10 *м*), пласт гематита (20 *м*); вся рудоносная залежь перекрыта надвигом известняков верфена.

Сидеритовые руды содержат небольшое количество кварца, серицита, кальцита и барита; из сульфидов в них присутствуют марказит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит, барит, халькозин и ковеллин. Гематит мелкотаблитчатый, сцементированный глинисто-серицитовым материалом, содержащим аналогичные с сидеритом примеси.

В рудном районе Вареш имеется большое количество мелких рудопроявлений, вполне аналогичных основным рудным телам (Средне, Буква, Доленьско). Кроме них отмечается повышенная марганценосность вулканогенных пород триаса, но промышленные скопления окисных марганцевых руд относительно редки. К ним относится месторождение Чевляновичи к юго-востоку от Вареш, в настоящее время отработанное, а также ряд проявлений в Западной Македонии (Галичник, Цер, Увак, Рудо, Бар, Синявина). Их руды, представляющие собой неправильной формы залежи в триасовых вулканитах, сложены браунитом, псиломеланом, манганитом, гематитом и манган-сидеритом. Содержание марганца в рудах 30—35%, редко 48%, но запасы их небольшие. Всего в районах Боснии и Герцеговины, где подобные марганцевые месторождения отрабатываются уже около 70 лет, известно до 250 проявлений в роговиках и известняках триаса. Общие запасы оцениваются примерно в 100 тыс. *т* руды.

Формация колчеданных месторождений развита в Динаридах не меньше, чем железо-марганцевая, и связана она не только с триасовым вулканизмом, но и с юрским, и с меловым. Ряд месторождений представлен колчеданно-полиметаллическим типом; таким А. Циссарц считает месторождение Боровица, расположенное в 10 *км* к западу от месторождения Вареш. На нем в триасовой известняковой толще залегает баритовая залежь с пиритом, мельниковитом, марказитом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и халькопиритом. Барит и пирит имеют явно осадочный облик, а рудные минералы имеют гидротермальное происхождение, что характерно для месторождений этого типа (В. Смирнов, 1967). Сходным является колчеданно-полиметаллическое месторождение Бросково в Черногории, где развиты массивные, существенно пиритовые руды со сфалеритом и галенитом. Известны и месторождения, залегающие непосредственно в вулканических породах (Шупля Стена, Шута Прлина), где рудные тела имеют форму гнезд и жил. В них иногда присутствуют высокотемпературные минералы (кубанит, валлерит, пирротин), отмечается обильное выделение кварца.

С кератофировым вулканизмом связываются некоторые свинцово-цинковые рудопроявления Черногории (Конюх, Приполье, Боан,

Оленица). На некоторых из них существенную роль играют халькопирит и арсенопирит. Наконец, ряд рудопроявлений в карбонатных породах триаса (Олово, Отона, Тисовик, Мратинье), не имеющих видимой связи с офиолитовым вулканизмом, некоторые исследователи также относят к этой формации.

С мезозойским и палеогеновым геосинклинальным вулканизмом Динарид генетически связаны колчеданные месторождения Халкидики, Кассандры, в горах Отирис и других районах Греции. В Северной и Средней Албании развиты медно- и серноколчеданные месторождения (Рохова и др.), залегающие в верхнемеловых хлоритизированных диабазах на контакте с ультрабазитами. На месторождениях Халкидики и Кассандры разрабатываются крупные пласто- и штокообразные залежи пирита, содержащие около 1% меди, 2 *г/т* золота и 32% серы. Здесь же отрабатываются руды с содержанием 30% серы, 3—4% свинца, 5—7% цинка и 1—2% мышьяка. Добыча составляет около полумиллиона тонн пирита в год. В Восточной Греции промышленные колчеданные месторождения расположены в районах Гермионис и Агхии Теодори; рудные тела образуют здесь согласные линзы и залежи в толще верхнемелового флиша. Длина их в среднем 200 *м*, ширина 100 *м* и мощность 10 *м*. Оруденение ассоциируется с андезитами и андезитовыми туфами. Помимо пирита присутствуют халькопирит и сфалерит, из жильных встречаются кварц и серицит. Оруденение относится к эксгаляционно-осадочному типу.

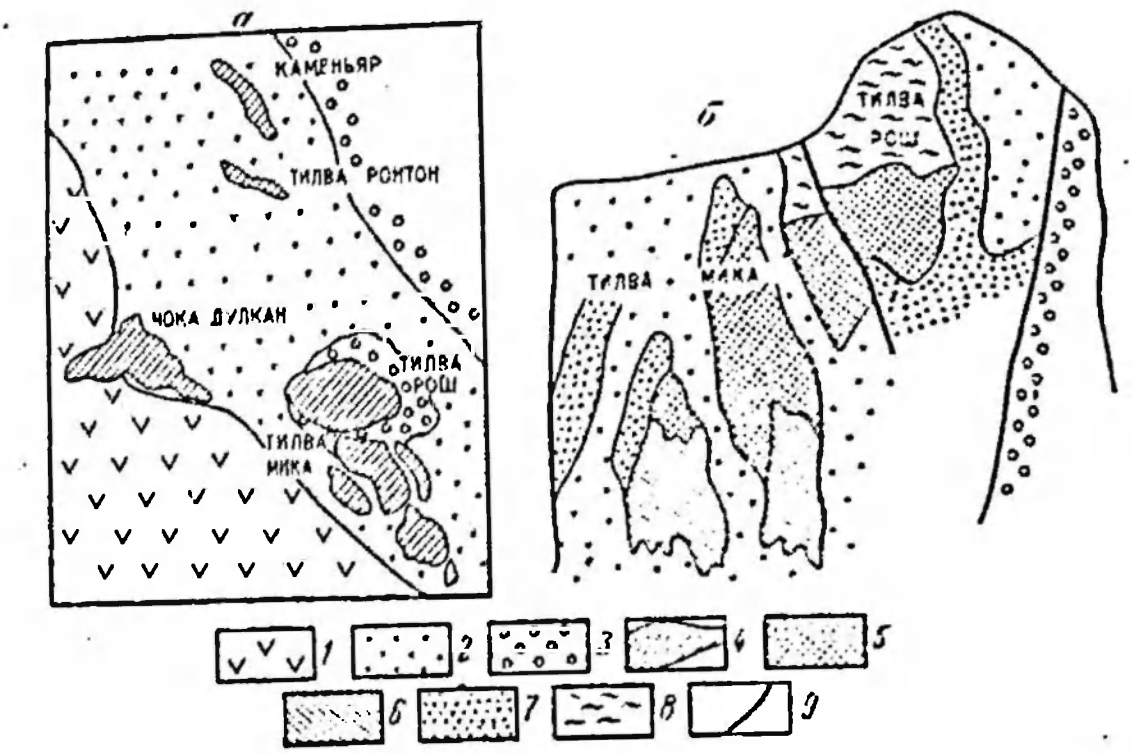
Широко развиты месторождения этой формации в Среднегорской зоне на территории Болгарии, Югославии и отчасти Румынии. Здесь, так же, как и в Динаридах, представлены разновозрастные рудообразования.

Зона Среднегорья представляет собой позднемеловой прогиб, карбонатное осадконакопление в котором сопровождалось интенсивным вулканизмом среднего и кислого состава. Среднегорье расчленяется на ряд тектонических структур, в числе которых в качестве рудных районов выделяется Центральный антиклинорий, отнесенный нами (Твалчрелидзе, 1967[2]) к категории геоантиклиналей остаточного типа, верхнемеловая наложенная вулканогенная геосинклиналь Центрального Среднегорья, Бургасский верхнемеловой синклинорий и Странджинский антиклинорий.

Центральный антиклинорий представляет собой крайний северный выступ древних пород родопского типа, в котором проявился послемеловой интрузивный магматизм. Вулканогенная геосинклиналь образовалась в результате грабеноподобного проседания в позднем мелу и здесь на значительной территории Болгарии и Югославии породы основания испытали регенерацию геосинклинального режима. Вулканогенная зона сложена покровами андезитовых лав, туфами, туфобрекчиями и субвулканическими телами андезитового, диабазового и липаритового состава, причем по восходящему разрезу кислотность пород возрастает. Бургасский синклинорий сложен вулканитами более основного состава; в его пределах значительную роль играют интрузивные породы послемелового возраста. Странджинский антиклинорий испытал наиболее раннюю регенерацию — кристаллические породы, обнажающиеся в его ядре, окаймляются раннемезозойской геосинклиналью, выполненной сланцево-диабазовыми отложениями верхнеюрского возраста, перекрывающими триасовые мрамора.

С верхнеюрским вулканизмом Странджинской зоны, представленным обильными пластовыми дайками диабазового состава, буквально пронизывающими толщу глинистых сланцев, связаны, по мнению автора, медноколчеданные месторождения района Граматиково. Они представлены согласными с вмещающими сланцами колчеданными залежами сложного строения, интенсивно

Рис. 65. Геологический план размещения (*а*) и схематический разрез (*б*) главных рудных тел месторождения Бор. По *С. Янковичу*



1 — неизмененные андезиты; *2* — пропилитизированные андезиты; *3* — конгломераты; *4* — главные рудные тела; *5* — массивные серно-медноколчеданные руды; *6* — массивные серноколчеданные руды; *7* — вкрапленные руды; *8* — окисленные руды; *9* — разрывы

метаморфизованным вместе со всей толщей.

С верхнемеловым вулканизмом связан ряд крупных медных месторождений Югославии и Болгарии. Прежде всего к ним относится месторождение Бор, известное еще древним римлянам, а затем вновь открытое в XIX в. Оно залегает в пропилитизированных андезитах и представлено тремя промышленными рудными телами: Тилва Рош, Тилва Мика и Чока Дулкан, помимо которых известен и ряд мелких (рис. 65). Первое из них сложено пиритом, а в двух других на основную пиритовую минерализацию наложено энаргит-халькозиновое оруденение. На участке месторождения выступает мощная толща верхнемеловых конгломератов, содержащих, по данным А. Циссарца (1958), гальки андезитов, что и дает основание для отнесения месторождения к верхнемеловому возрасту. Среднее содержание медп здесь 1,67%, золота — 4 *г/т* и серебра — 10 *г/т* (Jankovic, 1967). Бор — единственное из эксплуатирующихся медных месторождений Югославии; оно дает 1,2% мировой продукции меди и 32% европейской. В 1956 г. здесь добыто 1750 тыс. *т* руды, а в 1960 г. — 2370 тыс. *т;* общие запасы 45 млн. *т*. Кроме меди на месторождении добываются золото (1,5 *т* в год) и серебро (около 5 *т* в год).

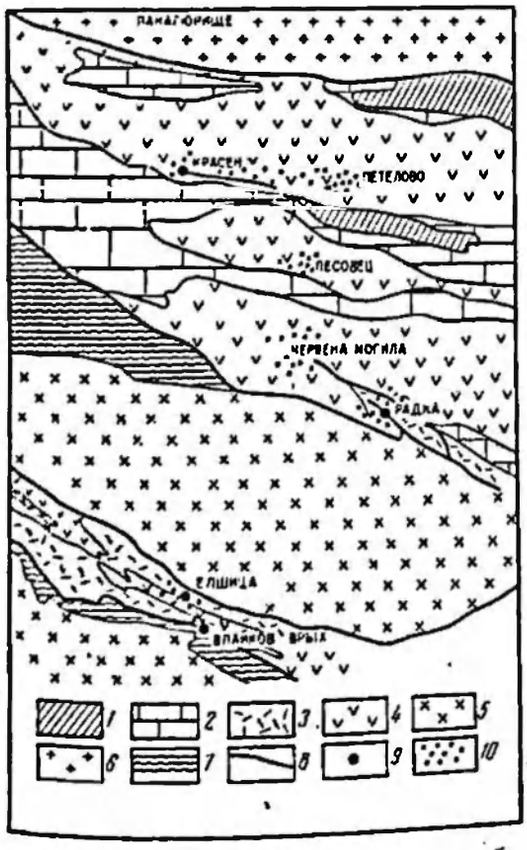
В окрестностях месторождения Бор известен ряд аналогичных рудопроявлений (Кривель, Илия Ромич, Мотовница, Марков Камен, Борово). Крупным является серноколчеданное месторождение Майданпек, расположенное в северной части выхода андезитов вблизи их контакта с известняками. Рудные штоки развиты как в пропилитизированных андезитах, так и на их контакте. Помимо преобладающего в них пирита распространена также халькопирит-борнитовая мине-

рализация, ассоциирующаяся с кварцем. Запасы колчеданной руды составляют 160 млн. *т* с содержанием меди 0,8%. Иногда присутствуют золото, сфалерит, галенит и барит.

Медная минерализация типа Бор развита вдоль контакта Среднегорской зоны с Родопским массивом (Студена, Банцарево), а также в 120 *км* к северу от Бора (Йовац, Сисевац, Сиге). Все эти проявления, по мнению А. Циссарца, принадлежат к месторождениям геосинклинальной стадии и образовались до главной складчатости меловой зоны.

В Болгарии медноколчеданные месторождения Среднегорья распо-

Рис. 66. Геологический план Панагюрского рудного района. По *П. Йовчеву*



1 — экзотические конгломераты палеогена; *2* — известняки и флиш маастрихта; *3—4* — верхнемеловые вулканогенные образования: *3* — дациты, *4* — андезиты, *5* — елшицкие граниты; *6* — палеозойские граниты южноболгарского типа; *7* — древние филлиты, кристаллические сланцы и гнейсы; *8* — региональные разломы; *9* — колчеданные месторождения; *10* — зоны гидротермальных пропилитов

ложены в Панагюрском рудном районе. Они тяготеют к вулканогенным породам, выступающим вдоль грабенообразных погружений, чередующихся с поднятиями (рис. 66). Рудные тела всегда приурочены к участкам интенсивно пропилитизированных туфообломочных пород; в ряде случаев эти последние не сопровождаются оруденением. Поскольку гидротермальным метаморфизмом не затронуты известняки маастрихта, лежащие на вулканитах, оруденение следует, по-видимому, ограничивать возрастными рамками позднего мела (Твалчрелидзе, 1967$_2$).

Медноколчеданные месторождения представлены штоками, линзами, пластообразными залежами. К ним относятся длительное время эксплуатирующиеся месторождения Елшица, Радка, Красен и Челопеч. Они ассоциируются с вулканогенно-осадочными проявлениями и небольшими, в настоящее время отработанными месторождениями окисных руд марганца — Пожарево, Голяма-Раковица, Мечка и др. Наиболее крупным являются месторождение Челопеч, в пределах которого андезиты вблизи контакта с известняками вмещают крупный шток богатой медноколчеданной руды. Рудник относится к одним из значительных в Болгарии и последовательно увеличивает мощность. На других месторождениях (Красен) основные запасы уже погашены; на третьих (Елшица) отрабатываются преимущественно пиритные руды.

К этому периоду рудообразования относятся и колчеданно-полиметаллические месторождения востока Халкидонского полуострова (Греция). Они эксплуатируются свыше 50 лет и за это время дали около 6 млн. *т* серного колчедана и 8 тыс. *т* сульфидной руды с содержанием свинца 4%, цинка 7% и мышьяка 2%. Месторождение Мапен-Лаккрос в подошве рудного тока сложено свинцово-цинковыми и родохрозитовыми рудами, выше сменяющимися сплошным серным колчеданом. Галенит-сфалеритовая

минерализация сопровождается халькопиритом, пирротином, магнетитом и урановой смолкой; присутствуют селен, теллур, золото, серебро, галлий, германий, кадмий, сурьма и мышьяк.

Раннеорогенная стадия альпийской металлогенической эпохи менее продуктивна, чем предшествующая ей и следующая вслед за ней. К ней можно с достаточной степенью достоверности отнести лишь сравнительно небольшой круг месторождений палеогенового возраста, представленных скарновыми и гидротермальными рудами железа и некоторых цветных и малых металлов. В настоящем кратком изложении мы их объединяем в одну группу формаций.

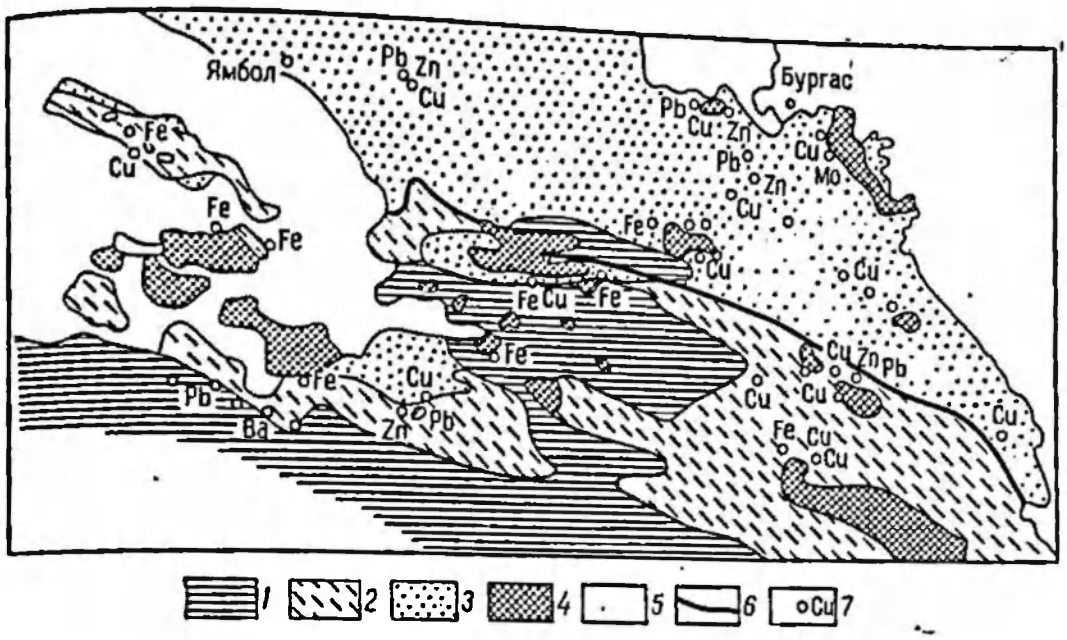
Формация скарновых и гидротермальных месторождений железа, меди, молибдена и вольфрама распространена в Среднегорской зоне и отчасти в Динарской. На территории Румынии в зоне Решица проявлен интенсивный магматизм, названный в честь Баната банатитовым. Эти интрузивные породы прорывают вулканогенные и карбонатные осадки верхнемелового возраста. Аналогичное геологическое положение занимают гранитоиды Центрального антиклинория Среднегорья, где они представлены монцонитами и порфировидными гранодиоритами. Наконец, в Бургасском районе, а также на территории Странджинского антиклинория меловые и верхнеюрские отложения прорываются относительно небольшими массивами гранитоидов пестрого состава.

С банатитовым магматизмом Решица связаны известные скарново-магнетит-гематитовые месторождения Банатер. К ним относятся неправильные залежи и штоки на контакте известняков сенона с интрузивными массивами. Руда сложена магнетитом, обычно сильно мартитизированным, а также первичным гематитом. Обычно железные руды импрегнированы сульфидами, в первую очередь пиритом. Эти месторождения (Окна-де-Фьер, Догначка, Васка) сконцентрированы в районе Решица, а в южном направлении они отсутствуют, замещаясь преимущественно сульфидной медной минерализацией (Оравица, Цицлова, Сасца, Неумолодава). На продолжении зоны далее к югу, уже на югославской территории, встречаются небольшие проявления скарновых руд магнетита (Рилань, Решковица). Для них характерно присутствие шеелита и молибденита, что, по мнению автора, является отличительной геохимической чертой данной группы формаций. Севернее в рудных горах Пояна-Рускэ в ущелье р. Чэлдэри с ларамийскими кварцевыми диоритами связаны месторождения флюорит-баритовой свинцово-серебряной формации. Они расположены в виде жил и прожилков в скарнированных доломитах вблизи контакта с изверженными породами.

В Среднегорской зоне на территории Болгарии расположено медно-порфировое месторождение Мелет (Ушев и др., 1962). Оно характеризуется всеми особенностями, свойственными месторождениям порфирового типа (Твалчрелидзе, 1966), однако, несмотря на крупные размеры, обладает довольно бедными рудами, вследствие чего общие запасы меди и особенно молибдена здесь в общем ограниченные.

В восточной части Среднегорья расположены Бургасский и Странджинский рудные районы, отмечающиеся контрастным геологическим положением: первый представляет собой меловой синклинорий, а второй — юрский антиклинорий. Между ними прослеживается линия Боснийской дислокации, являющейся разломом глубинного заложения (рис. 67). По данным Л. Василева и др. (1962), в обоих районах развиты массивы гранитоидов мелового — палеоценового возраста и с ними связаны месторождения, представляющие собой одну группу разнотипных, но одновременных образований. Это мнение в свое время нами было подвергнуто некоторому сомнению и высказано соображение

Рис. 67. Схема размещения верхнемеловых — палеоценовых месторождений Юго-Восточной Болгарии. По *Л. Василеву* (1962)



1 — предпалеозой и палеозой; *2* — триас и юра; *3* — верхний мел; *4* — верхнемеловой — палеоценовый интрузивный комплекс; *5* — третичные и четвертичные осадки; *6* — Боснийская дислокация; *7* — рудопроявления

о возможно более древнем возрасте страндженских гранитоидов по сравнению с Бургасскими, тем более, что они металлогенически и петрологически различны (Твалчрелидзе, 1967$_2$).

Бургасский район характеризуется развитием жильной сульфидной минерализации, пространственно тяготеющей к выходам граносиенитов. Наиболее крупными здесь являются рудные поля Россен и Вырли бряг. В обоих случаях мы имеем дело с кварцевыми жилами, реже — с зонами разрывных нарушений, содержащими оруденение халькопирита, пирита, реже галенита, сфалерита и молибденита. В Страндженском районе распространены массивы интрузивных пород сложного состава. Наиболее крупный из них расположен у г. Малко-Тырново. Он имеет трещинный характер и образован в результате последовательных внедрений магмы от основного (пироксенит, габбро) до кислого (гранит-порфиры) состава. Вокруг массива на контакте с известняками триаса развит ореол скарнов, к которому приурочены магнетитовые, магнетит-халькопиритовые, халькопиритовые (с пиритом, шеелитом, молибденитом и бисмутином) рудные залежи.

В Динаридах магматизм проявлен, по-видимому, несколько позднее, чем в Среднегорской зоне, и не имеет столь широкого распространения. А. Циссарц (1958) к ним относит массивы сиенитов и порфировидного гранодиорита Вардарской зоны (Лояне, Капаоник и Боранья). С ними он связывает месторождения железа Суво Руда и Суво Рудиште, где развиты неправильные выделения магнетита, халькопирита и молибденита на контакте с массивом Капаоник. В контакте массива Боранья расположено скарновое месторождение меди Липник. Очень сложные свинцовые руды развиты в известняках и доломитах триаса на контакте с гранодиоритами массива Боранья. Вероятно, существовавшие в осадочной толще свинцово-цинковые рудопроявления были преобразованы в связи с наложенным на них вначале гранодиоритовым магматизмом, а вслед за

ним — дацитовым вулканизмом. С последним связаны гидротермальные растворы, вызвавшие замещение галенита церусситом и одновременно отложение мышьяка, сурьмы и ртути. В Восточной Македонии скарново-магнетит-гематитовое проявление Домян связано с субвулканическими дацитами, контактирующими с верхнемеловыми мергелями.

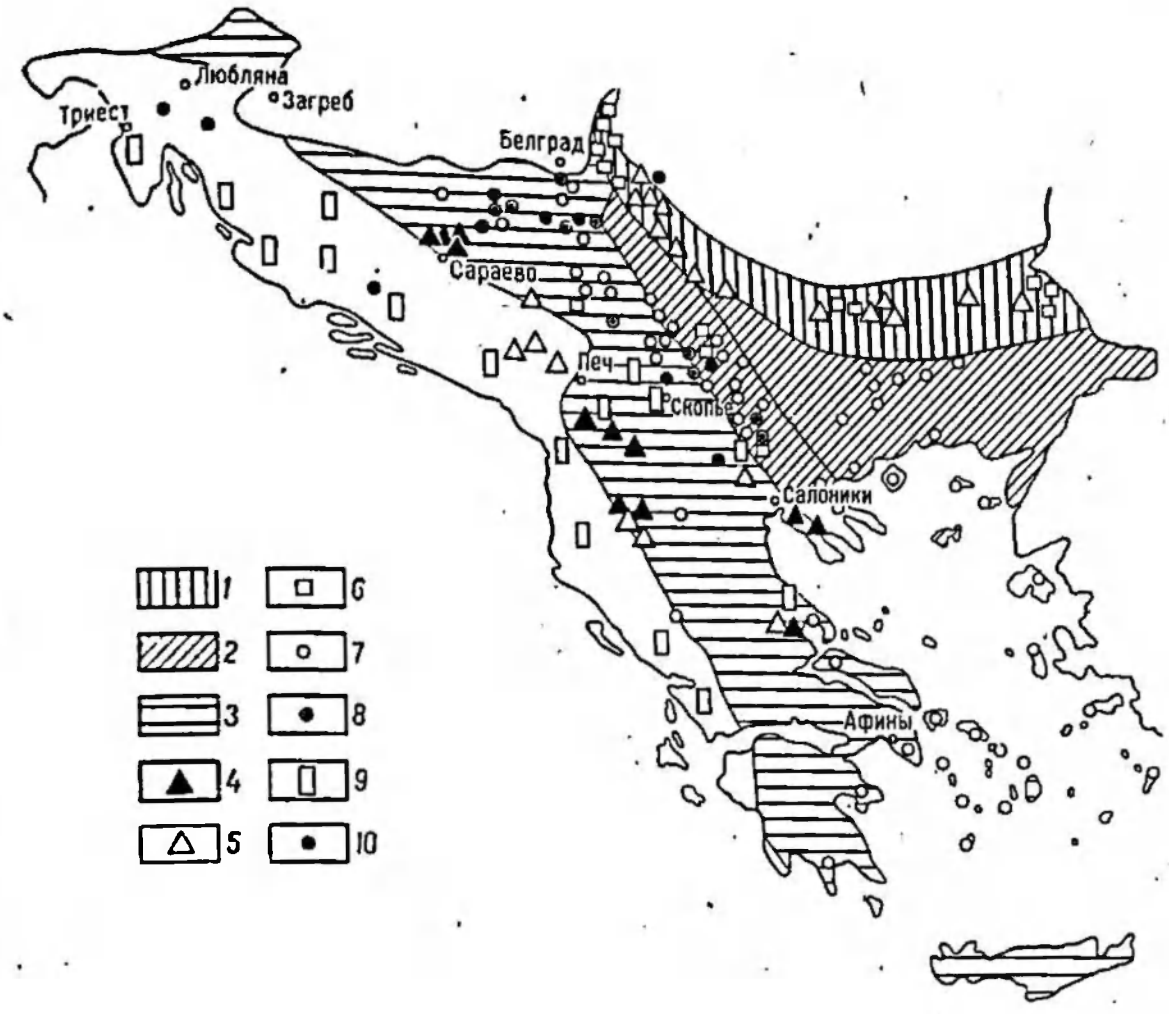
Сравнительно крупным является молибденовое месторождение Мачкатица, связанное с гранодиоритовым массивом Сурдулица. К северу от этого массива расположен интрузив дацитового состава, испытавший гидротермальную пропилитизацию. Рудная минерализация сконцентрирована в зоне дробления дацитов, ниже которых залегают кристаллические сланцы фундамента, также затронутые оруденением. Таким образом, месторождение полностью соответствует геологическому положению, характерному для медно-порфирового типа. В данном случае халькопирит отсутствует и его роль выполняет пирит, присутствуют тонкие включения молибденита, установлена примесь шеелита. В рудном поле установлен ряд крупных и несколько мелких рудных тел. Запасы очень большие, но руды убогие, содержание в них молибдена, по данным С. Янковича (Jankovič, 1967), в среднем 0,1%, а в обогащенных частях, где прожилки сгущаются, — 0,2%. Месторождение, по-видимому, не эксплуатируется.

Вблизи месторождения Мачкатица в контактовой зоне массива Сурдулица оруденение шеелита известно в горах Голия (Юрия), в районе Капаоник и Сребреница. Они ассоциируются с гранодиоритами либо с субвулканическими дацитами и андезитами палеогенового возраста. С. Янкович отмечает сходство минеральных парагенезисов в этих рудах с герцинскими месторождениями шеелита.

Позднеорогенная стадия альпийской эпохи в значительной степени определяет металлогенический облик всей провинции. С наиболее молодыми процессами, позднеорогенного вулканизма, имевшего здесь преимущественно континентальный характер, связано образование многочисленных, в том числе имеющих крупное промышленное значение, месторождений свинца и цинка, золота, сурьмы, урана, ртути. В это время в ранее стабильной тектонической зоне — Родопском массиве — отмечаются явления тектонической активизации, сопровождаемые обильными вулканическими излияниями, внедрениями малых интрузий, гидротермальной активностью и образованием многочисленных полиметаллических месторождений. Одновременно в ряде районов в этот период происходит выветривание, окисление и переотложение материала более древних месторождений и вмещающих их изверженных пород, причем этот процесс сопровождается возникновением вторичных скоплений руд железа, никеля и других металлов.

Формация свинцово-цинковых месторождений является наиболее продуктивной. К ней принадлежит большое число месторождений и рудопроявлений, связанных с неогеновым андезитовым вулканизмом. Главная их масса расположена в Родопско-Македонском срединном массиве. Свинец и цинк являются главными элементами позднеорогенного периода развития Динарской провинции и определяют ее металлогеническую позицию (рис. 68). Месторождения относятся к различным морфологическим типам: жильному, гнездовому, вкрапленному, а также метасоматическим залежам в эффузивных и карбонатных породах. В месторождениях первого и последнего типов сконцентрированы, по-видимому, главные запасы свинца и цинка. В составе руды различных месторождений не установлено большого разнообразия и для выделения отдельных субформаций требуется более детальный анализ. В общем случае свинец преобладает над цинком, руды богаты серебром, золотом, кадмием, висмутом и сурьмой, иногда ртутью. Месторождения приурочены к районам вулканиче-

Рис. 68. Схема альпийской металлогении Динарской провинции



Металлогенические зоны: *1* — Среднегорская, *2* — Родопско-Македонская, *3* — Динарская. Месторождения рудных формаций: *4* — железо-марганцеворудной, *5* — колчеданной, *6* — железо-медно-молибден-вольфрамовой, *7* — свинцово-цинковой, *8* — сурьмяно-ртутной, *9* — месторождений выветривания, *10* — радиоактивных металлов

ской активности и тектонической (разломы) активизации: Подринскому, Белградскому, Капаоникскому (Югославия); Осеговскому, Маданскому, Маджаровскому, Устремскому (Болгария); Южной Фракии, Халхидский п-ов, о. Тасос и другим островам Эгейского моря (Греция), входящим в состав крупного свинцово-цинкового Эгейского района (Petraschеck, 1960; Jankovič, 1967; Циссарц, 1958; Малахов, 1962; Твалчрелидзе, 1964 и др.).

В Югославии отрабатывается 11 свинцово-цинковых месторождений, в том числе Трепча — месторождение уникальное по богатству и запасам. В 1961 г. начата добыча на новом руднике Сребреница в Боснии, дающем 10 тыс. *т* руды в год. В Македонии на новом руднике Сасе ежегодно добывается 220 тыс. *т* руды с содержанием 5% свинца и 5% цинка при общих запасах более 1 млн. *т*. Вблизи Белграда на недавно открытом месторождении Ново-Брдо выявлено 7 млн. *т* руды с содержанием 8—10% свинца и цинка. За счет новых месторождений свинцово-цинковых руд, открытых в Черногории, Сербии, в горах Капаоник, за последние 10 лет введено в эксплуатацию помимо отмеченных еще пять рудников (Янево, Леце, Велики Майдан, Шупля Стена и Злетово). Югославия сейчас поставляет на мировой рынок 4% продукции свинца, из них 35% до-

бычи поставляет рудник Трепча; в 1959 г. на нем получено 72 тыс. *т* свинца, 88 *т* серебра и 91 *т* висмута. Запасы свинца подсчитаны по стране на 1960 г. в количестве 2 млн. *т*, а цинка — 1,6 млн. *т*. По-видимому, несколько меньше добывается свинца и цинка в Болгарии, хотя цифры должны быть сходными. Что касается Греции, то здесь получают в год около 6 тыс. *т* свинца и несколько больше цинка с попутным извлечением золота и серебра.

Рудный район Капаоник является главнейшим по запасам свинцово-цинковых руд Югославии. Горное дело в этом районе было начато еще древними римлянами, о чем свидетельствуют найденные здесь фигуры из свинца. Более широкого развития оно достигло в средние века. Впервые этот горнорудный район упоминается в 1303 г., а кульминация здесь отмечается в XV в. В настоящее время Горнометаллургический комбинат свинца и цинка «Трепча — Косовска Митровица» отрабатывает 13 месторождений.

Район Капаоник расположен на контакте Сербско-Македонского массива с Вардарской зоной (рис. 69). В качестве крупных структурных элементов Капаникского района выступают породы от нижнепалеозойского до третичного возраста. Всего здесь известно около 100 свинцово-цинковых рудопроявлений вулканогенного типа. Выделяются следующие типы рудной минерализации: 1) метасоматические тела в известняках на контакте с андезитами; 2) метасоматические тела, вкрапленность и неправильные жилы в известняках, перекрываемых туфами и лавами; 3) жилы заполнения трещин в диабазах и серпентинитах; 4) жилы в туфах; 5) жилы в андезитах; 6) линзы в кристаллических сланцах (Форган, 1951).

На месторождении Трепча (рудник Стари Трг) рудные тела залегают в известняках по периферии вулканогенного трубчатого тела, сложенного эруптивной брекчией и дацитом. Рудовмещающими являются мрамора, образующие среди кристаллических сланцев крупную

Рис. 69. Геологическая схема района Капаоник. По *С. Янковичу*



1—5 — палеозой: *1* — кристаллические сланцы, *2* — серпентиниты, *3* — диабазы, *4* — мрамора, *5* — гранодиориты; *6—8* — мезозой и кайнозой: *6* — меловой—палеогеновый флиш, *7* — неогеновые вулканиты, *8* — неогеновые песчаники и глины, четвертичные осадки; *9* — свинцово-цинковые месторождения; *10* — надвиг; *11* — сбросы

линзу. Минерализация прослежена на 700 *м* по падению при горизонтальном сечении рудной трубы в контуре промышленной площади от 4 до 7 тыс. *м*^{2}. От главной рудной залежи ответвляются аналогичные трубообразные тела.

Аналогичными по типу являются эксплуатирующиеся месторождения Капаоник и Ново-Брдо. В них присутствуют минералы висмута, серебра, самородное золото, сложные карбонаты и сульфиды. В 1955 г. здесь открыто новое свинцово-цинковое месторождение Фарбани, где оруденение прослежено на 500 *м* по падению в горизонте палеозойских мраморов. К югу от него выступают неогеновые андезиты, с которыми и связано оруденение. Содержание свинца и цинка в среднем 9%, присутствуют серебро и золото.

В Капаоникском районе промышленное значение имеют также месторождения, которые обычно объединяются под общим названием Янево. Наиболее богатоорудепелые рудные тела метасоматического типа (Прлиия и Айвалия) залегают в карбонатных породах, а линзообразные тела вкрапленных руд (Книжница) приурочены к зонам дробления на контакте андезитов с серпентинитами либо с кристаллическими сланцами. Содержание свинца 2,5%, цинка 0,5%, золота 20 *г/т*, серебра 2500 *г/т*. В рудах присутствуют помимо характерных для района минералов также барит, спекулярит, антимонит.

В Осеговском районе, охватывающем смежные рудные площади на территории Югославии и Болгарии, развиты жильные свинцово-цинковые месторождения, значительными из которых являются Злетово-Сасе, Леце (Югославия) и Руэн (Болгария). Месторождение Злетово-Добрево, по данным А. Циссарца (1958), имеет больший масштаб, чем все вместе взятые месторождения Капаоникского района (без Трепча), и считается вторым по величине в Югославии, на нем С. Янкович выделяет 10 промышленных жил.

В Болгарии на месторождении Руэн, дважды осмотренном автором, развито более убогое по содержанию прожилковое свинцово-цинковое оруденение. Находится оно в несколько иных геологических условиях, чем на сопредельной территории Югославии, и обладает весьма крупными запасами. Здесь добыча производится лишь в пределах одной жильной зоны, но в дальнейшем должна быть расширена.

В рудном районе Подринье (Югославия) известно свыше 25 свинцово-цинковых рудопроявлений и из них два промышленных месторождения — Велики Майдан и Сребреница. Все они тесно ассоциируются с оруденениями железа, меди, сурьмы, ртути, флюорита и барита, располагаясь вблизи выходов палеогеновых вулканитов. С. Янкович (Jankovic, 1967, см. рис. 69) находит здесь сложное перекрывание древнеальпийской и собственно альпийской металлогении, а также элементы зональности в размещении месторождений различных рудных формаций (месторождения Велики Майдан, Сребреница и др.).

Группа месторождений, расположенная к югу от Белграда, обычно объединяется в Шумадийский район. Рудопроявления здесь приурочены к эффузивным породам, замещенным рудой вдоль трещин неправильной формы. В них местами устанавливается очень богатое оруденение, правда, небольших масштабов. Наиболее значительно месторождение Рудник, жилы которого залегают среди карбонатных пород, песчаников, флиша и вулканитов.

Крупные по масштабам и богатые по содержанию свинцово-цинковые месторождения образовались в связи с активизацией Родопского срединного массива в олигоцен-миоценовое время.

На фоне сложной тектоники субстрата Родопского массива выделяются отдельные поднятия и погружения, разграниченные разломами глубокого заложения (Яранов, 1960; Богданов, 1960). Среди выделенных здесь рудных районов (Йовчев, 1961) особенно интересны Маджаровский и Маданский. В первом из них на кристаллических породах залегают вулканогенно-осадочные отложения олигоцена андезитового состава мощностью 600 *м*. Они секутся многочисленными дайками и штоками базальтов, монцонитов и сиенит-порфиров верхнего олигоцена. С последними ассоциируются кварц-сульфидные жилы, обладающие значительной протяженностью и мощностью (Атанасов, 1962). Из жильных минералов на месторождении развиты кварц, халцедон, барит, кальцит и гидрослюды; рудные представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и гематитом. Руды содержат максимальные для Родоп количества золота, серебра, висмута, кадмия, сурьмы, селена и теллура. Вулканогенное происхождение месторож-

дения не вызывает сомнения. Здесь давно действует горное предприятие, которым уже отработаны основные запасы руд.

Наиболее крупным по количеству месторождений и общим запасам свинцово-цинковых руд является Маданский район. По данным И. С. Повчева (1961), Р. Д. Докова и А. Г. Попова (1963), в районе отмечаются шесть крупных субмеридиональных разломов, контролирующих многочисленные свинцово-цинковые месторождения (рис. 70).

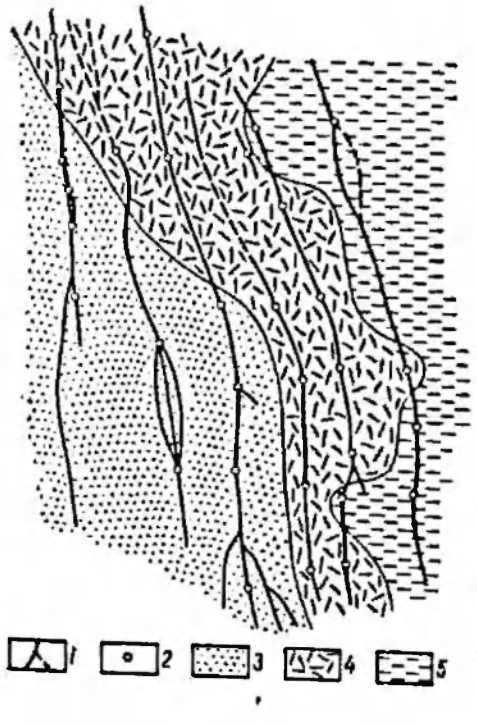
Наиболее распространенной формой рудных жил являются кварц-сульфидные жилы. Вместе с тем основные запасы богатых руд заключены в метасоматических залежах, образованных в мраморах на участках, где они пересекаются жилами. Месторождения Маданского района издавна интенсивно эксплуатируются и сейчас стоит вопрос об обеспечении существующих здесь горных предприятий сырьевой базой. В качестве таковой в настоящее время изучается месторождение Ерма-река, расположенное в южной части района на границе с Грецией. Глубокими буровыми скважинами богатое оруденение (10% суммы свинца и цинка) вскрыто на глубинах 400—1000 м от поверхности. Препятствием для промышленного использования метасоматических руд, залегающих здесь в мраморах самого нижнего, наиболее мощного (первого) горизонта, служит высокая температура подземных вод (90—130° С).

В Родопах известен ряд и других свинцово-цинковых месторождений (Устрем, Звездел-Галенит, Саже, в районе Рила, Пирин и т. д.), которые детально охарактеризованы в известной монографии П. Повчева (1961) и работах других болгарских геологов (Р. Димитров, В. Милев, Н. Костов и др.).

Родопский массив в южном направлении непосредственно продолжается на восточном и южном побережье Греции, а также выступает на островах Эгейского моря. Здесь также встречаются достаточно крупные свинцово-цинковые месторождения, представляющие основное богатство недр Греции. Некоторые из этих месторождений, как например в Аттике и Северо-Восточной Македонии, по сведениям Г. Маринноса (1951) разрабатываются со времен глубокой древности. Оруденение, как и в других районах провинции, тесно ассоциируется с молодыми вулканическими образованиями неогенового возраста. Наиболее крупными в Греции являются три рудных центра: 1) район Лаврион, 2) Юго-Восточная Македония (Халкидики — Пангеон), 3) район Кирки и Южной Фракии (см. рис. 68).

Месторождения представлены рудами сложного состава с галенитом, сфалеритом и пиритом. Часто присутствуют минералы меди, мышьяка, сурьмы, марганца, серебра, золота, висмута и кадмия. Свинец в общем преобладает над цинком, ассоциируясь с марганцем. В качестве жильных минералов выступают

Рис. 70. Схема размещения главных минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе. По *Р. Д. Докову и А. Г. Попову*



1 — рудоносные разломы; *2* — месторождения; *3* — зона ранней кварц-сфалеритовой минерализации; *4* — зона смешанной ранней и поздней минерализации; *5* — зона поздней кварц-галенитовой минерализации

кварц, барит, доломит, анкерит, флюорит.

Месторождение Лаврион в 40 *км* к юго-западу от Афин залегает в пологопадающей свите мезозойских известняков и слюдистых сланцев. Метасоматические рудные тела локализованы в трех горизонтах известняков. В верхнем горизонте развиты залежи анкерита, а в двух нижних — массивных сульфидных руд (сфалерит, галенит, марказит, арсенопирит, минералы серебра, сидерит). Руды содержали около 12% свинца, 200 *г/т* серебра, до 9% цинка. В настоящее время отрабатываются менее богатые руды, содержащие 5—7% свинца и 7% цинка при 80 *г/т* серебра. В рудах месторождения Кассандра (Юго-Восточная Македония) содержится 5% свинца и 7% цинка, а месторождения Олимпиада — 4% свинца и 5,5% цинка при 180 *г/т* серебра и 10 *г/т* золота. В рудах района Кирки содержание свинца достигает 7%, а цинка — 5%. На о. Миконос отработано месторождение, состоящее из чистой галенитовой руды с содержанием 40—60% свинца. Многие месторождения Греции (острова Тасос, Сифнос, Антикарос, Донусса и др.) сложены окисленными рудами, содержавшими ранее до 60% цинка, а сейчас — около 25%.

На островах Имброс и Патмос галенит обнаружен в пропилитизированных молодых лавах; в других случаях месторождения тесно ассоциируются с вулканическими центрами (Фракия, острова Хиос, Циклады). Все это свидетельствует о связи оруденения с вулканизмом андезит-дацитового состава. Последний, как и в болгарских Родопах, проявлен, по-видимому, в результате тектонической активизации, имевшей здесь место в неогене и продолжающейся в последующее время вплоть до наших дней.

Запасы руд на месторождениях Лавриона, Аттики и Македонии с содержанием выше 1,5% свинца Г. Маринос оценивает в десятки миллионов тонн. Сотни тысяч тонн смитсонитовой руды с содержанием до 25% цинка имеется в месторождениях о. Тасос.

Формация сурьмяно-ртутных месторождений тесно ассоциируется со свинцово-цинковой, часто занимая в общем зональном ряду рудообразований несколько обособленное положение во внешних, периферических частях рудных районов. Концентрации сурьмяного оруденения, связанные с андезит-дацитовым вулканизмом, имеют в данной провинции значительно бо́льшее практическое значение, чем ртутного. Эти месторождения имеют более простой минеральный состав, чем свинцово-цинковые, антимонит или киноварь в них часто представляют собой единственные рудные минералы, встречающиеся совместно с глинистыми, карбонатными и кварц-халцедоновыми жильными выполнениями. Одновременно в ряде месторождений антимонит ассоциируется с реальгаром, аурипигментом, киноварью, галенитом, сфалеритом, пиритом и другими минералами, образуя комплексные руды. Месторождения данной формации образуются позднее свинцово-цинковых, в связи с чем характеризуются крайне молодым — плиоценовым и четвертичным — возрастом.

Югославия является одним из основных поставщиков сурьмы на мировой рынок. Продукция поступает преимущественно из рудников Зайяча, Лиса и Буяновац. На первом из них ежегодно добывается около 120 тыс. *т* антимонитовой руды, из которой выплавляется 2700 *т* металла. В настоящее время общая продукция по стране превышает 3 тыс. *т* сурьмы в год. Запасы промышленных сурьмяных руд С. Янкович (Jankovič, 1967) оценивает в 2 млн. *т*, или 75 тыс. *т* металла. Главные районы антимонитовых месторождений здесь сосредоточены в пределах переходной зоны от Родоп к Динаридам, тяготея к массиву дацитов Боранья.

Этот район сложен отложениями палеозойского и триасового возраста. Месторождения антимонита, представленные неправильными

рудными залежами, контролируются зонами силицифицированных пород, наиболее широко развитых в верхнекарбоновых известняках, перекрываемых экранирующими сланцами. На некоторых месторождениях оруденение залегает в известняках перми-триаса. В андезитах и дацитах расположены проявления вкрапленных руд и лишь на контакте изверженных пород с известняками развиваются крупные метасоматические залежи. Месторождения локализуются вдоль зоны, прослеженной от г. Зайяча до г. Крупань (Зайяча, Костайник, Столице, Колупань, Брошина Заворье, Долови, Мамутовац, Штира, Подрине, Баре, Добри-Поток, Майдюрац). Зона прослеживается на 50 *км*; рудные тела представлены метасоматическими залежами сложной формы. Менее крупные рудопроявления антимонита образуют внешний ореол вокруг месторождения Сребреница. Здесь развиты кварц-антимонитовые жилы с реальгаром (Циссарц, 1958; Малахов, 1962).

В древних кристаллических породах, пересекаемых дайками пропилитизированных дацитов, оруденение антимонита концентрируется в линзах трещиноватых, окварцованных мраморов (Црни-Врх). В области Шумадии к югу от Белграда антимонит образует причудливой формы замещения в силифицированных известняках триаса. В районе Лиса в известняках маастрихта имеется окварцованный горизонт мощностью 4 *м*. Оруденение антимонита образует скопления вдоль трещин, не выходя за пределы этого горизонта.

В Южной Сербии месторождение Буяновац относится к типу трещинных жил. Последние залегают в массиве гранита и вмещающих его кристаллических сланцах. К северу и югу от месторождения наблюдаются выходы молодых вулканитов.

В Македонии на хромитовом месторождении Лояне развита наложенная мышьяково-сурьмяная минерализация, представленная штокверковыми рудами реальгара, аурипигмента и антимонита. Вмещающими являются серпентинизированные дуниты, из которых гидротермальными растворами заимствованы минералы кобальта и никеля. На греческо-югославской границе расположено реальгар-антимонитовое месторождение Майден с талиевой минерализацией. Содержание сурьмы в отмеченных месторождениях от 7 до 15%.

Ртутные месторождения в Македонии развиты нешироко, к ним относятся рудопроявления Шумадии: Шупля Стена вблизи Белграда, залегающее в серпентините, Баре в мезозойских известняках, Браяци на контакте известняков и серпентинита. В Подрине известны проявления Драгодол, Доня-Дрежница; в Сербии, в долине р. Ибара, известно проявление самородной ртути Добра Вода, обусловленное восстановлением киновари.

Формация месторождений радиоактивных металлов не входит в число главных для данной провинции, но тем не менее распространена в ряде районов, главным образом в Сербско-Македонской металлогенической зоне. Среди этих месторождений выделяется ряд генетических типов, в том числе гидротермальный, инфильтрационный и осадочный. Первый из них приурочен (и, по-видимому, генетически связан) к альпийским кислым изверженным породам. Инфильтрационные и осадочные рудопроявления образованы за счет сорбции урана из разрушающихся гранитоидов. В литературе имеются сведения лишь об урановых месторождениях Югославии (С. Янкович, В. Вуянович, Р. Пантич, С. Радоше-вич, А. Антонович, М. Ристич), а также общие указания об отсутствии в Греции промышленных месторождений урана.

ВЫВОДЫ

Произведенная выше попытка систематизации обильного, разнородного и порой противоречивого материала по металлогении Альпийско-Динарской области приводит к выводу о наличии ряда закономерностей, обусловливающих некоторые общие особенности развитых здесь месторождений. Такими особенностями, на наш взгляд, является прежде всего характерное для обеих провинций приглушенное проявление магматизма и рудных месторождений раннеорогенной стадии развития как герцинской, так, особенно, альпийской эпох. Здесь слабо развиты пегматиты, почти полностью отсутствуют грейзеновые, турмалиновые и кварцевые высокотемпературные месторождения олова, вольфрама и молибдена. Нет месторождений редких элементов в апогранитах. Отсутствуют месторождения пятиэлементной формации и слабо проявлены медно-молибденовой. Слабо проявлены также скарново-магнетитовые и скарново-медные месторождения. Для обеих провинций данной области вместе с тем характерно широкое развитие разного типа свинцово-цинковых, ртутных, сурьмяных и небольших урановых месторождений, т. е. рудных формаций позднеорогенной стадии развития.

Некоторые рудные формации данной области роднят ее с сопредельными территориями Средиземноморья. Так, сидерит-халькопиритзолоторудные месторождения характерны для Альп, Карпат и Пиренеев; железорудные месторождения Вареш сходны с месторождениями мульд Лани и Дилль; медноколчеданные и хромитовые месторождения Динарид — с аналогичными образованиями Анатолии и Малого Кавказа; шеелитовое рудопроявление Танда аналогично Кти-Теберде на Большом Кавказе и Улудагу в Турции; Среднегорская зона родственна Понту и Малому Кавказу и т. д. Все это свидетельствует о принадлежности данной области к единому Средиземноморскому геосинклинальному поясу.

Приведенные данные по рудоносности области, по-видимому, обусловливают разделение ее на две провинции, или, точнее, на две группы провинций, поскольку каждая из них обладает вполне определенным металлогеническим стилем. Так, рудные формации, характерные для Альпийско-Карпатской провинции, не характерны для Динарской и наоборот.

Данное обстоятельство, по мнению автора, свидетельствует о различном направлении геологического развития противоположных ветвей Альпийско-Динарской области. В северной ветви, заложенной на герцинском основании, альпийский геосинклинальный цикл был в значительной степени стеснен жесткой рамой, затормозившей магматическую активность и присущую ей металлогению. Поэтому Альпийско-Карпатская провинция в общем бедна эндогенными рудными месторождениями. Развитие здесь следовало по пути последовательного, неуклонного роста мощности земной коры, окостенения геосинклиналей, затухания магматизма и эндогенной металлогении.

Южная ветвь в альпийском цикле унаследованно развилась на герцинском основании, а не наложилась на него путем регенерации геосинклинального режима. В связи с этим здесь активно проявились геосинклинальные стадии развития, сопровождаемые обильным базальтовым магматизмом и его различными производными. Отсутствие герцинид способствовало активной деятельности базальтоидной магмы, имеющей своих представителей в виде разновозрастных образований (палеозойских, юрских, меловых).

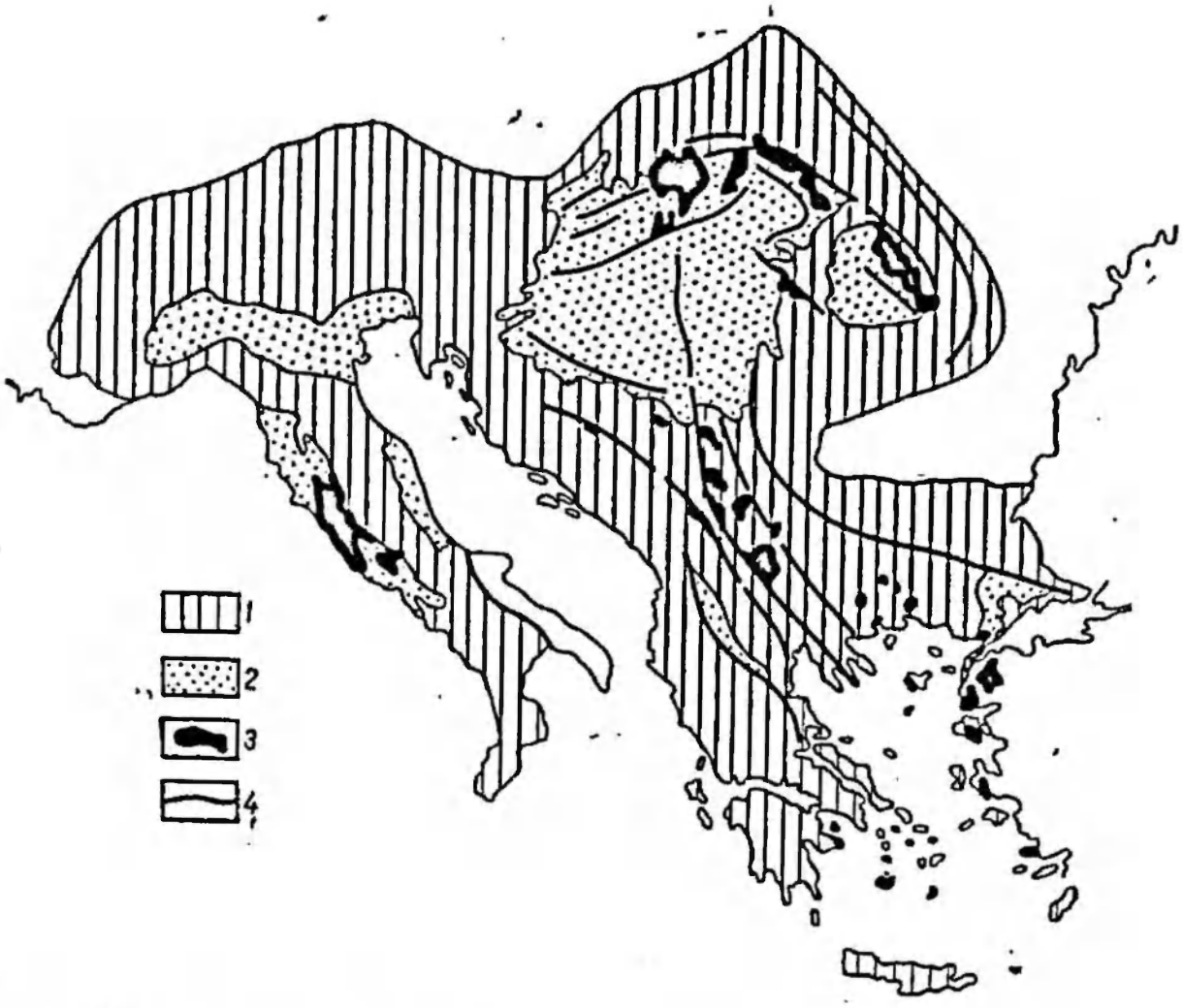
Особого рассмотрения заслуживают рудные формации, тесно пространственно (а по всем данным и генетически) связанные с молодым посторогенным вулканизмом. Место-

рождения свинца и цинка с золотом и серебром, ртути, сурьмы и мышьяка придают металлогеническое своеобразие всей описываемой области, выделяя ее из состава сопредельных территорий.

В олигоцене, а затем с небольшим перерывом в миоцене и далее уже почти беспрерывно в плиоцене и антропогене в Альпийско-Динарской области происходили мощные вулканические извержения. Эффузивы покрывают здесь площадь в тысячи квадратных километров. Характерна приуроченность вулканических центров к региональным разломам глубокого заложения. Вдоль этих структур наблюдается опускание внутренних зон Карпат, раскалывание и погружение в северном направлении Родопского и Македонского массивов, а также геосинклинальных зон по обе стороны от Пелагонийского поднятия. Вулканические образования приурочены почти исключительно к зонам древней консолидации и, как правило, отсутствуют в молодых прогибах типа Вардарского (рис. 71). Вероятно, именно в данном случае мы имеем дело с тектонической активизацией срединных массивов, связанной с развитием Динарской геосинклинали. Активизация охватывает значительную часть области, несогласно накладываясь на разные зоны, образовавшиеся в течение длительного, полициклического развития.

Анализ многочисленных петрографических описаний верхнетретичных и четвертичных вулканитов

Рис. 71. Схема размещения третичных вулканитов Альпийско-Динарской области



1 — альпийские складчатые структуры; *2* — наложенные впадины; *3* — олигоцен-плиоценовые вулканиты; *4* — некоторые главные глубинные разломы

позволяет выделить две главные их разновидности, отличающиеся по составу исходной магмы и возрасту. В общем случае первая, относительно более древняя группа пород одновременно является более кислой, тогда как вторая — плиоцен-четвертичная — основной. С первой группой вулканитов связано свинцово-цинковое, а также золото-серебряное оруденение, а со второй группой — сурьмяно-ртутное. Наиболее убедительное доказательство этого положения можно найти путем сопоставления вулканизма и металлогении Тосканы (Италия) и гор Апусени (Румыния). В первом случае мы имеем дело только со второй группой основных вулканитов верхнеплиоцен-четвертичного возраста и со связанными с ними крупными месторождениями ртути (Монте-Амиата) и сурьмы (Гроссето). Во втором случае, наоборот, широко развиты кислые вулканиты и ассоциирующиеся с ними многочисленные свинцово-цинковые и золото-серебряные месторождения. Очевидно, отсутствие в Тоскане дацитов и свинцово-цинковых месторождений, так же как отсутствие в Румынии базальтов и ртутно-сурьмяных месторождений, — явления взаимосвязанные.

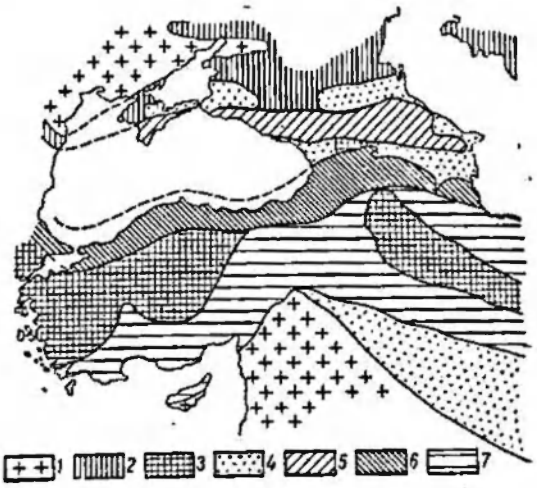
Вулканизм кислого состава первой группы, весьма характерный для молодых складчатых зон, был в свое время назван автором «андезитовым вулканизмом складчатых областей» (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965[1]), а базальтовый вулканизм второй группы относится уже к стадии развития молодой платформы и может быть сопоставлен с конечным вулканизмом Г. Штилле (1964[3]).

Кавказско-Анатолийская металлогеническая область

Сегмент Средиземноморского пояса, ограниченный на западе депрессией Эгейского, Мраморного и западным берегом Черного морей, а на востоке сужением, прослеживаемым от южной впадины Каспийского моря до северной шпоры Аравийской платформы, выделяется в качестве самостоятельной Кавказско-Анатолийской металлогенической области. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1968) различают в области три ветви, по мере движения от северной из которых к югу герцинский тектогенез полностью затухает и все более существенную роль играют мезозойские тектонические движения, а альпийские длятся до антропогена включительно.

Три ветви охватывают, по-видимому, следующие системы складок: 1) Большой Кавказ, Предкавказье, Крым (Степной и Горный), Керченский полуостров, отчасти Закавказский срединный массив; 2) Малый Кавказ, Понт; 3) Анатолийский срединный массив, Тавр, Юго-Восточная Анатолия (рис. 72). Эти ветви соответствуют стволам складок Средиземноморского пояса, по-

Рис. 72. Схема районирования Кавказско-Анатолийской металлогенической области



1 — древние платформы; *2* — эпигерцинские платформы; *3* — срединные массивы; *4* — краевые и межгорные прогибы; *5—7* — металлогенические провинции: *5* — Большого Кавказа, *6* — Понтийско-Малокавказская, *7* — Таврская

скольку первая и вторая входят в состав северного ствола, тогда как третья объединяет центральный (срединные массивы) и южный (Тавр) стволы. Каждая из выделенных ветвей в основных чертах соответствует геосинклинальной системе и отнесены к категории металлогенических провинций. Одновременно некоторые из входящих в них тектонических зон, индивидуализировавшихся в длительной полициклической истории развития каждой системы, могут быть названы металлогеническими зонами.

В истории геологического развития Кавказско-Анатолийской области выделяется три главных геологических цикла: байкальский, герцинский и альпийский, которым соответствуют одноименные металлогенические эпохи (Твалчрелидзе, 1961 и др.); каледонские ядра различает и К. Кетин (1964) в Анатолии. Однако анализ более обширного материала вынуждает отказаться здесь от индивидуализации этих двух эпох. Как показали Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963) и более поздние исследования северокавказских геологов (в частности, И. Я. Потапенко, А. Л. Лунева и др.), для Кавказа древнейшим является не каледонский, а байкальский цикл складчатости, а каледонские тектонические движения здесь, по-видимому, проявились относительно слабо. Ранее нами здесь выделялись также каледонская и киммерийская металлогенические эпохи. Поздние проявления этого цикла, так же как и киммерийского, здесь полностью редуцированы (отсутствие моласс и завершенной складчатости). Все это позволяет каледонские и киммерийские структуры, магматические и рудные проявления рассматривать в рамках герцинской и альпийской металлогенических эпох, в отдельных случаях подчеркивая раннегерцинские и раннеальпийские события.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тектоническая характеристика

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа простирается прямолинейно на 1300 *км* в восток-юго-восточном (общекавказском) направлении. На западе его непосредственным продолжением служит Горный Крым, а на востоке продолжение Большого Кавказа погружено под воды Каспийского моря и, возможно, выступает на его восточном берегу в складках Большого Балхана. Антиклинорный характер Большого Кавказа подчеркивается обнажением самых древних кристаллических пород фундамента в наиболее высокоподнятой его центральной части. В длительной и сложной истории тектонических движений в геосинклинали Большого Кавказа проявляются две противоположные тенденции: 1) формирование линейных, прослеживаемых на сотни километров в общекавказском направлении структурно-формационных зон; 2) одновременное развитие движений вдоль поперечных поднятий и прогибов, с которыми связано подразделение геосинклинали на отдельные сегменты. Если первая тенденция привела в конечном счете к образованию элементарных геосинклинальных зон, т. е. смену формаций в направлении, поперечном простиранию системы, то вторая вызвала индивидуализацию самостоятельных блоков, определяющих на длительное геологическое время режим осадконакопления, относительных поднятий и погружений, т. е. смену формаций по простиранию системы.

Наиболее значительным и существенным в тектоническом отношении является сегмент Центрального

Кавказа, где широко обнажен древний кристаллический фундамент, лишь на относительно небольшой площади перекрытый маломощным чехлом полого залегающих альпийских осадков. Этот сегмент представляет собой наиболее высоко поднятый блок, причем его постоянная тенденция к воздыманию распространилась и на сопредельные территории.

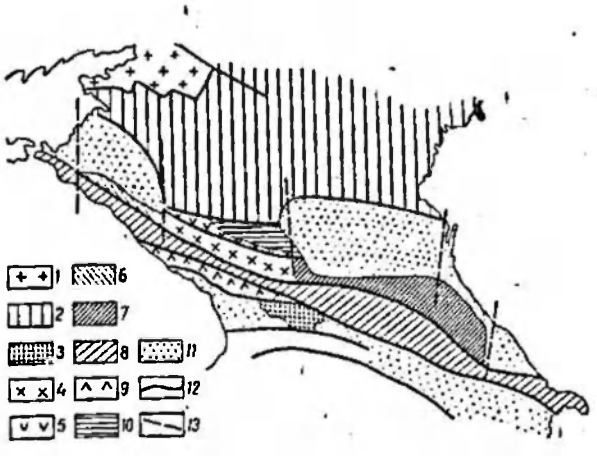
Северо-Западный сегмент Большого Кавказа опущен относительно Центрального. В его пределах все складчатые сооружения заметно суживаются и постепенно ступенчато погружаются во впадину Черного моря. Восточно-Кавказский сегмент также опущен относительно Центрального, но обладает столь же значительной шириной. Крайним является Юго-Восточный сегмент Кавказа, где антиклинорное сооружение сужается и резко погружается к востоку, где косо срезается Каспийским морем.

Границами между четырьмя отмеченными главными сегментами Большого Кавказа служат поперечные глубинные разломы (с востока на запад): 1) Таманско-Керчинская зона поперечного погружения, разделяющая мегантиклинории Крыма и Кавказа; 2) Пшехско-Адлерская между Северо-Западным и Центральным Кавказом; 3) поперечная структура, с которой совпадает Казбекская вулканическая область, отделяющая Центральный Кавказ от Восточно-Кавказского сегмента; 4) западная периферия Кусаро-Дивичинского прогиба, ограничивающая Восточный и Юго-Восточный сегмент, и 5) Апшероно-Кобыстанская зона, аналогичная Таманско-Керченской, с молодыми молассами и грязевым вулканизмом.

Продольные структурно-формационные зоны при переходе из одного блока в другой резко меняют свой характер, часто испытывают флексурообразные смещения и выклинивания. В северной части Центрального Кавказа протягивается Лабино-Малкинская моноклиналь, сложенная карбонатными осадками мезозоя и низов палеогена (рис. 73). Она представляет собой краевую часть эпигерцинской Предкавказской платформы, захваченную воздыманием Большого Кавказа. На юге она обрамляется Тырныауз-Пшекишской шовной зоной, являющейся границей альпийской геосинклинали. Зона разлома сложена дислоцированными осадками палеозоя и лейаса.

Далее следует горст-антиклинорий Главного хребта — осевое поднятие Большого Кавказа. В его пределах выступают гнейсы, кристаллические сланцы, герцинские гранитоиды, разбитые на ряд блоков вдоль узких разломных зон, выполненных смятыми сланцами лейаса. Еще южнее следует зона южного склона — длительно развивающийся геосинклинальный прогиб, выполненный мощными толщами юры, мела и палеогена. Она подразделяется на ряд подзон (Гамкрелидзе, 1957). Зона южного склона к востоку и западу от Центрального Кавказа резко расширяется и представляет собой мощные флишевые прогибы. Так, на Северо-Западном Кавказе зона Главного хребта погружается, а осевое поднятие

Рис. 73. Схема тектонического строения Большого Кавказа



1 — Украинский щит; *2* — Предкавказская эпигерцинская платформа; *3* — Дзирульский срединный массив; *4* — центральная часть Главного хребта; *5* — зона Передового хребта; *6* — западное погружение зоны Главного хребта; *7* — то же, восточное погружение; *8* — зона южного склона; *9* — Гагрско-Джавская подзона; *10* — Лабино-Малкинская зона; *11* — краевые и межгорные прогибы; *12* — глубинные разломы; *13* — поперечные нарушения

представлено Гойтхским антиклинорием, образованным на западном продолжении зоны южного склона. В Восточно-Кавказском блоке центральное поднятие, сложенное сланцами лейаса, объединяет два антиклинория (Главного и Бокового хребтов).

Предкавказская платформа в южной части, так же как складчатое сооружение Большого Кавказа в северной части, перекрыты крупными краевыми прогибами — Индоло-Кубанским на западе (общим с Восточным Крымом) и Терско-Каспийским на востоке. Между Большим и Малым Кавказом Закавказский срединный массив на западе перекрыт Рионским, а на востоке — Куринским межгорными прогибами.

Горный Крым считается непосредственным западным продолжением Большого Кавказа, так же как Степной Крым — Предкавказья. М. В. Муратов (1961_2 и др.) выделяет здесь единую мегантиклинальную структуру, южное крыло и часть ядра которой в настоящее время погружены под уровень Черного моря. В осевой части структуры выступают верхнетриасовые — нижнеюрские породы таврической серии, а крылья сложены осадками юры, мела, палеогена и неогена. По мнению Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963, 1964), в отличие от представлений П. Д. Гамкрелидзе (1957) позднедокембрийская—раннепалеозойская геосинклиналь распространялась не на весь Кавказ, а ограничивалась южным краем Восточноевропейской платформы. Повсеместная складчатость этой геосинклинали фиксируется молассовыми отложениями нижнего — среднего кембрия, установленными в различных районах Северного Кавказа (данные А. Л. Лунева и Н. Я. Потапенко). Вероятно, впоследствии здесь на длительное время установился квазиплатформенный режим, нарушенный лишь в начале герцинского цикла. К раннему девону относится возникновение вдоль глубинных расколов байкальской квазиплатформы главных прогибов Кавказа: Предкавказского, Передового хребта, южного склона и Армянского. Между ними остаточные части древней платформы выступают в качестве зон относительного поднятия (геоантиклиналей). К их числу относятся зоны Бечасынская, Главного хребта и Закавказья.

В зоне Предкавказья с позднего девона до перми существовал многогеосинклинальный режим осадконакопления; в отличие от нее зона Передового хребта представляет собой типичную эвгеосинклиналь с мощными накоплениями вулканогенно-осадочных, сильно дифференцированных отложений, что и наложило отпечаток на ее металлогенический облик.

Южнее эвгеосинклинали Передового хребта расположена зона устойчивых поднятий — Главный Кавказский хребет — длительное время разграничивавшая геосинклинальные бассейны северного и южного склонов Большого Кавказа. В прогибе южного склона относительно маломощный разрез терригенных и карбонатных осадков среднего — верхнего палеозоя свидетельствует о принадлежности его в герцинском цикле к многогеосинклиналям. Далее к югу располагается байкальский Закавказский срединный массив, кристаллическое основание которого местами перекрыто континентальными вулканогенными породами верхнепалеозойского возраста.

Главная герцинская складчатость проявилась в различных зонах разновременно, охватив период времени конец раннего карбона — пермь. С максимальной интенсивностью она распространилась в поднятиях, где вызвала гранитизацию и внедрение гранитоидов умеренно кислого состава. Зоны прогибов были несколько раньше охвачены складчатостью и магматизмом, проявленном в интрузивной и эффузивной формах. На южном склоне Большого Кавказа складкообразования не последовало, эта зона унаследованно развивалась в качестве прогиба, но многогеосинклинальный режим осад-

конакопления здесь сменился эвгеосинклинальным и амплитуда погружения значительно возросла.

В позднем палеозое на Большом Кавказе установился орогенный режим, сопровождавшийся накоплением моласс, угленосных, вулканогенных (субсеквентный вулканизм) и пестроцветных отложений.

Альпийский цикл знаменуется трансгрессией лейасового моря, распространившегося из зоны южного склона, взявшей на себя роль осевого прогиба альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Возникшие в это время глубинные разломы послужили путями для проникновения на поверхность магматических масс. С ними связано формирование кератофировых толщ нижнеюрского возраста на северном склоне и мощной порфиритовой свиты байоса на южном. В геосинклинали южного склона преобладало терригенное осадконакопление, в результате которого здесь образовались толщи глинистых сланцев и песчаников, достигающие иногда грандиозной мощности (в Дагестане 8 *км*). Терригенные осадки во многих местах сопровождаются продуктами подводной и вулканической деятельности, особенно активными в аалене.

В батском веке весь Большой Кавказ был охвачен интенсивными складчатыми движениями, обусловившими порой полное прекращение геосинклинального режима и стабилизацию (временную или окончательную) ряда структурных зон. Одновременно наблюдается внедрение гранитоидов, иногда (Келасурский, Горабский, Хевский массивы) довольно значительного размера. К таким новообразованным батским геоантиклиналям относятся юго-западная часть южного склона (Гагрско-Джавская зона П. Д. Гамкрелидзе), Верхнесванетская зона и обширные площади в пределах Северного Кавказа. Возникшие кордильеры послужили источником обильного терригенного материала, исходного для мощных флишевых толщ, характеризующих верхнеюрские — меловые отложения зоны южного склона Большого Кавказа. В пределах геоантиклиналей быстро выровнявшийся рельеф был залит мелким морем, на дне которого накапливались карбонатные отложения.

В позднем мелу здесь, как и на громадной площади континентального блока Земли (Страхов, 1949), развилось обширное море. Морем был покрыт почти весь Кавказ, кроме геоантиклинали осевой зоны Главного хребта, протянувшейся после батской складчатости вдоль всего перешейка. Именно отсюда продолжал поступать материал для флишевых прогибов. На рубеже эоцена и олигоцена последние начали осушаться в связи с региональным поднятием всей складчатой структуры. Нисходящие движения сместились к периферии Кавказа и обусловили формирование молассовых краевых и межгорных прогибов. Позднейшие тектонические движения выдвинули срединную часть Большого Кавказа в качестве единого крупнейшего мегантиклинория. Начиная с конца миоцена вдоль поперечного поднятия, прослеживающегося через Ставропольский свод и Эльбрус к Дзирульскому массиву, проявляется наземный вулканизм кислого, липарито-дацитового, затем среднего, андезито-базальтового, и, наконец, основного, базальтового состава. С этим вулканизмом связано образование гипабиссальных массивов гранитоидов и субвулканических трещинных малых интрузий гранит-порфиров (район Кавказских Минеральных Вод, Главного хребта, Тырныауза и др.). Характерно, что молодой континентальный вулканизм проявился только в зонах поперечных нарушений, но не разломов, определяющих размещение главных продольных структурно-фациальных зон. Данное обстоятельство позволяет отнести его к продукту посторогенной стадии, когда формировались наложенные структуры.

Металлогеническая характеристика

Металлогения Кавказа посвящено большое число исследований, начиная от Л. А. Варданянца (1931), который одним из первых в СССР предпринял опыт металлогенического анализа складчатых областей именно на примере Кавказа. В дальнейшем металлогения Большого Кавказа и отдельных его частей с различной детальностью освещается В. Г. Грушевым (1953 г.), К. Н. Чичинадзе (1945), Д. И. Щербаковым (1946) и другими исследователями. Современное, более полное представление по этому вопросу изложено в работах В. Б. Чекрыгина (1967), Ш. А. Азизбекова с соавторами (1964) и наших (Твалчрелидзе, 1957, 1961). Поскольку отмеченные исследования пользуются достаточной известностью, предлагаемый ниже очерк металлогении Кавказа нами приведен в сокращенном виде.

В соответствии с главными геосинклинальными циклами здесь широко представлены герцинская и альпийская металлогенические эпохи. Рудообразований заведомо допалеозойского возраста назвать нельзя — докембрийские осадки и изверженные породы столь интенсивно метаморфизованы в процессе последовавших неоднократно возобновляемых тектонических движений, что возможность сохранения в них первичных рудных месторождений сомнительна.

Киммерийская эпоха может быть выделена, так как достоверно установлен мезозойский возраст достаточно большого числа рудных месторождений.

Герцинская металлогеническая эпоха на Большом Кавказе устанавливается в рамках девон—триас, причем по главным своим стадиям она распределяется следующим образом: геосинклинальная — девон — ранний карбон; раннеорогенная — верхи раннего карбона — поздний карбон; позднеорогенная — пермь — триас. Каждой из стадий соответствуют специфические условия осадконакопления, формирования геологических структур, магматизма и рудообразования. При этом как геологические условия, так и порождаемые ими явления в отдельных тектонических зонах — секторах герцинской геосинклинали Большого Кавказа — были отчетливо различными. В качестве главных структур здесь выступают многогеосинклинальные прогибы Предкавказский и южного склона, эвгеосинклинальный прогиб Передового хребта, геоантиклинальные поднятия Главного хребта, Бечасынское и Закавказское (рис. 74). В первых отлагаются терригенные осадки, в пределах вторых — вулканогенно-осадочные и в третьих — маломощные отложения смешанного состава.

Металлогения геосинклинальной стадии находит выражение только в пределах зоны Передового хребта, выполнявшей роль осевого прогиба всей системы Большого Кавказа. Здесь в период девон — ранний карбон отложилась толща вулканогенно-осадочных пород мощностью до десяти тысяч метров.

В металлогеническом отношении наибольшее значение приобретает

Рис. 74. Схема районирования Большого Кавказа в герцинском цикле

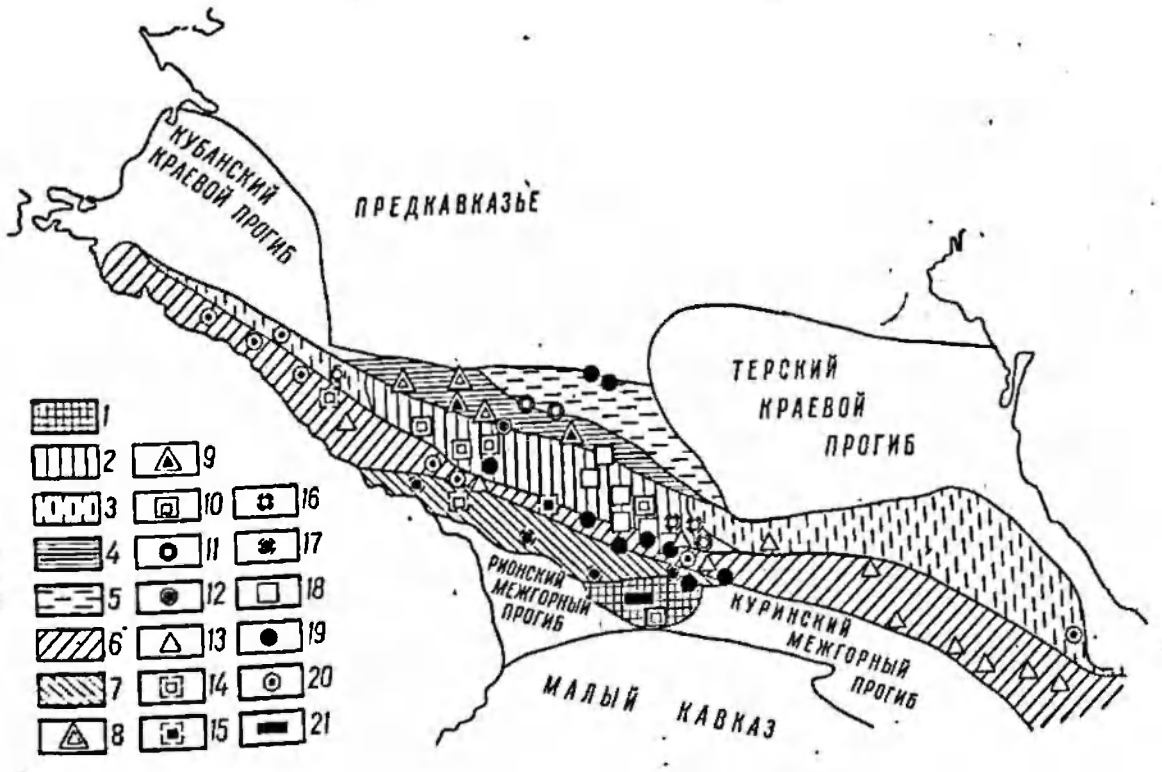


1 — многогеосинклинальные прогибы (номера на схеме: 1 — Предкавказский, 5 — южного склона); 2 — эвгеосинклинальные прогибы (3 — Передового хребта); 4 — геоантиклинальные поднятия (2 — Бечасынское, 4 — Главного хребта, 6 — Закавказское)

так называемая кизылкольская свита среднедевонского возраста, к которой приурочены крупные медноколчеданные месторождения Северного Кавказа. Менее существенными, но также металлогенически продуктивными являются массивы серпентинитов, которыми трассируются главные глубинные разломы, определившие общие границы и характер зоны Передового хребта. Таким образом, к ранней стадии герцинской эпохи Большого Кавказа относится образование месторождений двух рудных формаций: колчеданной в связи с геосинклинальным вулканизмом и магматической хромитовой, сопровождающихся комплексом сопутствующих рудопроявлений в связи с гипербазитовым магматизмом (рис. 75).

Формация колчеданных месторождений представлена на Северном Кавказе рядом месторождений, выявленных и разведанных в относительно недавнее время. Они расположены вдоль полосы, сложенной вулканогенными отложениями среднедевонского возраста, длиной до 150 *км* при ширине около 10 *км*. Рудоносные отложения подстилаются филлитоидной свитой нижнепалеозойского возраста и перекрываются карбонатными породами верхнего девона мощностью около 7 *км*. Наиболее значительными месторождениями являются Урупское, Худесское, Бескесское, Быковское. Все они представляют собой пластообразные, обычно согласные, реже секущие, залежи сплошных (массивных и вкрапленных) сульфид-

Рис. 75. Схема размещения рудных формаций в провинции Большого Кавказа



1 — Дзирульский массив; *2—3* — зона Главного хребта: *2* — центральная часть, *3* — восточное и западное погружения; *4* — зона Передового хребта; *5* — Бечасынская зона; *6* — зона южного склона; *7* — Гагрско-Джавская подзона; *8—12* — месторождения герцинских рудных формаций: *8* — колчеданной, *9* — хромитовой, *10* — редкометалльной, *11* — жильной кварц-полиметаллической, *12* — ртутной; *13—18* — месторождения киммерийских рудных формаций: *13* — медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической, *14* — редкометаллической, *15* — скарново-магнетитовой, *16* — жильной кварц-полиметаллической, *17* — барит-полиметаллической, *18* — арсенопирит-молибденит-шеелитовой; *19—20* — месторождения альпийских рудных формаций: *19* — фарберит-антимонитовой, реальгар-аурипигментной и свинцово-цинковой, *20* — ртутной; *21* — Чиатурское месторождение марганца

ных руд, в основной массе пиритных с наложенной медно-цинковой минерализацией. Рудные тела приурочены к кислым фациям вулканогенных пород.

Обычно в рудных районах наблюдается ритмичная смена основных и кислых разностей базальтоидной магмы. Начинаются ритмы излиянием лав диабазового состава и соответствующими пирокластолитами. Выше они постепенно сменяются более кислыми разновидностями вплоть до альбитофиров; затем после перерыва вновь следуют диабазы, начинающие очередной ритм. Таких ритмов насчитывается до трех и наиболее молодой из них одновременно является и наиболее продуктивным на колчеданное оруденение.

Рудные залежи ассоциируются с интенсивно гидротермально измененными (пропилитизированными) вулканитами, железистыми (гематитовыми) яшмами, а вблизи поверхности представлены маломощными зонами железных шляп, баритовой сыпучки, гипсоносных пород. Ореол измененных пород вокруг рудных залежей асимметричен, распространяясь плащом в сторону лежачего их бока и резко утоняясь в висячем. Руды и вмещающие их породы интенсивно метаморфизованы. При этом залегающие стратиграфически выше проявления жильного баритового и скарново-магнетитового в связи с интрузивным магматизмом оруденения, не образуют взаимопереходов с колчеданным, являясь, повидимому, более молодыми, наложенными.

В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1960) пришли к выводу об осадочно-вулканогенном происхождении колчеданной минерализации Северного Кавказа. Эта идея нашла дальнейшее детальное развитие в работе Н. С. Скрипченко (1966). Несколько иных, хотя в общем сходных представлений придерживается В. И. Буадзе (1962), считающий, что после сингенетичного пиритового оруденения вторая, собственно продуктивная халькопирит-сфалеритовая стадия минерализации проявилась путем наложения и метасоматоза более древних руд в условиях, когда начали отлагаться надрудные осадки. Во всяком случае у всех исследователей колчеданных месторождений Северного Кавказа не вызывает сомнения связь рудной минерализации с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом и отложение руд в результате деятельности гидротермальных поствулканических растворов в условиях либо водного бассейна, либо субвулканических.

Формация хромитовых рудопроявлений развита также в зоне Передового хребта, где приурочена к выходам массивов ультраосновных пород. Наиболее значительным из нескольких известных рудопроявлений является Беденское, на котором одно время проводилась кустарная добыча хромитовых руд. Оруденение отмечается в бассейне р. Большой Лабы и представлено десятком линз хромита мощностью до 1 *м* и длиной 20—30 *м*. Хромит содержит примеси никеля, кобальта и ванадия. Руды расположены в серпентинитовом массиве, являющимся, по мнению Г. Д. Афанасьева (1958), составной частью нижнепалеозойского, интенсивно дифференцированного уруштенского магматического комплекса. Этот последний состоит из различных производных базальтоидной магмы (серпентиниты, габбро, плагиограниты) и ранее относился к каледонскому циклу, а по новым данным датируется девонским возрастом, являясь, следовательно, герцинским.

Рудоносность уруштенского комплекса не ограничивается хромитовой минерализацией, связанной с ультраосновными породами. С более кислыми его разновидностями ассоциируются проявления апатитов. Последние известны в районе Маркопиджа, где расположены в зоне контакта гранитоидов с серпентинитами. Рудопроявления разведаны и отнесены к непромышленным.

Раннеорогенная стадия герцин-

ской эпохи, напротив, относительно слабо представлена в зоне Передового хребта, где она локализована в поднятом Блыбском блоке, а характерна только для Главного хребта. Эта стадия знаменуется наиболее интенсивными на Большом Кавказе тектоническими движениями и процессами гранитоидного магматизма. Они начались в конце среднего карбона и длились до перми, сопровождаясь воздыманием гор и отложением угленосных осадков средне-верхнекарбонового возраста. В результате этих движений зона Передового хребта прекратила геосинклинальное развитие, а в зонах поднятий внедрились мощные массивы гранитоидов. Г. Д. Афанасьев (1958) считает, что процессы натриевого метасоматизма, характерные для уруштенского комплекса, здесь сменяются калиевым метасоматозом. Г. М. Заридзе (1959) комплекс гранитоидов Главного хребта считает метасоматическим, образованным в результате гранитизации, а местные геологи (Г. А. Михеев, Г. П. Баранов, В. Б. Черницин, А. Л. Лунев, И. Я. Потапенко и др.) относят их за счет магматической деятельности. Г. Л. Одикадзе с геохимических позиций доказывает, что здесь проявлены, по-видимому, массивы различного генезиса. Во всяком случае не вызывает сомнения связь гранитоидов не с базальтовой, а с вторичной, палингенной гранитной магмой.

Гранитоиды обладают умеренно кислым составом (кварцевые диориты, гранодиориты) и занимают значительные площади в зонах Главного хребта и Бечасынской (массивы Улу-Камский, Иткольский, Балкарский, Тебердинский, Мало-Лабинский и др.). Относительно более молодыми (пермскими) являются мелкие массивы и жильные тела аляскитов и аплитов. Пегматитовые жилы часто сопровождают отдельные массивы гранитов и, возможно, представляют собой образования более ранние, чем кислые калиевые метасоматиты аплит-аляскитового состава. Возраст гранитоидов большинством исследователей датируется поздним палеозоем. Другие (Надарейшвили, 1962) считают двуслюдяные граниты девонскими, что устанавливается на основании анализа терригенного материала, а кислые их разновидности — верхнепалеозойскими. По этим данным калиевый метасоматоз наложен на гранитоидный магматизм и вызывает регенерацию, а порой и полное выщелачивание месторождений редких и цветных металлов, связанных с гранитами.

Формация редкометальных рудопроявлений, связанная с гранитами Главного хребта, подразделяется на ряд субформаций, имеющих довольно многочисленных представителей на Большом Кавказе. К ним относятся проявления кварц-молибденитовой формации (Улу-Кам, Белягидон, Блыбь, Азгек, балка Бавнцкого и др.), кварц-шеелитовой формации (Кти-Теберда, Улу-Кам и др.), кварц-касситеритовой формации (Илипсар), кварц-арсенопиритовой формации (Кускарты, Чегет-Джора, Кти-Теберда, Муху и др.). Рудопроявления тяготеют к зоне Главного хребта, Блыбскому поднятию, Бечасынской зоне. Они представлены пегматитовыми и кварцевыми жилами, содержащими оруденение отмеченных минералов, не имеющих промышленного значения. Наблюдается отчетливая связь с гранитами и приуроченность рудопроявлений к зонам эндо- и экзоконтакта массивов с кристаллическими сланцами.

Позднеорогенная стадия герцинской эпохи характерна для северной части геосинклинальной системы, тогда как в южной ее половине сохранились геосинклинальные условия. В депрессиях, образовавшихся на месте необращенных прогибов, накапливаются мощные молассы и кислые наземные лавы, геоантиклинали испытывают поднятие, а на южном склоне — погружение; здесь герцинская складчатость проявилась слабо. С триаса на северо-западе Кавказа начинается накопление осадков платформенного чехла.

Магматизм этого периода специфичен для большинства герцинских орогенов и представлен достаточно мощными накоплениями лав кислого состава, соответствующими субсеквентному вулканизму Г. Штилле. Производными этого магматизма являются также малые интрузии гранит-порфирового состава.

Формация жильных кварц-полиметаллических месторождений ассоциируется с малыми интрузиями порфиров пермского возраста. К ним относятся месторождения Эльбрус, Тызыл, Чочу-Кулак и ряд рудопроявлений, образующих западное звено полиметаллического пояса Северного Кавказа. Они приурочены к противоположным (северной и южной) периферням Бечасынской геоантиклинали, где развиты крупные краевые разломы. Локализация рудных полей наблюдается в местах сопряжения узких северо-западных складок с поперечными и другими разломами. В качестве вмещающих пород выступают герцинские гранитоиды, кристаллические сланцы и массивы ультраосновных пород. Верхнепалеозойский возраст свинцово-цинкового оруденения уверенно устанавливается по ряду факторов (Твалчрелидзе, 1961; Черницин, 1967).

В этой формации выделяются две субформации: кварц-полиметаллическая и барит-полиметаллическая. Рудные тела представлены жилами, оруденелыми тектоническими зонами, линзообразными залежами. Помимо сульфидов свинца и цинка присутствуют халькопирит, пирит, золото, серебро, реальгар, кварц, кальцит и барит. Месторождения обладают небольшими, но промышленными масштабами. В частности, месторождение Эльбрус довольно долгие годы успешно эксплуатируется.

Ртутная формация герцинского возраста для Большого Кавказа может быть выделена лишь весьма условно. К представлению о возможно позднегерцинском возрасте ряда ртутных рудопроявлений (Котел, Кышкыт) Северного Кавказа автор пришел на основании анализа геотектонического положения. Эти рудопроявления залегают в пределах зоны, испытавшей полное геосинклинальное развитие в герцинском цикле, входящей в состав Скифской плиты. Оруденение не установлено здесь в породах моложе триаса, вследствие чего его более логично считать герцинским, чем альпийским.

Киммерийская металлогеническая эпоха на Большом Кавказе проявилась в области к югу от Тырныауз-Пшекишского глубинного разлома, вдоль которого прошла граница между эпигерцинской Предкавказской платформой и альпийской геосинклиналью. Эта эпоха для данной провинции устанавливается в рамках юра — ранний мел и содержит набор событий, характерных для геосинклинальной и раннеорогенной стадий.

Геосинклинальная стадия киммерийской эпохи протекала в условиях эвгеосинклинального режима, установившегося на значительной части зоны южного склона, выступавшей в качестве осевого прогиба геосинклинальной системы. Эта зона в начале юры дифференцировалась на ряд структурных подзон (Гамкрелидзе, 1957), характеристика которых в масштабе данной работы представляется излишней. С проявлением базальтоидного геосинклинального вулканизма связано образование своеобразной рудной формации, месторождения которой приобретают все большее значение.

Формации медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений достаточно широко развиты как на северном, так и на южном склонах Большого Кавказа. Рудопроявления представляют собой скопления сплошных колчеданного состава руд на контактах даек и штоков диабазов, в аспидных сланцах лейаса вдоль крупных разрывов либо в пределах древнего комплекса — в различных кристаллических сланцах, а также кварц-

карбонатно-сульфидные жилы вне прямой связи с изверженными породами, локализующиеся в деталях трещинных структур отдельных рудных полей.

Линзообразные тела сложены медно-пирротиновыми рудами, состоящими из пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита, в отдельных случаях галенита, кобальтина, линнеита, касситерита; жильные минералы в виде кварца, хлорита, эпидота и некоторых других играют подчиненную роль. К этому типу относятся рудопроявления бассейнов рек Большой и Малой Лабы, Садонского района (Бурон, Лабагом, Ларс), южного склона (Лаура, Аданге, Мзнури и другие в Раче, Артана в Кахетии), Горного Дагестана (Борч и др.), Азейрбайджана (Кацдаг).

Жильные рудопроявления сложены кварцевой массой, реже карбонатами, содержащими минерализацию пирита, галенита, сфалерита, халькопирита и некоторых других сульфидов. К ним относятся рудопроявления по р. Белой на Северном Кавказе, Девдоракское месторождение на склонах горы Казбеги, Чонтио в Горной Тушетии, Девруша и другие в Раче, а также рудопроявления в Кахетии, Белоканском районе Азербайджана, Горном Дагестане.

В настоящее время установлено, что отмеченные два морфологических типа рудопроявлений обязаны своим образованием поствулканическим гидротермальным процессам юрского времени. Наиболее молодыми вмещающими породами являются глинистые сланцы низов средней юры (аалена), в большинстве же случаев рудные тела размещаются в осадках тоарского и несколько более древнего возраста. Проявления геосинклинального вулканизма, встречающиеся вдоль всей отмеченной рудоносной полосы Большого Кавказа, также не выходят за пределы аалена; терригенные отложения байосского возраста, как правило, в этой зоне не содержат следов вулканической активности, хотя существует предположение (Дзоценидзе, 1948), что дайки диабазов связаны с байосским вулканизмом, широко проявившимся южнее. Все проявления диабазового вулканизма между тем размещаются в породах древнее байоса и одновременно находят развитие вдоль северного и южного склонов Большого Кавказа на территории, далеко выходящей за пределы контакта с порфиритовой свитой байоса, локализованной преимущественно на площади Гагринско-Джавской зоны. Поэтому возможно, что диабазовый пояс Большого Кавказа связан не с байосским вулканизмом, а с несколько более ранним — тоарским или ааленским. Впрочем, вопрос этот требует более детальных исследований.

Отмеченная группа рудопроявлений, имеющая явно гидротермальное субвулканическое и частично более глубинное происхождение, по-видимому, несмотря на многочисленность своих представителей и обширность площади рудного пояса, не особенно перспективна. Промышленное значение выявлено лишь для немногих месторождений (Бурон, Ларс, Лабагом), в настоящее время уже отработанных. Поэтому ранее автор (Твалчрелидзе, 1961_1) не возлагал особенно больших надежд на медно-пирротиновую формацию Большого Кавказа. Однако открытия самых последних лет коренным образом изменили отношение к перспективам всего пояса. Но эти новые открытия относятся не к отмеченной группе, а к другому генетическому и морфологическому типу месторождений — пластообразному вулканогенно-осадочно-гидротермальному.

В Белоканском районе Азербайджана относительно недавно было открыто новое колчеданно-полиметаллическое месторождение Филизчай. Оно представлено залежью массивных пиритовых руд, содержащей полиметаллическую минерализацию. В рудах преобладает сфалерит, в меньшей степени пред-

ставлены галенит и халькопирит. Рудное тело залегает согласно среди песчано-слапцевых отложений сидеритовой свиты аалепского возраста. Эта свита, имеющая региональное распространение во всей Восточной слапцевой субпровинции Большого Кавказа, характеризуется обилием конкреций сидерита и пирита. В отдельных местах в составе пород свиты установлены проявления вулканической деятельности в виде туфов и других вулканогенных пород.

Рудная залежь Филизчайского месторождения в лежачем боку сопровождается гидротермальным метаморфизмом вмещающих глинистых слапцев, содержащих прожилки колчеданных руд. Внутри залежи встречаются пропластки измененных вмещающих пород, а висячий ее бок сложен породами, не несущими следов гидротермальной переработки. Руды сплошные, массивной, вкрапленной и полосчатой текстуры. По первоначальным выделениям массивного пирита метасоматически развиты другие сульфиды, относящиеся к более поздним образованиям. Морфологически сходными являются пластообразные залежи и других месторождений, открытых позже Филизчайского: Катехского в Азербайджане и Кизылдерейского в Дагестане.

Месторождение Кизыл-дере, расположенное к северо-востоку от первых двух, также представлено пластообразной согласной залежью сплошных колчеданных руд среди сидеритовой свиты аалена. В отличие от Филизчая рудное тело сложено пирротином, по которому метасоматически развивается халькопирит. Сфалерит и галенит практически отсутствуют. В связи с этим оно относится к медно-пирротиновым, а не к колчеданно-полиметаллическим месторождениям.

М. Б. Бородаевская и др. (1966) считают, что Филизчайское месторождение по существу аналогично колчеданным месторождениям Урала, залегает несогласно с вмещающими породами, является постскладчатым, метасоматическим месторождением, контролируемым региональным надвигом. Впечатление о вулканогенно-осадочном генезисе создалось у В. И. Буадзе на основании положения залежи Филизчайского месторождения в общей структуре участка, а также согласного ее залегания и характера противоположных зальбандов. В 1967 г. В. И. Смирнов совместно с автором обследовал отмеченные месторождения, в результате чего была разработана заслужившая признание концепция об осадочно-гидротермальном происхождении колчеданных залежей в слапцевых толщах Восточного Кавказа (Смирнов, 1967).

Пластообразные колчеданные месторождения Восточного Кавказа вполне аналогичны таковым Западной Германии (Мёгген, Рамельсберг), Болгарии (Граматиково), Югославии (Боровица) и, повидимому, Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза). Они позволяют с новых позиций оценить металлогенические особенности терригенных отложений, содержащих следы конседиментационного геосинклинального базальтоидного вулканизма.

Формация жильных кварц-полиметаллических месторождений Северного Кавказа ранее относилась к поздней (Твалчрелидзе, 1961) или средней (Черницин, 1967) стадиям киммерийской эпохи. Однако анализ современного фактического материала свидетельствует, что это звено давно разработанной металлогенической схемы оказывается наиболее уязвимым.

На Северном Кавказе принято выделять полиметаллический пояс, западное звено которого включает позднегерцинские месторождения Бечасынской зоны, а восточное — позднекиммерийские жильные месторождения Садонского и смежных с ним рудных районов. Эти последние приурочены к Дигоро-Осетинской зоне, представляющей относительно устойчивую периферическую часть геосинклинали север-

ного склона Большого Кавказа.

Полиметаллический пояс не представляет собой самостоятельного структурного элемента, а распространяется на ряд таких элементов, в том числе и разнотипных, если к нему отнести, как это делает В. Б. Чернцин (1967), рудопроявления Северо-Западного Кавказа, Большой и Малой Лабы, Уруштена и с другой стороны — Горного Дагестана. В таком понимании пояс не только не противопоставляется медно-пирротиновому, но более того — сливается с ним. Такое слияние имеет место на западе и востоке Большого Кавказа. В центральной части Кавказа полиметаллический пояс принято относить к территориям, расположенным к северу от Штулу-Харесской депрессии, а медно-пирротиновый — к югу от северного, ограничивающего ее разлома. Принято также считать, что если медно-пирротиновый пояс распространен в пределах прогибов юрской геосинклинали, то полиметаллический — в зонах относительных поднятий.

Четкого принципа для разграничения медно-пирротинового и полиметаллического поясов мы не находим и при рассмотрении вопроса о связи оруденения различных формаций с магматизмом. Для медно-пирротинового пояса лишь предположительно устанавливается парагенетическое родство с аален-ским вулканизмом. Что касается полиметаллической минерализации, то этот вопрос остается еще менее ясным. Принято говорить о связи оруденения с лейасовыми кератофирами, по возраст их еще более древний, чем ааленский вулканизм. Возможна связь с диабазами, что также вполне соответствует возрасту медно-пирротиновых месторождений. Наконец, само положение полиметаллических месторождений, нигде на Северном Кавказе не достигающих пород байосского возраста, а обычно размещающихся в отложениях, значительно более древних, тоже в данном случае не позволяет резко разграничить эти две формации.

Данная формация на Северном Кавказе представлена месторождениями Садон, Згид, Холст, Хаником и многими другими. Они залегают в породах древнего кристаллического комплекса, преимущественно в палеозойских гранитах, вулканогенных породах так называемого «кератофирового горизонта», песчано-сланцевых отложениях нижнеюрского возраста. Наиболее крупные месторождения, служившие объектом эксплуатации еще задолго до Октябрьской революции (Садон), так же как и открытые впоследствии (Згид, Холст), залегают среди гранитов палеозойского возраста. Они представляют собой жилоподобные рудные тела, прослеживающиеся на значительные расстояния как по простиранию, так и на глубину. Эти месторождения можно сравнить с такими широко известными полиметаллическими жильными месторождениями, как Линарес в Испании и Монтевеккьо в Сардинии.

Месторождения, залегающие в палеозойских гранитах, приурочены к крупным тектоническим нарушениям, ориентированным поперечно к общекавказскому направлению структур. При переходе рудовмещающих трещин в вулканогенные породы кератофирового горизонта наблюдается утонение рудных тел и резкое уменьшение интенсивности минерализации. Окончательное выклинивание рудных жил главных месторождений по простиранию отмечается в пределах сланцевых толщ, где структуры практически не содержат рудной минерализации.

В юрских отложениях месторождения приурочены к региональным продольным разломам и локализуются в оперяющих трещинах либо непосредственно в зонах разлома. К ним относится Фиагдонская группа (Кадат, Какадур, Хаником). Характерной особенностью рудной минерализации является залегание в пределах зоны, сложенной плотными, интенсивно окварцованными глинистыми сланцами.

Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, менее распространены арсенопирит, пирротин и магнетит; жильные представлены кварцем и отчасти карбонатом. Вертикальный диапазон минерализации весьма значителен (2500 *м*), причем верхняя граница продуктивного интервала, по данным В. Б. Чернцина (1967), в период рудоотложения располагалась на 700—1000 *м* от поверхности.

Приведенные краткие сведения не дают основания для резкого разграничения двух вышеописанных рудных формаций. Вероятно, месторождения той и другой образовались близко во времени, но в различных геолого-структурных условиях. Если медно-пирротиновые рудопроявления характерны для зоны погружения эвгеосинклинали, то полиметаллические — для зоны относительных поднятий, где породы фундамента погружены на меньшую глубину, а на значительной площади непосредственно обнажаются на поверхности. Для структур первого типа характерен геосинклинальный основной вулканизм, тогда как для вторых — кислые дифференциаты базальтоидного вулканизма. Примером служит кератофировый горизонт нижнеюрского возраста, широко распространенный в пределах Дигоро-Осетинской рудоносной площади. Можно предположить, что его образование обусловлено активностью базальтовой магмы, контаминированной за счет ассимиляции пород кристаллического фундамента.

Возраст минерализации, по мнению автора, в месторождениях обеих рудных формаций не выходит за пределы аалена и в этом случае может быть произведена возрастная параллелизация с геосинклинальным вулканизмом. Последний, правда, несколько более древний, но поствулканические процессы, в том числе и гидротермальные, обычно длятся после полного прекращения вулканической активности. В таком случае полиметаллические месторождения должны относиться к геосинклинальной стадии киммерийской металлогенической эпохи. Это мнение высказывается здесь в качестве предположения, требующего дальнейшего обсуждения на конкретном материале.

Раннеорогенная стадия киммерийской эпохи на Большом Кавказе бесспорно проявлена лишь в Абхазии; все другие массивы гранитоидов — Тырныаузский, Сангутидонский, Теплинский и другие, — причисленные В. Б. Чернцинным к киммерийским, по современным данным определений радиометрического возраста бесспорно должны быть отнесены к альпийским, т. е. к очень молодым образованиям.

В Абхазии следует выделить мезозойские гранитоиды двух различных типов: 1) массивы магматических пород среднеюрского возраста, представляющих собой кислые дифференциаты базальтовой магмы; 2) массивы гранитоидов, относящихся к производным гранитной, коровой магмы. К первой группе относятся массивы горы Каменистая, Санчарский, Горабский и другие, расположенные в северной сланцевой зоне южного склона. Вторая группа представлена наиболее крупным на южном склоне Келасурским массивом. Бесспорный среднеюрский возраст магматизма устанавливается пересечением гранитоидами порфиритовой свиты байоса и перекрыванием размытой поверхности Келасурского массива пестроцветной свитой кимериджа. Поэтому данные породы служат репером для шкалы абсолютного возраста.

Формация редкометальных рудопроявлений, связанных с Келасурским массивом, весьма незначительна по масштабам. Рудопроявления представлены маломощными аплит-пегматитовыми и кварцевыми жилами, а также трещинными зонами, локализованными в эндоконтакте массива гранитоидов. Помимо рудных минералов, отмеченных в наименовании формации, в них наблюдается пирит и халькопирит и очень редко

сульфиды свинца и цинка. Таким образом, рудопроявления в миниатюре повторяют герцинскую металлогению Главного хребта.

Келасурский массив, за пределы которого проявления данной минерализации не распространяются, представляет собой крупное магматическое тело, образование которого соответствует складчатости и поднятию Келасурской зоны, отчленившейся от геосинклинали южного склона в период батской фазы. Эта область поднятия в последующее время сохранила глыбовый характер и не испытала повторного геосинклинального погружения. Принадлежность келасурских гранитоидов к производным гранитной магмы подтверждается наличием генетически связанной с ними редкометальной минерализации гранитной линии.

Формация скарново-магнетитовых рудопроявлений, связанных с габбро-диоритовыми и гранитоидными породами южного склона, пожалуй, столь же маловажна в практическом отношении, как и предыдущая. К ней относятся рудопроявления Санчарское и по р. Белой в Абхазии и Кирарское в Сванетии. Оба они представлены относительно небольшими залежами магнетитовых руд, залегающих в гранатовых и других скарнах, развитых на контакте габбро-диоритовых интрузивов с вмещающими сланцевыми толщами разного возраста.

Эти рудопроявления показывают различия металлогенического характера гранитоидов, залегающих в северной части зоны южного склона, относящихся к базальтоидной линии, и гранитоидов области киммерийской консолидации юго-западной окраины этой зоны, характеризующейся гранитной металлогенией. Данное обстоятельство позволяет высказать предположение (опять-таки в порядке обсуждения) о возможном генетическом различии изверженных пород южного склона Большого Кавказа. Здесь, вероятно, можно выделять: 1) геосинклинальный вулканизм раннеюрского — ааленского возраста; 2) геосинклинальный вулканизм байосского возраста; 3) гранитоидный магматизм базальтоидного происхождения среднеюрского возраста; 4) то же палингенного происхождения. Каждая из выделенных групп магматических пород обладает своеобразной металлогенией.

Позднеорогенная стадия киммерийской эпохи охватывает период времени поздняя юра — ранний мел. В пределах тектонических зон, испытавших батскую складчатость, в этот период устанавливается режим эпиконтинентального развития; накапливаются вначале терригенные, а затем маломощные карбонатные осадки и пестроцветы. Местами отмечаются дайки изверженных пород, но вообще вулканизм имеет весьма локальное развитие (кимеридж и сеноман). К металлогеническим образованиям этой стадии по предлагаемой здесь схеме (отличающейся от наших прежних построений) можно предположительно отнести только свинцово-цинковые и баритовые месторождения южного склона Большого Кавказа, локализованные преимущественно в Гагринско-Джавской металлогенической зоне (юго-западная часть зоны южного склона).

Формация барит-полиметаллических месторождений представлена рядом месторождений, которые автором объединялись под наименованием «полиметаллический пояс южного склона» (Твалчрелидзе, 1961). Баритовые месторождения Западной Грузии (Хвамли, Жонети, Циплари и др.) издавна служат объектом эксплуатации и в настоящее время в значительной степени отработаны. Сейчас горные предприятия базируются на месторождениях Абхазии (Пицикварское и Апшринское), Сванетии (Хаишское), Рачи (Чордское). Эти месторождения представлены жилами высококачественного барита, залегающими в породах порфиритовой свиты байоса; лишь Апшеронское

месторождение образует согласные залежи среди верхнеюрских известняков; несколько маломощных жил на Чордском месторождении залегают в массивных известняках оксфорда.

Свинцово-цинковые месторождения подразделяются на две формации: 1) кварцевые жильные месторождения и рудопроявления в порфиритовой свите байоса, иногда образующие взаимопереходы к баритовым жилам (Амакеква, Телиари, Хвамли, Тхмори); 2) стратиформные свинцово-цинковые рудопроявления в карбонатных породах титона (Дзышра, Брдзышха). Все они не имеют промышленного значения, но некоторые могут разрабатываться в небольших масштабах.

По ряду признаков возраст минерализации датируется в пределах конца юры — начала мела (Твалчрелидзе, 1961), чему не противоречат и результаты новейших исследований (А. И. Хабалов и др.). Видимой связи оруденения с магматизмом подметить не удается; месторождения относятся к близповерхностным, низкотемпературным образованиям.

Альпийская металлогеническая эпоха на Большом Кавказе представлена значительным числом месторождений ранне- и главным образом позднеорогенной стадий. В период времени поздний мел — антропоген здесь произошли геологические события, коренным образом изменившие весь геотектонический режим системы. В позднем мелу Кавказ был охвачен региональной трансгрессией. В это время продолжалось погружение шовной геосинклинали южного склона. В ней происходило накопление мощных толщ флиша. В связи с этим геосинклинальная стадия альпийской металлогенической эпохи бесплодна в отношении эндогенного оруденения.

Что касается орогенных стадий альпийского цикла, то они в большей степени характеризуются складчато-глыбовыми, а не геосинклинальными условиями развития.

Раннеорогенная стадия проявилась одновременно с крупными тектоническими движениями эоцен-миоценового возраста, вызвавшими полную консолидацию шовных геосинклинальных зон и возникновение горноскладчатой страны.

Формация арсенопирит-молибденит-шеелитовых месторождений имеет узловое распространение, будучи тесно пространственно и генетически связанной с массивами молодых гранитоидов. К наиболее крупным арсенопиритовым месторождениям Кавказа относится Цанское в верховьях р. Цхенис-Цкали (Сванетия). Оно представлено тремя участками: Корлдаш (Цурунгал), Чорохи Зесхо, связанными с тремя выходами Цурунгальского массива гранодиорита, датирующегося, по данным определения радиометрического возраста, поздним эоценом. Интрузив залегает в аспидных сланцах нижнеюрского возраста и окружен ореолом контактовых роговиков, а также сопровождается серией даек порфировых пород. Кварц-сульфидные жилы залегают в породах эндо- и экзоконтакта интрузива, часто на противоположных его периферии, падая навстречу друг другу. Структура и минералогия жил детально изучены рядом исследователей (А. Д. Ершов, А. А. Курцикидзе и др.).

Жилы сложены кварцем, полевым шпатом, турмалином; в качестве рудных минералов присутствуют арсенопирит, слагающий порой 30% и более рудной массы, молибденит, вольфрамит, халькопирит, сфалерит, галенит, антимонит, золото, сурьма, висмут, минералы серебра. В жилах участка Чорохи значительную роль играют касситерит и станнин. Руды образовались в несколько стадий минерализации — от высокотемпературных до низкотемпературных. Месторождение давно эксплуатируется, но в небольшом масштабе ввиду ограниченной потребности промышленности в мышьяковых рудах. Сходные, но менее значительные по масштабам жилы известны на Се-

верном Кавказе (месторождения Сангутидон, Тападон и др.).

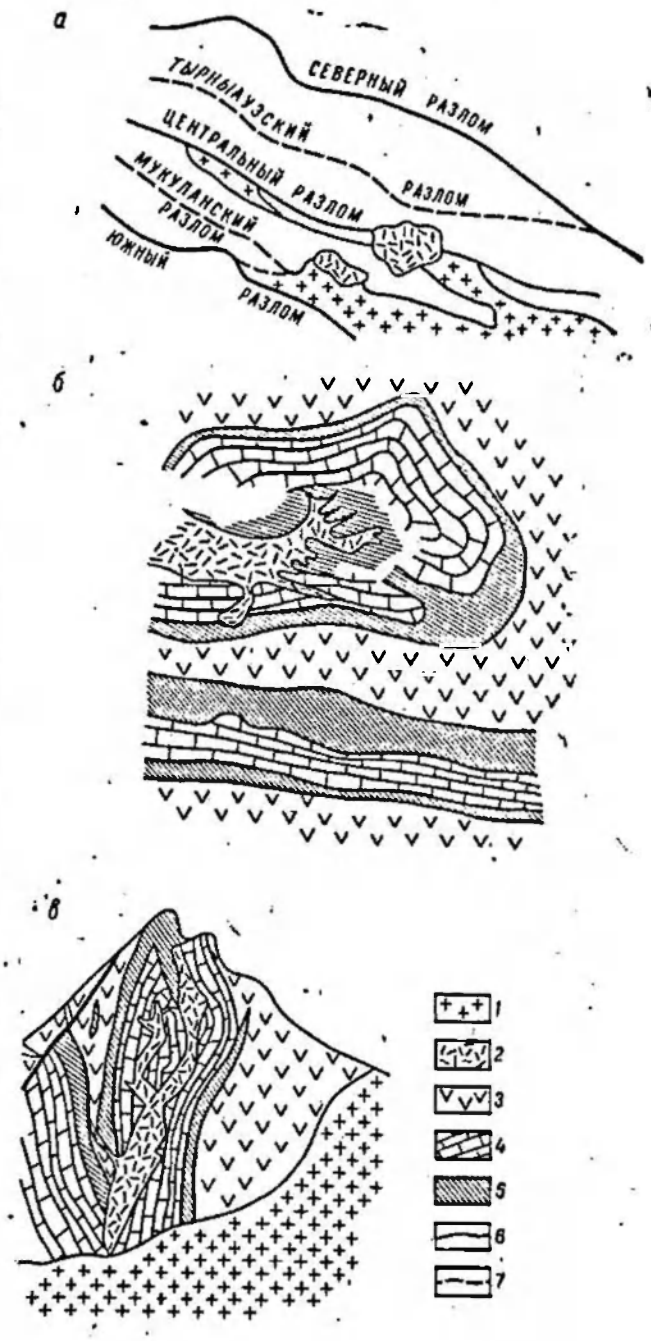
Первенцом молибденовой промышленности Союза является Каробское месторождение в Горнорачинском районе в настоящее время полностью отработанное (Г. И. Харашвили). Оруденение молибденита приурочено к дайкообразному телу дацита, молодой возраст которого фиксируется пересечением им линии Главного надвига кристаллического фундамента Кавказа на глинистые сланцы лейаса. Червеобразные чешуйки молибденита совместно с кварцем образуют рассеянную вкрапленность в дацитах и за их пределы не выходят. Минеральный состав крайне прост: кварц, молибденит и более поздние выделения пирита и халькопирита. Вблизи Кароби имеется аналогичный выход дацита у ледника Киртышо, где содержится крайне убогое оруденение молибденита. Здесь же отмечено две кварц-сульфидные жилы с касситеритом и станнином.

Месторождение, сходное с Кароби, недавно обнаружено в Северной Осетии. В его пределах развиты брекчиевые трубки взрыва, на периферии которых развиты относительно богатые оруденения молибденита и арсенопирита. Трудная доступность и большая высота участка препятствует его детальному изучению.

Наиболее крупным месторождением молибдена и вольфрама на Кавказе является Тырныаузское. Оно в настоящее время детально изучено благодаря многолетним работам многих геологов (Б. В. Орлов, Н. А. Хрущов, А. В. Пэк, О. Н. Конопов и др.).

Месторождение расположено в зоне Передового хребта Северного Кавказа в тектоническом клине шириной 3—4 *км*, зажатом между докембрийскими и палеозойскими породами фундамента. Участок сложен среднепалеозойскими и нижнеюрскими интенсивно дислоцированными отложениями, вмещающими разного состава и возраста магматические образования. Клин ограничен с севера и юга крупными

Рис. 76. Схема структуры Тырныаузского месторождения



а — ориентировочный план разломов; *б* — план одного из разведочных горизонтов; *в* — приближенный разрез месторождения
1 — эльджуртинские граниты; *2* — лейкократовые породы; *3* — биотитовые роговики; *4* — карбонатовая свита; *5* — скарны и рудные тела; *6* — главные разломы; *7* — второстепенные разломы

разломами, а внутри разбит на ряд блоков сопряженными с ними нарушениями (рис. 76). Геологический разрез рудоносного участка детально изучен местными геологами (Н. К. Нефедов, М. В. Тараканов и др.).

Мезо-кайнозойский магматический комплекс сложен эльджуртинскими порфировидными гранитами, обнаженными в юго-восточной части рудоносного участка, а также установленными в виде изолированных выходов вдоль Центрального разлома (см. рис. 76, *а*); лейкократовыми гранитоидами (гранит-порфиры, гранит-аплиты); липаритами, выступающими в виде трех штоков в восточной части участка; витрофирами, андезитами и базальтами, образующими редкие жилы.

Возраст изверженных пород района, а в связи с этим и оруденения долгое время служил объектом полемики; этот вопрос нельзя и сейчас считать окончательно решенным. Существуют мнения о позднепалеозойском (Хрущов, 1948), мезозойском (Черницин, 1967), третичном (Соловьев, 1940) возрасте минерализации. Современные исследования в этом направлении подтверждают представления о крайне молодом возрасте месторождения (14 млн. лет и меньше).

Рудоносная зона оконтурена разломами первого порядка, по которым отмечается амплитуда сдвига в обе стороны около 1 *км*. Перемещения вдоль частных разломов внутри зоны определяется в 400—900 *м*. Месторождение, как это видно на рис. 76, *б*, в плане представляет собой подковообразный рудный столб известняков с крутым, почти вертикальным падением. Рудные скарны приурочены к контакту силикатных и карбонатных пород. Лейкократовые граниты окаймляются маломощным ореолом темно-зеленых плотных скарнов. Общая структура месторождения представляет собой комбинацию сложных, поставленных на голову, синклиналей и антиклиналей, сложенных известняками (см. рис. 76, *в*).

Оруденение развито в скарновых зонах. При этом шеелит образовался одновременно со скарнами, а молибденит совместно с интенсивным окварцеванием проявляется позже. Рудные тела и скарны секутся липаритами. На глубине структура пересекается крупным штоком эльджуртинских гранитов, в которых оруденение не распространяется.

Этот изумительно интересный и разнообразный по составу минерализации рудный район кроме молибденита и шеелита содержит также золото, полиметаллические, висмутовые и антимонитовые руды.

Позднеорогенная стадия альпийской эпохи более разнообразна, чем средняя, хотя не сопровождается образованием столь значительных месторождений. Их можно сгруппировать в четыре группы формаций: антимонит-ферберитовую, реальгар-аурипигментную, ртутную и свинцово-цинковую.

Формация ферберит-антимонитовых месторождений характерна для позднеорогенной стадии металлогенических эпох, хотя некоторые исследователи связывают ее с активизацией, по-видимому, справедливо (Щеглов, 1968 и др.). Вероятно, эти месторождения являются примером аномальных рудных формаций, в которых находят совместное проявление металлы, характерные для генетически различных магм — базальтовой (в данном случае сурьма) и гранитной (вольфрам).

Месторождения образуют выдержанный пояс вдоль южного склона центральной части Главного хребта и встречаются отчасти на территории Сванетии, а главным образом Горной Рачи. Здесь к этой формации относятся как кварц-антимонитовые жилы (месторождение Зопхито) с очень высоким содержанием сурьмы, так и часто кварц-ферберитовые жилы (месторождение Ноцара). Однако обычно в первых присутствует ферберит, а во вторых — антимонит. Помимо этих главных минералов в небольшом количестве встречаются арсенопирит, шеелит, пирит, халькопирит, иногда реальгар, киноварь и самородное золото. Обычная форма рудных тел жильная, иногда в глинистых

сланцах развиты рудоносные зоны смятия. Вмещающими породами служат древние граниты, аспидные и глинистые сланцы лейаса. Рудоконтролирующими структурами являются протяженные зоны взбросового типа, причем непосредственная локализация оруденения отмечается в относительно мелких сопряженных структурах. Масштабы рудопроявлений небольшие, но они представляют собой тем не менее вполне реальные объекты для эксплуатации, в силу чего многие из них кустарно отработаны, другие ждут освоения.

Формация реальгар-аурипигментных месторождений представлена рядом месторождений районов Горной Рачи и Юго-Осетии, где они вытянуты в виде небольшого пояса, выступающего в роли внешнего ореола зонального ряда рудопроявлений (Чичинадзе, 1945). Единичные рудопроявления и месторождения встречаются и в осевой части Главного хребта (Гвандрское). Реальгар-аурипигментовые месторождения Рачи залегают в толще карбонатного флиша верхнеюрского — нижнемелового возраста и в этом отношении представляют собой исключение, так как осадки флиша в данном районе не содержат проявлений эндогенной минерализации, помимо мелких проявлений киновари.

Наиболее значительным является Лухумское месторождение, расположенное в верховьях р. Лухумис-Цкали и представленное крупной рудоносной зоной смятия в мергелях, содержащей очень богатое оруденение реальгара и аурипигмента. Образцы руд из этого месторождения славятся своей эффектностью и украшают многие минералогические музеи СССР. В его рудах присутствуют также незначительные количества антимонита, киновари и пирита; жильными минералами являются кварц и кальцит. Вдоль этого пояса в пределах Рачи находятся сходные, но не столь богатые месторождения Урави, Сакао и другие, а в Юго-Осетии — Сохта и Абано.

Переходный тип минерализации от ртутной к реальгар-аурипигментной формации развит на месторождении Кодис-Дзири, где оруденение контролируется крупной дайкой альбитофира, вытянутой в субширотном направлении на 3 *км*. В обоих зальбандах дайки вдоль сланцеватости карбонатных пород развито реальгар-аурипигментное и киноварное оруденение; на нижних горизонтах оно ассоциируется с полиметаллической минерализацией. Месторождение пока не нашло промышленной оценки, хотя его крупные размеры, на наш взгляд, не должны вызывать сомнения.

Формация ртутных месторождений Большого Кавказа развита изолированно от сурьмяной, хотя здесь имеются месторождения того и другого металла и порой киноварь в рудах ассоциируется с антимонитом. Тем не менее к ртутной формации относятся месторождения мономинерального киноварного типа. Геохимические причины изоляции этих двух столь родственных металлов пока остаются неизученными.

Ртутный пояс Большого Кавказа является одним из крупнейших на Земле. На западе он зарождается в Горном Крыму, где установлены слабые признаки киноварной минерализации, затем представлен рядом промышленных месторождений Северо-Западного Кавказа и далее в виде двух ветвей оконтуривает выходы кристаллического фундамента Центрального Кавказа. Северная ветвь пояса возможно имеет позднегерцинский возраст, как это уже и было отмечено автором выше при характеристике герцинской эпохи; в таком случае ее не следует считать частью этого пояса. Южная ветвь пояса прослеживается в горной части Абхазии, отчасти в Сванетии, далее в Горной Раче, Северной Осетии и после перерыва — в Горном Дагестане. Вероятно, после перерыва в наложенной котловине Каспийского моря пояс вновь проявляется в Копетдаге, где также развита ртутная минерализация, правда, несколько иного

типа. При такой интерпретации общая длина пояса достигает почти 2000 км.

Несмотря на столь грандиозные размеры ртутного пояса, в нем пока не выявлено крупных промышленных месторождений, хотя практический интерес некоторые из них несомненно представляют. Так, к наиболее перспективным районам ртутной минерализации, по современным данным, относятся Северо-Западный Кавказ и Горная Абхазия. В первом случае (Петреба, 1961) развиты небольшие, но относительно богатые месторождения, локализованные преимущественно в отложениях нижнемелового флиша (Подхребтовое, Запорожское, Сахалинское и др.). Они контролируются краевыми разломами, ограничивающими флишевые синклинории (Демидова, 1961). В Горной Абхазии оруденение приурочено к глубинному разлому длительного развития и образует ряд рудопроявлений и месторождений, залегающих в песчано-сланцевых отложениях тоара и аалена. Наиболее значительными являются месторождения Ахейское и Авадхарское, заслуживает интереса также недавно открытое проявление самородной ртути в песчаниках келловей — оксфорда.

Ахейское месторождение представляет собой мощную зону смятия, согласную с вмещающими, интенсивно складчатыми породами. Минерализация киновари локализована в отдельных пачках песчаника, причем вкрапленность почти полностью отсутствует в самих песчаниках и минерализацию содержат лишь трещины, пронизывающие песчаники густой сетью.

Помимо киновари здесь местами обнаруживаются антимонит, пирит, очень редко халькопирит, сфалерит и галенит; роль жильных минералов играют кварц, кальцит и диккит. На некоторых участках Авадхарского месторождения помимо них присутствуют реальгар и аурипигмент. Диккитизация повсеместно сопровождает минерализацию киновари.

В Горной Раче известно Талахинское месторождение, в Северной Осетии — Тибское и в Дагестане — Хпекское. Все они залегают в глинистых сланцах нижнеюрского возраста, причем оруденение тяготеет к песчаникам либо интенсивно раздробленным, окварцованным сланцам. Возраст минерализации по ряду признаков определяется как неогеновый.

Формация свинцово-цинковых месторождений охватывает сравнительно небольшую их группу, расположенную в районе Юго-Осетии и отчасти Кавказских Минеральных Вод. Наиболее значительно из них Квайсинское месторождение. Оно залегает в породах порфиритовой свиты байоса, а также в массивных известняках верхней юры. В первых оно образует жилообразную залежь, а во вторых — метасоматические тела типа манто, цепочкообразно вытянутых вдоль разлома. Месторождение контролируется крупными разрывами, сопряженными, по-видимому, с линией надвига, вдоль которого флишевые осадки мелового возраста надвинуты на жесткое основание нижне-среднеюрских отложений, консолидированных в период батской складчатости.

Рудное тело имеет значительную мощность и сложено карбонатной массой, содержащей минерализацию кварца, халцедона, колломорфных сфалерита, галенита, марказита; встречаются серебросодержащие минералы, гринокит. Часть месторождения, залегающая в порфиритах байоса, отработана, в настоящее время эксплуатируются глубокие горизонты, где несколько менее богатые руды расположены среди верхнеюрских известняков, зажатых в виде клина между двумя разрывами. Аналогичным является месторождение Эрцо, расположенное вблизи Квайсинского также в юрских известняках.

Молодой, по-видимому неогеновый, возраст минерализации, ранее предполагавшийся нами на основании ряда геологических наблюдений (Твалчрелидзе, 1961), в настоящее время установлен определением

радиометрического возраста калийсодержащих минералов, отобранных в околорудноизмененных породах (М. М. Рубинштейн).

В районе Кавказских Минеральных Вод свинцово-цинковая минерализация установлена в контактовых частях некоторых массивов изверженных пород, где она ассоциируется с датолитосодержащими скарнами. К наиболее молодым, уже четвертичным проявлениям эндогенной минерализации относятся скопления вулканической серы на склонах горы Эльбрус.

Таким образом, металлогеническая провинция Большого Кавказа достаточно богата рудами ряда металлов, в том числе меди, свинца, цинка, ртути, молибдена, вольфрама, мышьяка, сурьмы. Одновременно она бедна железом, хромом, никелем, кобальтом, оловом, золотом, редкими элементами и рядом других. Такая специализация связана с историей геосинклинального и складчато-глыбового периодов развития данной геосинклинальной системы.

МАЛОКАВКАЗСКО-ПОНТИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Тектонические зоны Малого Кавказа Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1964) подразделяют на три категории: 1) возникшие на месте первичных раннеальпийских прогибов (юра — мел); 2) то же на месте вторичных альпийских прогибов (мел — палеоген); 3) не испытавшие в альпийское время геосинклинальных погружений. Все прогибы вне зависимости от их характера обладают интенсивной магматической активностью. Вулканогенные толщи весьма широко развиты в разрезе юрских, меловых и палеогеновых геосинклинальных осадков, а неоген-четвертичные наземные вулканические излияния слагают до 25% территории Малого Кавказа.

К Малому Кавказу принадлежат следующие относительно крупные тектонические зоны, в свою очередь подразделяемые на отдельные антиклинории и синклинории либо на подзоны.

1. Аджаро-Триалетская зона на северо-западе, сложенная вулканогенно-осадочными породами верхнемелового — палеогенового возраста, образующими систему сравнительно пологих складок, создающих веерообразную структуру вследствие надвигания их в северном направлении на Грузинскую глыбу, а в южном — на Артвино-Сомхетскую глыбу. В центральной части зоны на ее западном погружении развиты небольшие массивы габбро-сиенит-диоритовых пород предверхнеэоценового возраста, а на ее северной периферии — сиениты верхнеэоценового возраста. Зона является эвгеосинклинальной.

2. Сомхето-Карабахская зона развита к югу и юго-востоку от предыдущей и в отличие от нее представляет собой эвгеоантиклиналь. В пределах горстообразных поднятий обнажаются древние кристаллические сланцы и палеозойские граниты — остаточные образования Закавказской геоантиклинали. Породы фундамента последовательно перекрыты слюдистыми сланцами лейаса, порфиритовой свитой байоса, сменяющейся толщей кварцпорфиров батского возраста. Далее следуют верхнеюрские вулканогенные и карбонатные породы, имеющие локальное развитие. Широко распространены кислые вулканиты верхнего мела, слагающие северную периферию зоны, выделенную под наименованием Болниско-Кирова-

бадской подзоны (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965). На карбонатные осадки верхов мела — палеоцена трансгрессивно налегают вулканогенные породы среднего эоцена. Многочисленные интрузивные массивы гранитоидов и отчасти габброидов базальтоидного происхождения имеют здесь среднеюрский, верхнеюрский, верхнемеловой и палеогеновый возраст.

3. Южнее прослеживается офиолитовая зона, рассекающая Малый Кавказ в субширотном направлении. Эта зона, носящая различные названия (офиолитовый пояс Закавказья, Севано-Акеринская зона, Амасия-Севанская и т. д.), представляет собой эвгеосинклиналь, совпадающую с серией глубинных разломов. Последние трассируются выходами на поверхность ультраосновных и основных пород. На наш взгляд, они должны относиться не к гипербазитовой, а к габбро-пироксенит-дунитовой формации. Ультраосновной магматизм здесь принято датировать верхнемеловым возрастом, хотя последние данные Л. Л. Кнппера (1969) говорят о более древнем, возможно докембрийском, возрасте их становления. Одновременно гранитоиды (плагиограниты) и щелочные сиениты образовались в конце среднего эоцена и в позднем эоцене. Зона сложена местами интенсивно дислоцированными (приразломная складчатость) вулканогенно-осадочными породами мела и палеогена. В отдельных ее частях присутствуют более низкие члены разреза, имеющие характер бескорневых глыб.

4. Кафанская зона, полностью аналогичная Сомхето-Карабахской, представлена в виде тектонического клина, зажатого между рядами глубинных разломов в виде треугольника между Севанской эвгеосинклиналью и следующей к югу Зангезурской геоантиклинальной зоной. По мнению ряда армянских геологов (И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян и др.), Кафанская и Сомхето-Карабахская зоны представляют собой одну зону, разобщенную Севано-Курдистанским глубинным разломом. Другие исследователи (Л. Т. Асланян) считают эти две зоны изначально самостоятельно развивавшимися в сходных геологических условиях.

5. Мисхано-Зангезурская зона, представляющая собой ряд поднятий с ядрами, интрудированными крупными массами верхнетретичных (олигоцен-миоценовых) гранитоидов, сложена в основании метаморфической вулканогенной толщей. На ней залегают вначале меловые терригенные осадки, а выше вулканогенные отложения палеогена. Эта остаточная геоантиклиналь в альпийском цикле сосредоточила в себе крупные массивы изверженных пород.

6. На крайнем юго-востоке Малого Кавказа выделяется Талышская эвгеосинклинальная зона, вполне аналогичная Аджаро-Триалетской.

7. В составе Малого Кавказа выделяется также Приараксинская зона, представляющая собой герцинскую миогеосинклиналь, не испытавшую в конце палеозоя складчатости. Она в основном сложена карбонатными осадками среднего палеозоя — триаса. В течение всего мезозоя она выступала в качестве области поднятия и лишь в олигоцене была покрыта мелким морем, на дне которого накопились соленосные отложения.

За пределами СССР Понтийско-Малокавказская провинция распространяется как в западном, так и в юго-восточном направлении. На западе непосредственным продолжением Сомхето-Карабахской зоны является пояс Понтийских складок, следующий вдоль всего южного побережья Черного моря. В южном направлении он вдоль зоны глубинного разлома соприкасается с Центрально-Анатолийской зоной срединных массивов, а далее к западу за пределом Мраморного моря сливается со структурами Болгарского Среднегорья. На юго-востоке непосредственным продолжением Зангезура служит крупное антиклинальное сооружение Иранского Ка-

Рис. 77. Схематическое распределение основных тектонических зон Малокавказско-Понтийской провинции



1 — эвгеосинклинальные зоны; *2* — эвгеоантиклинальные зоны; *3* — офиолитовые зоны; *4* — области распространения преимущественно осадочных пород разного возраста; *5* — геоантиклинали; *6* — межгорные и краевые прогибы; *7* — главные глубинные разломы

Тектонические зоны (номера на схеме): 1 — Аджаро-Триалетская, 2 — Сомхето-Карабахская, 3 — Понтийская (западная часть), 4 — Понтийская (восточная часть), 5 — Севано-Акеринская, 6 — Кафанская, 7 — Мисхано-Зангезурская и Карадагская, 8 — Талышская и Эльбурская

радага, в ядре которого также обнажаются гранитоиды.

Северо-Анатолийская, или Понтийская, зона в соответствии с последними данными И. Кетина (1965), К. Эрентоза (1967) и других исследователей довольно отчетливо подразделяется на две части: восточную, сложенную вулканогенными породами мелового возраста и крупными массивами гранитоидов, и западную, в которой массивы древних и палеозойских пород обволакиваются меловыми и эоценовыми осадками. Между этими частями М. В. Муратов (1962) проводит глубинный разлом, а А. А. Белов (1967) считает границу унаследованной от герцинского цикла, причем к востоку от нее, по его данным, располагалась область гранитизации, а к западу — многеосинклиналь средне-верхнепалеозойского возраста.

Общей с Анатолией является также Севано-Акеринская зона Малого Кавказа, которая по существу представляет собой северное ответвление офиолитовой провинции Северной Анатолии, представленной здесь серией крупных массивов ультраосновных пород, развитых вдоль рубца, ограничивающего Понтиды с юга (рис. 77). Четкого аналога Мисхано-Зангезурской зоны мы в Анатолии не находим; возможное ее продолжение к западу полностью перекрыто осадками неогена и молодыми наземными лавами, налегающими на Центрально-Анатолийские массивы.

Металлогеническая характеристика

Отмеченные тектонические зоны могут быть одновременно представлены в качестве металлогенических, за исключением, разумеется, их частей, перекрытых безрудными наземными лавовыми излияниями, слагающими ряд крупных изолированных плато. Зоны эти, обладая различным характером, обусловливают наличие на Малом Кавказе металлогенической зональности (Твалчрелидзе, 1966).

В самом общем виде в провинции выделяются следующие металлогенические зоны: 1) зона Аджаро-Триалетская с жильным медно-поли-

металлическим и скарново-магнетитовым оруденением, развитым в связи с массивами сиенит-диоритов и габброидов; 2) Сомхето-Карабахская и Понтийская с разновозрастными медноколчеданными, скарново-магнетитовыми, жильными полиметаллическими и некоторыми другими месторождениями, связанными с проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма; 3) Северо-Анатолийско-Севанский офиолитовый пояс с хромитовыми месторождениями и наложенной золоторудной минерализацией; 4) Мисхано-Зангезурский и Карадагский медно-молибденовый пояс.

Для выделения здесь герцинской эпохи сейчас нет оснований; к палеозою могут быть предположительно отнесены небольшие рудопроявления, тяготеющие к древним кристаллическим породам. Киммерийская эпоха выделяется условно, поскольку этот геологический цикл выражен на Малом Кавказе не столь изолированно, как на Большом Кавказе.

Киммерийская металлогеническая эпоха в провинции выделяется в рамках ранняя юра — ранний мел и основанием для этого служат массивы гранитоидов, которые датируются различным возрастом: среднеюрским, верхнеюрским и нижнемеловым. При этом характерно, что интрузивной фации юрского магматизма соответствуют одновозрастные им вулканогенные образования, сходные с гранитоидами петрохимически; мы не находим лишь вулканических аналогов неокомских гранитоидов, к которым ранее относилось большинство массивов Сомхето-Карабахской зоны. В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1950), а впоследствии Г. С. Дзоценидзе (1962) высказали мнение о позднеюрском возрасте многих интрузивов, что в дальнейшем было подтверждено Э. Ш. Шихалибейли (1965). Одновременное проявление гранитоидного интрузивного магматизма и кислого вулканизма, по-видимому, типично для эвгеосинклиналей и устанавливается на Урале, Рудном Алтае, а в последнее время подмечено и на Кавказе (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1968). В данном случае бесспорным остается базальтоидное происхождение гранитоидов. В отличие от эвгеосинклиналей в зонах гранитоидного типа (геоантиклинали) процесс формирования батолитов гранитов не сопровождается эффузивным вулканизмом, чем и объясняется отсутствие баланса между излившимися и интрузивными породами (базальт — габбро, андезит — диорит, гранит — риолит и т. д.), подмеченное еще со времен Г. Розенбуша и Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

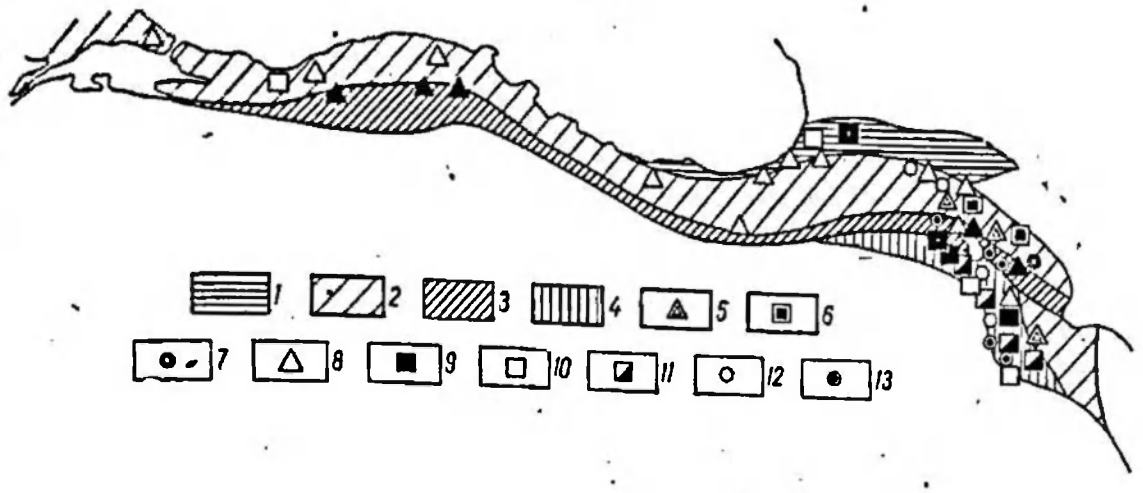
Формация медно-серноколчеданных месторождений наиболее характерна для Сомхето-Карабахской зоны, но отдельные ее разновидности встречаются в Кафанской, а отчасти и в других зонах (рис. 78). К киммерийским принято относить месторождения, залегающие в юрских (преимущественно среднеюрских) вулканогенных толщах кислого кварц-порфирового состава. К числу таких относятся месторождения Северной Армении (Алаверды, Шамлуг, Ахтала), Южной Армении (Кафан, Шаумян) и Западного Азербайджана (Кедабек, Чирагидзор, Битти-Булах и др.). Они представляют собой штоки, жилы или зоны вкрапленных руд, расположенные среди интенсивно гидротермально измененных, пропилитизированных, окварцованных (местами превращенных во вторичные кварциты) вулканитов.

Возраст оруденения большинством исследователей определяется как доверхнеюрский, так как отложения этого возраста стерильны в отношении минерализации.

На Малом Кавказе колчеданные месторождения относятся к трем возрастным группам: 1) юрской, 2) верхнемеловой, 3) палеогеновой. Каждая из них обладает некоторыми особенностями состава, морфологии, структуры минеральных ассоциаций.

Юрские колчеданные месторождения сложены массивной или

Рис. 78. Схема размещения рудных формаций Малокавказско-Понтийской металлогенической провинции



Металлогенические зоны (номера на схеме): *1* — Аджаро-Триалетская, *2* — Сомхето-Карабахская, Понтийская и Кафанская, *3* — Северо-Анатолийско-Севанский офиолитовый пояс, *4* — Мисхано-Зангезурский и Карадагский пояс. Месторождения киммерийских рудных формаций: *5* — медно-серноколчеданной, *6* — скарново-магнетитовой, *7* — жильной кварц-полиметаллической. Месторождения альпийских рудных формаций: *8* — колчеданной, гематитовой, марганцевой и колчеданно-полиметаллической, *9* — скарново-магнетитовой, *10* — жильной кварц-полиметаллической, *11* — медно-молибденовой, *12* — свинцово-цинковой, *13* — сурьмяно-ртутно-мышьяковой и золоторудной

вкрапленной рудой, в которой преобладает пирит, присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, энаргит, кварц, кальцит. В качестве субформаций могут быть выделены собственно серноколчеданный (Чирагидзор, Таганалы), медноколчеданный (Кедабек, Кафан), полиметаллический (Шаумян), мышьяковый (Битти-Булах) и барито-полиметаллический (Ахтала) типы. Оруденение связано с кислыми разновидностями базальтоидного вулканизма (кварцпорфиры), что подтверждает большое число фактов. Минерализация двухстадийная: минерализация халькопирита и сульфидов других металлов оторвана от более ранних выделений пирита (Г. И. Керимов). Месторождения промышленные и частично уже отработанные (Кедабек, Алаверды, ряд штоков Шамлуга, многие жилы Кафана).

Формация скарново-магнетитовых месторождений имеет крупного представителя в Кировабадском районе (Дашкесан), за пределами которого представлена небольшими рудопроявлениями в Северной Армении (Кульп). Дашкесанское месторождение размещается на противоположных контактах сложного состава интрузива габброидных пород, пересекающего вулканогенные отложения средней — верхней юры и карбонатные породы оксфорда. Рудные тела представляют собой полого залегающие согласные залежи, расположенные среди гранатовых скарнов. Месторождение, по данным Г. А. Крутова (1959), М. А. Кашкая (1965) и других исследователей, является типичным контактово-метасоматическим образованием, обязанным своим происхождением воздействию постмагматических растворов Дашкесанского массива на верхнеюрские карбонатные осадки. По мнению Г. С. Дзоценидзе (1969), это месторождение является продуктом контактового метаморфизма первоначальных рудных залежей вулканогенно-осадочного типа.

Дашкесанский район служит примером хорошо проявленной зональности в размещении месторождений. Его центральную часть в зоне экзоконтакта интрузива занимают скарново-магнетитовые залежи; в

удалении на 0,5—1,5 *км* от массива размещаются жильные и вкрапленные месторождения кобальтовых руд в ассоциации кобальтин — глаукодот — арсенопирит — пирит. Далее следует слабо проявленная зона полиметаллической минерализации, а внешние ореолы зонального ряда представлены низкотемпературными месторождениями барита, алунита, пирофиллита. Именно такая зональность, соответствующая классической схеме В. Эммонса — С. Смирнова, свидетельствует, на наш взгляд, о связи минерализации с постмагматическими процессами, в какой-то степени порожденными Дашкесанским интрузивом.

Формация жильных кварц-полиметаллических месторождений связана с гранитоидами, к которым она пространственно тяготеет. Наиболее значительными представителями данной формации являются месторождения Дамблудское в Южной Грузии и Мехманинское в Азербайджане. Они расположены в зоне экзоконтакта массивов гранодиоритов соответственно среднеюрского и верхнеюрского возраста; представлены кварцевыми жилами, содержащими сульфиды свинца, цинка и отчасти меди. Некоторые из рудных тел богаты золотом. В ряде случаев устанавливается вертикальная зональность в размещении главных рудослагающих минералов. Месторождения характеризуются небольшими масштабами.

Тремя отмеченными формациями ограничивается эндогенное оруденение киммерийской эпохи на Малом Кавказе. Все они приурочены к Сомхето-Карабахской и Кафанской зонам и неизвестны за их пределами.

Альпийская металлогеническая эпоха наиболее характерна для данной провинции. Кроме месторождений уже упоминавшихся формаций к ней относятся также и ряд других, в том числе весьма продуктивных. Геосинклинальная стадия представлена группой формаций, причем ведущей является колчеданная.

Формации колчеданных, гематитовых, марганцевых и колчеданно-полиметаллических месторождений имеют своих представителей в различных зонах провинции — Аджаро-Триалетской, Сомхето-Карабахской и Севано-Акеринской. Они датируются различным возрастом — от верхнего мела до среднего эоцена включительно. Вероятно, в средней части колчеданного пояса месторождения более древние, чем на его периферии.

В пределы данной провинции отмеченный пояс входит своей восточной половиной, начинаясь на берегу Мраморного моря. Здесь так же, как на западе, широко развиты мощные эффузивные толщи верхнего мела и нижнего палеогена; все они сопровождаются трещинными интрузиями монцонитов, гранодиоритов, андезитов, дацитов и диоритов, а также многочисленными дайками. Вулканогенные породы представлены андезитами, дацитами и их туфами. Особенно широко развиты они в восточной части Понта и на севере Сомхето-Карабахской зоны (Болнисско-Кировабадская подзона).

Медноколчеданные месторождения в ряде районов тесно ассоциируются с марганцевыми, гематитовыми и барит-полиметаллическими рудопроявлениями. Сходное геологическое положение, структуры, наличие зональности в пространственном размещении месторождений свидетельствуют о близко одновременном их возникновении в результате одного общего процесса рудообразования. Данное обстоятельство позволяет отнести все отмеченные рудопроявления к одному рудному комплексу (Твалчрелидзе, 1966) или, как это предлагается здесь, к одной группе рудных формаций.

Месторождения приурочены к вулканогенным породам, располагаясь обычно в интенсивно гидротермально измененных участках — пропилитах и вторичных кварцитах. Как выясняется в последнее время (В. Г. Гогишвили), отдельные разновидности последних являются

золотоносными. Золото вообще типоморфно для колчеданных месторождений пояса, часто образует промышленные концентрации в коренном залегании и россыпях. Форма рудных тел чаще всего штокообразная, реже пласто- или линзообразная; во многих случаях развиты штокверковые и вкрапленные рудные тела. В отличие от колчеданных месторождений юрского возраста жильный тип здесь не характерен, в рудах отсутствует мышьяк, монометаллические серноколчеданные месторождения являются редкостью, зато концентрации барита, в том числе промышленные, встречаются во многих районах.

Медноколчеданные месторождения Северной Анатолии Г. Алтан (Altan, 1964) подразделяет на три генетические группы: 1) скопление медистого пирита в палеозойских сланцах; 2) вулканогенно-осадочные медноколчеданные месторождения; 3) субвулканические гидротермальные медно-свинцово-цинковые месторождения в вулканогенных породах. Первая группа изучена слабо; к ней относятся проявления Северо-Западной Турции. Представителем второй группы в данной провинции являются месторождения Кюре и Ашикен. Наконец, третья группа, практически наиболее ценная, представлена штоками массивных и вкрапленных руд, часто имеющих крупное промышленное значение в Северо-Восточной Турции.

Рудный район Кюре расположен в западной половине Понтийских гор в вилайете Кастамону. Здесь юрские черные сланцы и известняки прорваны сменяющими друг друга в возрастной последовательности диабазами, перидотитами, габбро и диоритами. Медная минерализация штокверкового типа развита вдоль контактов сланцев с пропилитизированными диабазами. Рудообразующие минералы пирит, халькопирит, золото. Здесь оконтурено несколько рудных тел с содержанием 50% серы, до 10% меди и 2 *г/т* золота. Они сгруппированы на двух площадях, выделенных под названием месторождений Кюре (запасы 2,5 млн. *т* руды с 4% меди) и Ашикен (запасы 1,5 млн. *т*). В период с 1959 по 1963 г. здесь добыто 430 тыс. *т* руды.

В восточной части Понтийских гор расположены промышленные месторождения Тиреболу, Мургул и Куарехан, последнее вблизи границы с СССР. Наиболее значительным из них является Мургул в вилайете Артвин (Чорох) вблизи Хопа. Схематический разрез района месторождения следующий: 1) турон — кампан представлен снизу вверх последовательно спилитами, дацитами, снова спилитами и известняками, 2) верхний кампан — эоцен - сложен мергелями, туфами, дацитами, прорванными гранодиоритами, на которые налегают неогеновые андезит-базальты. Породы разбиты трещинами меридионального и широтного направления. В местах их пересечения локализованы рудные тела, сложенные пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Рудовмещающими являются нижние дациты, мощность которых достигает 500 *м*. Протяженность отдельных рудных тел до 250 *м* при мощности 20—25 *м*; содержание меди в среднем 2,08%, золота 7 *г/т*; запасы — 370 тыс. *т* меди. Месторождение отрабатывается с 1951 г. с годовой добычей около 7 тыс. *т* черной меди.

В пределах Понта известны и железорудные проявления, не имеющие крупного промышленного значения. Среди них отрабатываются, по-видимому, только рудники Аязмант на западном берегу Дарданельского пролива. Ежегодная добыча здесь около 50 тыс. *т* руды. Меньшее значение имеет проявление гематитовых руд в дацитовых туфах Северо-Восточной Турции, вулканогенного происхождения. Оруденение приурочено к интенсивно пропилитизированным и окварцованным породам.

Большее значение имеют месторождения марганца вулканогенно-осадочного типа. Они сосредоточены главным образом в районе Эрегли, где кустарно отрабатываются частными предприятиями. Ору-

денение приурочено к кремнистым вулканогенным, измененным породам; иногда довольно богатое (содержание марганца 35—45%, местами 50%). Здесь в 1961 г. было добыто 20 тыс. *т* руды, в последующие годы производительность резко упала и в 1966 г. в Турции было получено всего 10 тыс. *т* руды.

Непосредственным продолжением к востоку рудных районов Понта служат рудоносные площади Аджаро-Триалетской, Сомхето-Карабахской и Севано-Акеринской металлогенических зон Малого Кавказа. В пределах первой расположены Аджарский рудный район, где распространена серноколчеданная минерализация вкрапленного типа (Цабланское месторождение), для которой Г. С. Дзоценидзе (1960) показал связь с эффузивным геосинклинальным вулканизмом среднего эоцена.

Значительно более крупным, чем в Аджарии, является колчеданное оруденение Сомхето-Карабахской зоны. Оно сосредоточено в Болнисском районе, где представлено крупным Мадиеульским медноколчеданным и барит-полиметаллическим месторождением и рядом сходных месторождений и рудопроявлений (Цители-Сопели, Тамариси, Квемо-Болниси и др.). Все они в настоящее время разведываются и изучены достаточно детально (Назаров, 1966). Часто они тесно ассоциируются с барит-полиметаллическими, гематитовыми и марганцевыми рудопроявлениями, занимающими вполне аналогичное геологическое положение. Богатые, но небольшие гематитовые месторождения почти полностью отработаны в древности, марганцевые, несмотря на наличие богатых участков, не обладают промышленными масштабами, а барит-полиметаллические имеют несомненные перспективы.

Южнее, в Севано-Акеринской зоне представителями данной группы рудных формаций являются серноколчеданные месторождения Танзут и Чибухлы. Они вполне сходны с рудопроявлениями Аджарии, но несколько богаче и крупнее их. Здесь же недавно открыто новое перспективное рудопроявление медно-мышьяковых руд — Арчутское.

Таким образом, обширный колчеданный пояс, выдержанный по простиранию на 2500 *км* (включая и западное его звено, переходящее в сопредельную область), действительно характеризуется большим сходством развитых в его пределах геологических структур, магматических пород и рудных месторождений. Этот вулканический пояс относится, по-видимому, к одному из крупнейших на Земле и может быть сопоставлен, например, с медно-порфировым поясом Америки, хромитовым поясом Анатолии и сопредельных стран либо золотоносным поясом Тихоокеанского кольца.

Формация хромитовых месторождений в пределах данной провинции имеет менее значительных представителей, чем в Таврской. К северу от г. Ахара расположены проявления вкрапленных хромитовых руд. Все они сосредоточены в пределах трех рудных районов: Чанкыры, Додурги и Ташкепрю. В них находятся ряд рудопроявлений (Яанкыры, Добой) и недавно открытое месторождение Тахат. Содержание окиси хрома не превышает 40%, присутствуют повышенные количества железа и глинозема.

В пределах Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа хромитовые месторождения известны на побережье оз. Севан (Шорджа, Джиль, Бабаджан и др.) и в ущелье р. Тертер (Гейдара). Минеральный состав всех отмеченных месторождений сходен. Главный рудный минерал представлен хромшпинелью, а в перидотитах обычно присутствует хромпикотит. Они относятся к гистеромагматическому типу.

Рудные формации раннеорогенной стадии более разнообразны и местами более продуктивны, чем геосинклинальной.

Формация скарново-магнетитовых месторождений объединяет с известной долей условности также и некоторые другие

типы железорудных месторождений, в частности развитые в Мисхано-Зангезурской зоне. В северо-западной части провинции в пределах Аджаро-Триалетской зоны довольно длительное время изучалось Дзамское месторождение магнетитовых руд. Оно расположено на участке Кодманского интрузива габбро-диорита, прорывающего верхнемеловые карбонатные породы. На контакте вдоль трещинных структур широко распространены гранат-пироксеновые скарны, содержащие местами обильные выделения магнетита. Руды небогатые и не обладают значительными запасами, вследствие чего месторождение пока не представляет промышленного интереса. По характеру оруденения и геологической обстановке оно является миниатюрным аналогом Дашкесанского месторождения: здесь даже обнаруживаются небольшие количества сульфидов, в том числе кобальтсодержащих.

В Понте известен ряд аналогичных рудопроявлений, из которых несколько более крупным является месторождение Кыркалеры, однако оно не играет сколько-нибудь заметной роли в балансе запасов железных руд Турции.

В Мисхано-Зангезурской зоне железорудные месторождения более крупные и более богатые. К ним в первую очередь относятся типичные скарново-магнетитовые (Судагян, Башюрт), а также магматические (Капутан, Сваранц).

Скарново-магнетитовые месторождения здесь ассоциируются не с габбро-диоритами, а с первой фазой внедрения гранитоидных батолитов, выраженной банатитами или породами более основного состава, вплоть до пироксенитов. На контакте гранодиоритов с туфогенными породами эоцена расположено типичное скарновое месторождение Судагян, имеющее сравнительно небольшие масштабы, при богатом содержании железа. Сходными, но менее значительными являются рудопроявления Башюрт и Кармиркар в Зангезуре. К очень крупным, но убогим по содержанию железа относится месторождение Сваранц, являющееся гистеромагматическим. Оно представлено жилоподобными залежами основных пород с повышенным количеством железосодержащих минералов. Наиболее богатым (местами до 60% железа) является Капутанское магматическое месторождение, связанное с ультраосновными породами. Эти месторождения придают явно базальтоидный профиль ранним внедрениям магматических пород в данной зоне.

Формация жильных кварц-полиметаллических рудопроявлений имеет ограниченное распространение в провинции. К ней относятся небольшие месторождения в Аджарии и в районе Зекарского перевала (Оболоканлы-кая, Вараза, Цхалбокела, Нагеби, Чочеби), а также в Даралагезском районе (Азатек). В Понте эта формация представлена месторождением Гюмушхане. Принадлежность данной формации к раннеорогенной стадии подтверждает тесная ассоциация ее с синорогенными изверженными породами (сиенит-диоритами, гранодиоритами) и повсеместно устанавливаемая генетическая связь оруденения с последними (Надирадзе, 1957).

В Даралагезе развиты выдержанные по простиранию на большие расстояния маломощные кварцевые жилы со свинцово-цинковым, сурьмяным и золотым оруденением. Месторождение Гюмушхане кварц-полиметаллическое жильного типа; расположено в долине р. Харишт, где приурочено к зоне контакта гранитов с верхнемеловыми карбонатными и вулканогенными отложениями. Рудовмещающими являются изверженные породы, мергели и доломитизированные известняки. В жилах установлено промышленное содержание свинца, цинка, меди и золота. Обращает на себя внимание, что все рудоносные интрузии имеют базальтоидное происхождение.

Формация медно-молибденовых месторождений представлена крупными месторож-

дениями, создавшими заслуженную славу Малокавказской провинции. Они генетически связаны со второй, поздней фазой внедрения гранитоидов, выраженной порфировидными гранитами и гранодиоритами. Контакт между породами первой фазы, имеющими в среднем монцонитовый состав, и второй, собственно гранитной, интрузивный или тектонический. Вместе с тем обе фазы пространственно тесно сближены, в связи с чем их продуктами сложены крупные батолитообразные массивы гранитоидов умеренно кислого состава. Они развиты преимущественно в Зангезуре, а также слагают ядерные части поднятий Мисхано-Зангезурской зоны (месторождения Мисхана, Далидаг, Дастакерт, Каджаран, Агарак и др.).

Месторождения медно-молибденовой формации относятся к медно-порфировому типу. Для него характерна приуроченность к тектоническим зонам, обладающим двухэтажным строением. Нижний структурный этаж включает образования фундамента, а верхний сложен отчасти терригенными, а преимущественно вулканогенными осадками мела — палеогена. Фундамент развивался, очевидно, преимущественно в миогеосинклинальных условиях, а верхний структурный этаж — в эвгеосинклинальных. Вероятно, отмеченные особенности в значительной степени определили специфику оруденения, развитого в зонах данного типа.

Месторождения медно-молибденовой формации, изученные С. А. Мовсесяном (1941), С. С. Мкртчяном (1958) и многими другими геологами, залегают преимущественно в породах монцонитовой фазы внедрения (Каджаран), иногда — в порфировидных гранитах второй фазы (Джиндара). В их локализации ведущую роль играет структурный фактор — оруденение размещается непосредственно вблизи крупных разломов (Дебаклинского, Мисханинского, Ордубадского) либо в сопряженных с ними трещинных структурах. Отмеченные разломы хорошо фиксируются на местности и вдоль них обычно вытянута цепочка рудопроявлений.

Обычная форма рудных тел штокверковая: гидротермально измененные гранитоиды по трещинам пропитаны мелкими кварцеворудными прожилками, а также содержат вкрапленность рудных минералов. В их числе присутствуют пирит, халькопирит, молибденит, а на периферии рудных полей — сфалерит и галенит. В качестве деталей рудных тел иногда развиты кварцеворудные жилы мощностью до 1 *м*, редко больше (Каджаран). Некоторые небольшие, но богатые месторождения представлены исключительно жильным типом (Парагачай, Гекгендур), в других случаях практическая ценность месторождения определяется наличием исключительно богатых молибденом рудных линз (Дастакерт). При этом существенно молибденитовые жилы на периферии сменяются халькопиритовыми. Отмеченная зональность выражена в плане и по вертикали. С глубиной возрастает содержание молибдена за счет меди. Интенсивность рудной минерализации по площади рудных полей неравномерна, обычно наблюдается ее обогащение вдоль трещинных структур, часто контролирующих дорудные дайки изверженных пород.

Медно-молибденовые месторождения Мисхано-Зангезурской зоны аналогичны оруденению медно-порфирового пояса США, Мексики и Чили, Средней Азии (Алмалык), Казахстана (Бощекуль). В отличие от первых в них не получили развитие брекчиевые жилы, трубки взрыва и концентрические структуры, они отличаются также более высоким содержанием молибдена, чем это обычно наблюдается в месторождениях медно-порфирового типа. Очевидно, они образовались на несколько больших глубинах. Так, по расчетам А. Т. Асланяна (1958), глубина была в среднем 3 тыс. *м*.

Несколько иной тип оруденения представлен в Иранском Карадаге. Здесь гранитоиды прорывают палеозойские известняки, на контакте

с которыми расположено крупное скарново-медное месторождение Сюнгин. Оруденение прослежено на 800 *м* при мощности оруденелой полосы от 25 до 70 *м*. Изверженные породы интенсивно окварцованы и пиритизированы, главным рудным минералом является халькопирит. Среднее содержание меди составляет 1,5%, присутствуют серебро и золото. Аналогичными, но менее крупными являются месторождения Зандабад, Антжерт и др. На берегу р. Аракса в гранитоидах расположено небольшое медно-молибденовое штокверковое месторождение Гулан, а также ряд свинцово-цинковых, медных и золоторудных рудопроявлений. Составители предварительной металлогенической карты Ирана (Bariand и др., 1965) месторождение Сюнгин считают медно-золоторудным, так же как и менее значительное Эстамаль. В этом районе ими устанавливается помимо отмеченных металлов присутствие шеелита, молибденита, сульфидов мышьяка и широкое развитие скарновых зон. Ими отмечены высокие перспективы при слабой изученности рудного района Иранского Азербайджана.

Позднеорогенная стадия альпийской металлогенической эпохи в Малокавказско-Понтийской провинции представлена проявлениями нескольких рудных формаций: свинцово-цинковой в карбонатных и вулканогенных породах (Мовсес, Гюмушлуг), сурьмяно-ртутно-мышьяковой (Дарры-Даг, Тертер и др.), золоторудной (Зод, Гамзачиман).

Формация свинцово-цинковых проявлений подразделяется на две субформации: 1) в карбонатных и 2) в вулканогенных породах. Первая представлена крайне ограниченно лишь на рудопроявлении Мовсес в Армении и месторождении Гумушлуг в Азербайджане. Первая расположена в известняках мела, вторая — девона; они относятся к метасоматическому типу и образуют неправильные, в том числе и согласные, замещения в известняках.

Вторая субформация также не имеет значительных представителей. К ней относятся согласные залежи медно-полиметаллических вкрапленных руд и более редкие рудоносные зоны, контролируемые дайками порфиритов. Рудоносными являются карбонатсодержащие туфогенные песчаники, входящие в состав вулканогенной свиты среднего эоцена, слагающей верхний структурный ярус Сомхето-Карабахской зоны. Относительно более значительным является рудопроявление Привольное. Аналогичные, но менее значительные проявления развиты на территории Грузии (Мошевани, Сакира, Джараер), где наравне с пластообразными присутствуют и резко секущие рудные тела.

Свинцово-цинковые месторождения Понта также не имеют практического значения и распространены незначительно. Здесь минерализация галенита и сфалерита отмечается совместно с халькопиритом в черных палеозойских сланцах (Каракоджа, Девели), а также в меловых и третичных вулканитах северо-восточной части Анатолии (Фол-Маден). Отмеченные рудопроявления, по-видимому, отработаны в древние времена; во всяком случае в настоящее время не эксплуатируются.

Формация сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений локализована в южной части провинции, где она встречается преимущественно на территории Азербайджана, а отчасти в Армении и Турции. Самостоятельные месторождения сурьмы известны только в Понте, где к югу от г. Самсуна вблизи г. Турхала в метаморфических сланцах развиты кварцевые жилы со стибнитом. Жилы издавна отрабатываются и поставляют 90% добычи сурьмяных концентратов в Турции, которые в 1965 г. составляли 3650 *т*.

Месторождения ртути в последнее время обнаружены в бассейне р. Тертера. Здесь мы имеем дело с довольно распространенной формацией киноварных руд, наложенных на ультраосновной магматизм (ал-

тайский тип). Оруденение достаточно концентрированное, но обладает небольшими, хотя и вполне реальными масштабами. Еще менее значительные рудопроявления киновари известны в ультраосновных породах Севанского хребта, где вкрапленность и прожилки рудного минерала тяготеют к зонам контакта известняков и серпентинизированных габброидов. В рудопроявлениях Севано-Акеринской зоны киноварь ассоциируется с халькопиритом, сфалеритом, пиритом, кварцем, доломитом, кальцитом и брейнеритом; характерно также присутствие вторичных никельсодержащих минералов, хромита и магнетита.

Месторождения мышьяка в виде реальгара и аурипигмента развиты на южной периферии Мисхано-Зангезурской зоны, где они контролируются поздними поперечными нарушениями, охватывающими сопредельные территории Советского и Иранского Азербайджана. В Приараксинской зоне вблизи Джульфы расположено реальгар-аурипигментовое месторождение Даррыдаг, перед Отечественной войной успешно эксплуатировавшееся; на иранской стороне — месторождения Дастанр, Снах-Руд и Валилу, образующие неправильные залежи и жилы в молодых вулканогенных породах. Устанавливается связь с плиоценовым вулканизмом, а из отдельных горячих источников и сейчас отлагаются мышьяковые соединения.

Формация золоторудных месторождений представлена самостоятельных месторождениях, приуроченных к Севано-Акеринской зоне; помимо этого повышенные содержания золота характерны для всех месторождений Среднегорско-Понтийско-Малокавказского пояса (Малахов, 1962). В месторождении Зод, а отчасти и в других менее значительных, отмечается наложенная на ультраосновной магматизм минерализация золота, селена, теллура и висмута, что обусловило крайне сложный состав руд, хорошо изученных за последнее время рядом геологов (И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе и др.). Скудные проявления золотого оруденения отмечаются и в бассейне р. Тертер, но здесь оно не достигло крупных масштабов. Рудная минерализация, по всем данным, имеет очень молодой (миоцен—плиоцен) возраст и парагенетически увязывается с субвулканическими малыми интрузиями дацитового состава, постоянно ассоциирующимися с месторождениями. Минерализация золота известна и в Иранском Карадаге, где она представлена как самостоятельно (Чемтал), так и совместно с медным оруденением (Астамал, Сюнгин).

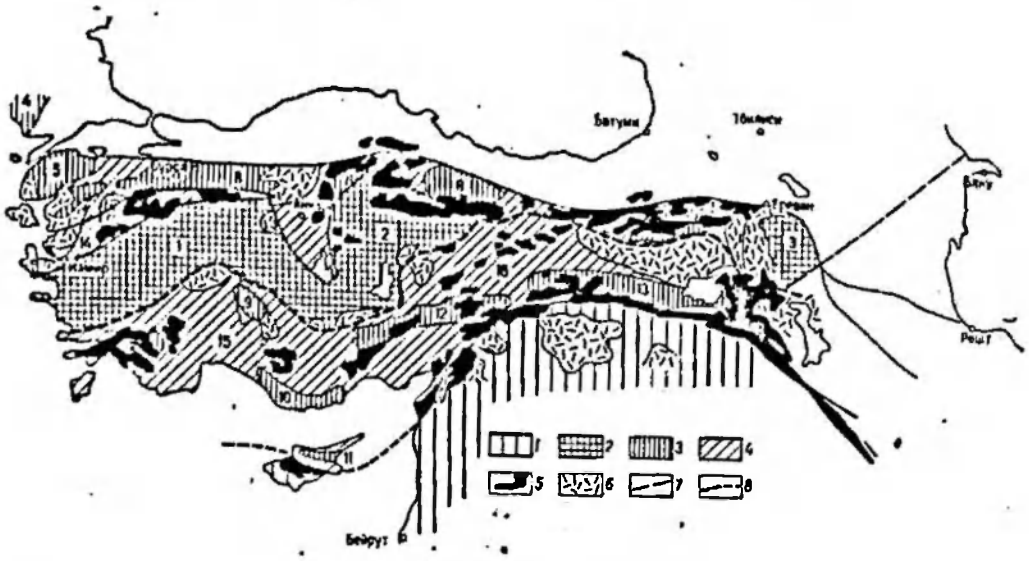
ТАВРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

В соответствии с построениями Н. Кетина (1965) и других исследователей, в Анатолии выделяется четыре тектонические зоны: 1) Понтиды, 2) Анатолиды, 3) Тавриды, 4) область краевых складок. Первая отнесена нами к другой металлогенической провинции, а последняя входит в состав северной периферии Аравийской платформы, развивавшейся в качестве передового прогиба Альпийской геосинклинали, начиная от кембрия до антропогена, и лишь в плиоцене охваченной складчатостью.

Границы провинции обрисовываются вполне отчетливо: на севере она оконтуривается Понтийским линеаментом, устанавливаемым всеми исследователями Малой Азии и недавно описанным В. Е. Ханным (1968$_2$) как восточное продолжение

Рис. 79. Ориентировочная схема тектоники Таврской провинции



1 — Аравийская платформа; *2* — срединные массивы (1 — Мендересский, 2 — Киршехирский, 3 — Тавро-Загросский); *3* — древние массивы (4 — Мизийский, 5 — Каздагский, 6 — Уллудагский, 7 — Эльмадагский, 8 — Токатский, 9 — Султандагский, 10 — Аланья, 11 — Трудос, 12 — Центрального Тавра, 13 — Восточного Тавра); *4* — альпийские складчатые зоны (14 — Измиро-Анкарская, 15 — Западного Тавра, 16 — Центрального Тавра); *5* — массивы основных и ультраосновных пород; *6* — неогеновые наземные вулканические излияния; *7* — Пальмиро-Апшеронский линеамент — восточная граница провинции; *8* — граница между Центральноанатолийской и Таврской зонами

Марицкого шва, на западе — берегом Средиземного моря, на юге — границей с Аравийской платформой и на востоке — Пальмиро-Апшеронским линеаментом (рис. 79). Этот последний обоснован в недавней работе В. П. Поникарова и др. (1969), которые считают, что по этой линии начиная с протерозоя проходил рубеж между двумя крупными сегментами Средиземноморского пояса, испытавшими различное геологическое развитие (рис. 80).

Рис. 80. Схема соотношения Ирано-Гималайского и Альпийско-Малоазиатского секторов Альпийского пояса. По *В. П. Поникарову и др.*



1 — Аравийская платформа; *2* — Ирано-Гималайский сектор; *3* — Альпийско-Малоазиатский сектор; *4* — Пальмиро-Апшеронский линеамент

В. Е. Хаин (1968₂) также проявляет склонность проводить по этому линеаменту границу между отдельными секторами Альпийского пояса.

Главные составные части провинции — геосинклинальная система Тавра и Центральноанатолийская зона, которую В. Е. Хаин (1968₂) называет промежуточной между геосинклиналями Понта и Тавра. Она состоит из ряда поднятий, наиболее устойчивыми из которых служат Мендересский и Киршехирский срединные массивы. Между их северной границей и Понтидами расположена Мизийско-Галатская геоантиклиналь, которую В. Е. Хаин сопоставляет с Сербско-Македон-

ским массивом, считая, что Родопский массив выклинивается во Фракийской впадине.

Важным элементом структуры провинции являются офиолитовые пояса, характер которых в последнее время обращает на себя все более пристальное внимание исследователей. Раньше в Анатолии (Borchert, 1957; Pinar, Lahn, 1955 и др.) выделялись три офиолитовые ветви: северная, центральная и южная. Вторая датируется палеозойским возрастом, а периферические — верхнемеловым и юрским. Между тем анализ геологической карты Анатолии масштаба 1:500 000, которую автор в 1964 г. получил от турецких геологов, а также ее мелкомасштабной копии, приведенной в статье К. Эрентоза (1967), свидетельствует о чрезмерной схематичности представлений о трех офиолитовых провинциях.

В действительности (см. рис. 79) можно говорить о ряде ветвей единого офиолитового пояса.

Юго-западная ветвь совпадает с соответствующими границами Мендересского и Киршехирского массивов. В ее пределах отмечено три крупных интрузива ультраосновных пород. Юго-восточная ветвь представляет собой широкий дугообразный пояс, следующий от Кипра вдоль контакта Таврской геосинклинали с Аравийской платформой. В северном направлении эта ветвь сливается с восточной кулисой Северо-Анатолийской ветви, а в южном фиксирует положение краевых глубинных разломов. В ней объединено большое количество интрузивов ультраосновных и основных пород, порой занимающих громадную площадь. К востоку ее непосредственным продолжением служит офиолитовый пояс Загроса и Мекрана (Иран). Именно с этой ветвью совпадает линеамент (см. рис. 80), выделяемый здесь В. П. Понкаровым и др. (1969).

Возраст отдельных массивов офиолитов остается далеко не расшифрованным, что и естественно, поскольку он не ясен и для значительно более детально геологически изученной зоны Динарид. К. Эрентоз (1967) отмечает сложный состав комплекса зеленокаменных пород, состоящего из подушечных лав; спилитов, диабазов, гипербазитов, основных и кислых изверженных образований, сопровождаемых радиоляритами, глинами, песчаниками и известняками. В палеоценовых и эоценовых осадках зеленокаменные породы образуют тектонические чешуи; в Тавре они занимают различные стратиграфические уровни от триаса и юры до верхнего мела; в Центральной Анатолии они залегают под верхним мелом. Многие исследователи считают большинство массивов ультраосновных пород палеозойскими и более древними.

Если принять концепцию о принадлежности ультраосновных пород этого пояса к обнаженной части мантии (Пейве, 1969), выступавшей вдоль грандиозной раны в теле земной коры на внутренней части альпийского пояса, то вопрос о их возрасте теряет актуальность.

Анатолиды в западной и центральной частях сложены метаморфическими и магматическими породами, выступающими из-под чехла более молодых осадков. Возраст этих образований, по данным К. Эрентоза (1967), палеозойский; ими сложены кристаллические массивы Анатолии, наиболее крупными из которых являются Мендересский и Киршехирский. В нижней их части выступают очковые гнейсы, выше следуют тонкослоистые гнейсы, чередующиеся с различными кристаллическими сланцами, сменяющимися толщей мраморов. Отмеченные три метаморфических комплекса перекрываются конгломератами, песчаниками, сланцами и известняками карбона. Во многих местах они прорваны герцинскими гранитами, на контакте с которыми развиты скарны и минерализованные зоны. Если раньше метаморфизованные породы относились к докембрию, то современные исследователи геологии Турции считают их в основном палеозойскими и нижнемезозойскими. Вместе с тем полный разрез палеозоя представлен в ме-

нее метаморфизованных образованиях, что и дает основание В. Е. Хаину (1968_2), на наш взгляд совершенно справедливо, считать складчатое основание всех Анатолийских массивов докембрийским, испытавшим байкальскую складчатость.

Переход от палеозоя к мезозою, по имеющимся данным, согласный (Кетин, 1965). Между тем ряд массивов гранитов, в частности Улудагский, датируются герцинским возрастом. Отмечается мощная ларамийская фаза складчатости, которой соответствуют интрузии габбро и гранитоидов. На южном побережье Мраморного моря Центральноанатолийская зона начинается Мизийско-Галатской глыбой, сложенной метаморфическими породами, прорванными герцинскими гранитами, на которых лежит чехол осадков верхнего палеозоя, триаса, мальма и мела. В локальных депрессиях широко развиты континентальные андезитовые лавы. В. Е. Хаин (1968_2) находит аналогию между этой глыбой и Сербско-Македонским массивом. Далее к югу расположена Измиро-Анкарская зона меланжа. Она параллелизуется с Вардарской зоной. Непосредственно к ней с юга примыкают срединные массивы Анатолии—Мендересский и Киршехирский, разделенные поперечными прогибами — Анкарским и Тузгельским.

Массивы интрудированы герцинскими гранитоидами, с которыми связаны небольшие проявления рудной минерализации, в частности урановой.

Тавриды в соответствии с представлениями многих авторов, и в том числе и с нашими (Твалчрелидзе, 1964), являются непосредственным продолжением к юго-востоку Динарид. Действительно, в характере этих двух геотектонических зон имеется много общего: непрерывный разрез палеозойских и мезозойских пород, свидетельствующий о слабом проявлении герцинской складчатости, эвгеосинклинальное направление развития, широкое распространение офиолитов и др. Вместе с тем здесь трудно выделить внутренние и внешние зоны, как это отчетливо произведено в Динаридах. По-видимому, в процессе дальнейших более детальных геологических исследований Таврская геосинклиналь будет подразделена столь же детально, как и Динарская; современные же данные (Муратов, 1962) свидетельствуют о преимущественно многогеосинклинальном режиме осадконакопления в палеозое и эвгеосинклинальном в мезо-кайнозойское время. Отложения кембрия здесь представлены песчанистыми фациями, ордовика и силура — филлитами и глинистыми сланцами, девона — карбонатными породами, мергелистыми сланцами и песчаниками, карбона и перми — отчасти морскими, а главным образом континентальными, в том числе угленосными породами (песчанистые известняки, глинистые сланцы). В мезозое широко распространен комплекс зеленокаменных пород, сложенный спилитами, сланцами, песчаниками, основными и ультраосновными изверженными породами. Возрастные границы комплекса весьма широкие: поздняя юра — ранний палеоген. Параллелизовать этот комплекс с нормальными осадками мезозойского возраста, представленными в Тавре главным образом в карбонатных фациях, не представляется возможным.

Начиная от верхов сенона до эоцена включительно в Тавре развит терригенный флиш, местами сменяющий меланж. В конце эоцена происходило главное складкообразование и поднятие геосинклинали, сопровождаемое внедрением гранитов.

Таврская зона подразделяется на ряд частей: Западный Тавр, Центральный Тавр, Восточный, или Армянский, Тавр и др. Она имеет извилистое очертание, оконтуривая параллельно берегу Средиземного моря Анатолиды и Аравийскую платформу (см. рис. 79). На западе Тавр начинается в рудных районах Мармарис и Фетхие и далее включает метаморфический массив Битлис, кристаллические породы районов Аманос, Анамур и Султановых гор. В центральной части он изги-

бается далеко на север, где и примыкает к Понтидам.

Кипр не служит непосредственным продолжением Тавра к западу. Здесь имеется два поднятия — Кирения и Трудос, разделенные неогеновым прогибом Мессория. В ядре хребта Трудос выступают докембрийские сланцы и меланж, охватывающий время триас — маастрихт. Антиклинорий Трудос относится уже к краевому массиву Аравийской платформы.

Юго-Восточная Анатолия отделяется от Тавра полосой шарьяжей. Этот комплекс краевой складчатости развит на периферии платформы и лишь в позднеальпийское время испытал деформацию и наземный базальтоидный вулканизм. Этот последний, по всем данным, не имеет генетического родства с наземным андезитовым вулканизмом, начавшимся в миоцене и распространившимся на значительных площадях по всей Анатолии. Вероятно, здесь, как и в предыдущей области, континентальный вулканизм проявился в течение двух стадий: 1) более древней андезитовой (миоцен) и 2) относительно молодой базальтовой (плиоцен — антропоген).

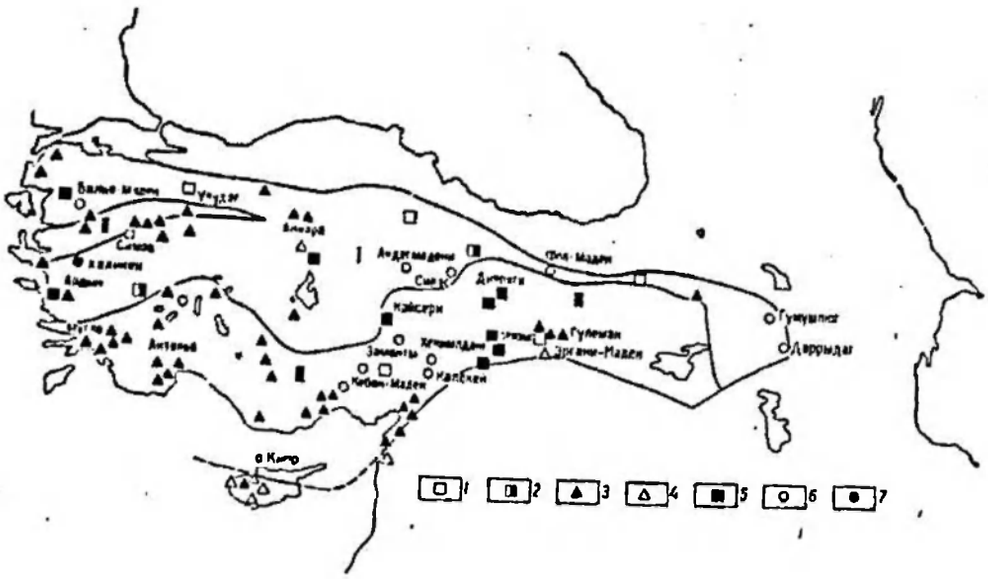
Металлогеническая характеристика

Металлогения Таврской провинции в связи с недостаточно детальной изученностью ее геологии и, в частности, тектоники может быть освещена в самых общих чертах. Несомненно, что здесь находят отражение месторождения разных металлогенических эпох, но в то же время материалов для их четкого подразделения нет. Данное обстоятельство относится главным образом к крупным и богатым месторождениям хромитов, возрастное положение которых освещается совершенно различно в большом числе посвященных им работ. Совершенно условно мы их рассматриваем в составе месторождений альпийской эпохи, поскольку в соответствии с мнением В. Е. Хаина (1968$_2$) отнесли меланж Анатолии к юрско-меловому возрасту.

Герцинская металлогеническая эпоха в связи с неясностью положения офиолитовых зон представлена здесь сокращенным списком месторождений. По существу бесспорным является принадлежность к палеозойским лишь ряда месторождений шеелита, связанных с палеозойскими гранитоидами. Наиболее надежным признаком для выделения палеозойских гранитов служит наличие пегматитовых жил: последние почти по всему Средиземноморскому поясу связаны с палеозойскими, а не с молодыми гранитоидами. Вероятно, с палеозойскими изверженными породами связаны и некоторые скарново-магнетитовые месторождения, но пока нет достоверного материала для их четкого выделения. Наконец, естественно отсутствие здесь герцинских месторождений позднеорогенной стадии. Слабо проявленная герцинская складчатость, не сопровождавшаяся орогенной стадией (Пошкаров и др., 1959), а как следствие этого — отсутствие моласс, привело к созданию неблагоприятных условий для возникновения позднегерцинских месторождений.

Формация шеелит-молибденитовых месторождений распространена относительно широко в Центральноанатолийской и отчасти Таврской зонах (рис. 81). Наиболее характерная геологическая обстановка в рудных районах этого типа определяется контактами герцинских гранитоидов с горизонтами известняков и мраморов девонского возраста. Они известны в вилайетах Чанаккале, Бурса, Анкара и Элязыг. Шеелитовое и шеелит-молибденовое оруденение приурочено к скарнам, а иногда к контактовым роговикам или внешним измененным зонам гранитоидов. При этом

Рис. 81. Схема размещения рудных месторождений в Таврской металлогенической провинции



Месторождения герцинских рудных формаций: *1* — шеелит-молибденитовой, *2* — полиметаллической и урановой. Месторождения альпийских рудных формаций: *3* — хромитовой, *4* — медно-серноколчеданной, *5* — скарново-магнетитовой, *6* — свинцово-цинковой, *7* — сурьмяно-ртутно-реальгаровой

Металлогенические зоны (цифры на схеме): I — Центральноанатолийская, II — Измиро-Анкарская, III — Таврская

молибденит преимущественно локализуется в кварцевых и пегматитовых жилах либо в гранитах, а шеелит — в измененных породах зоны экзоконтакта интрузивных массивов.

Наиболее крупным является район горы Улудаг вблизи г. Бурса. В этом районе развиты два геологических комплекса: 1) серия метаморфических сланцев; 2) массив гранитоидов, окруженный ореолом контактового метаморфизма. Массив гранитоидов образует эллипсоидальный выход с осями 14 и 17 *км*. Его центральная часть сложена мелкозернистыми, а внешняя зона — грубозернистыми гранодиоритами. Гранитоиды залегают в мраморах, на контакте с которыми развиты многочисленные линзы диопсид-гранатовых скарнов, содержащих вкрапленность шеелита, а на нижних горизонтах — и вольфрамита. Основная рудная зона в виде широкой полосы дробления залегает в мраморах и гранитах; в ней устанавливается более равномерная и богатая минерализация шеелита. Содержание трехокиси вольфрама в скарнах 0,35%, в основной зоне — 0,62%, среднее по месторождению — 0,43% при запасах 10 млн. *т* руды (Schumacher, 1956). В последнее время здесь оконтурен рудный блок с содержанием трехокиси вольфрама 0,8% и запасами руды 1 млн. *т*. В его пределах, по-видимому, и осуществляется добыча.

Аналогичными являются месторождения Тепекей (Каракочан) с запасами 700 тыс. *т* руды и содержанием трехокиси вольфрама 4%, Гюмюш с запасами 150 тыс. *т* руды с содержанием 4,54% трехокиси вольфрама и рудопроявление Элязыг с содержанием 2,3% при ограниченных запасах. Суммарные запасы вольфрама в вилайете Бурсы составляют около 50 тыс. *т*; ежемесячная добыча на руднике Улудаг — 180 *т* металла.

Герцинским, по-видимому, является крайне интересное месторождение, расположенное к северо-востоку от г. Нигде в метаморфических палеозойских породах. Последние сложены в куполообразную складку, в ядре которой обнажаются мра-

мора; на их контакте с филлитами развиты широтные кварцеворудные жилы протяженностью до 1500 *м* при мощности 1—2 *м*. Ассоциация рудных минералов в жилах весьма редкая: в них присутствуют в равных количествах шеелит и антимонит, а в качестве примеси — киноварь; в непосредственной близости от рудных тел установлены залежи барита. Среднее содержание сурьмы 4,2%, трехокиси вольфрама 4%, ртути 0,2%. По всем данным, месторождение относится к ксенотермальному типу и возникло в условиях телескопирования рудного процесса. Аналогичная ассоциация в свое время изучалась автором в Горной Раче на месторождении Ноцара. В районе Нигде действует обогатительная фабрика производительностью 30 *т* руды в сутки; на ней получают 45%-ные вольфрамовые концентраты, содержащие 6% сурьмы.

Формация полиметаллических и урановых рудопроявлений, связанных с гранитоидами, имеет небольшое распространение в Центральноанатолийских массивах. Вблизи горы Акдаг на восточной периферии массива развит метаморфический комплекс, сложенный роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, несогласно перекрытыми мраморами, биотитовыми сланцами и слюдистыми кварцитами. Эти образования сложены в субширотную антиклинальную складку, прорванную в ядре гранодноритами Центральноанатолийского плутона. Центральная часть массива сложена грубозернистым роговообманковым гранитом, сменяющимся на юге гранит-порфиром, а на севере — аплитовидным гранитом. Присутствуют также многочисленные дайки аплитов и кварцевых порфиров. На контакте с гранитоидами развит ореол диопсидовых и гранатовых пород шириной 250—500 *м*. В средней части ореола в удалении от массива на расстоянии не более 200 *м* развиты короткие жилы, линзы и участки вкрапленных руд, контролирующиеся пересечениями широтных и меридиональных трещин.

Выделяется два участка: западный и восточный. В пределах первого развиты магнетит, пирит и гематит, а второй определяет промышленную ценность всего рудного района благодаря богатому свинцово-цинковому оруденению. Всего здесь установлено 14 небольших, но богатых месторождений с содержанием 30—35% цинка и 18—29% свинца. Нерудными минералами рудных тел являются андрадит, гроссуляр, эпидот, кальцит, кварц, хлорит. В последние годы здесь сооружен ряд небольших рудников. За 5 месяцев 1962 г. на руднике Чичеклимаден добыто 1500 *т* руды, состоящей из чистого сфалерита и галенита, причем в последнем содержится до 700 *г/т* серебра. До 2500 *т* руды в год добывается на руднике Чухурмаден.

В ряде кристаллических массивов Западной Анатолии известны проявления урановой минерализации, представленные на поверхности скоплениями вторичной урановой слюдки. К наиболее значительным относятся месторождения Демиртепе и Османкую, залегающие среди поля метаморфических пород альмандин-дистеновой фации.

Альпийская металлогеническая эпоха рассматривается нами в расширенном объеме. К ней мы относим все хромитовые, медноколчеданные, марганцевые и железорудные месторождения, хотя многие из них при более детальном изучении, по-видимому, могут быть отнесены к более древнему возрасту.

Формация хромитовых месторождений в Турции распространена очень широко. Впервые месторождения хромита были открыты здесь в 1848 г., а в последующие годы было обнаружено до 500 рудопроявлений и в том числе 120 промышленных месторождений хромитовых руд. Разработка этих месторождений производится в очень крупных и последовательно наращивающихся масштабах. Так, в 1920 г. было добыто 11,6%, в 1930 г. — 18,6%, в 1936 г. — 30,9%,

в 1957 г. 29,2% мировой добычи хрома в капиталистических странах (Малахов, 1962). Наиболее значительного уровня добыча достигла в 1953 г., когда она составила 912 тыс. *т* на сумму около 20 млн. долларов, причем 25% добычи 1955 г. приходится на самое крупное месторождение в Юго-Восточной Анатолии — Гулеман — единственный рудный район Турции, контролируемый государством, 75% добычи осуществляется частными предприятиями (Schumacher, 1956). В 1966 г. добыча хромита в Турции снизилась до 530 тыс. *т*.

Хромитовые месторождения расположены вдоль офиолитовых зон неравномерно. В северо-западной части Таврской провинции находятся рудные районы Чаканале, Балыкесир, Акхисар, Бурса, Кютахья с запасами около 1 млн. *т* руды. Месторождения представлены неправильными и линзообразными телами массивных руд в ультраосновных породах. Приурочены они в основном к Измиро-Анкарской зоне и периферийным частям окаймляющей ее жесткой рамы. На северо-восточной окраине Мендересского массива расположены рудные районы Дагарды, Тавшанлы, Козмудж, Карлыер и др. Месторождение Дагарды представлено трубообразным рудным телом со средней площадью горизонтального сечения 80×27 $м^2$ при значительной протяженности на глубину. Содержание трехокиси хрома в рудах достигает 56%; помимо коренных здесь отрабатываются и россыпные месторождения.

В юго-западной части Анатолии между городами Айдын и Анталья расположены крупные месторождения Айдын, Денизли и др. Первичные руды небогатые, и лишь после ручной рудоразборки кусковая руда содержит 44—48% трехокиси хрома. В средней части этой провинции вблизи г. Мугла вдоль пояса ультраосновных пород, протягивающегося на 120 *км* в юго-западном направлении и занимающего площадь около 3 тыс. $км^2$, размещается ряд крупных месторождений. Г. Кааден (Kaaden, 1959) отмечает, что 95% ультраосновных пород сложено перидотитами, в среднем соответствующими по составу гарцбургитам. По возрасту он относит породы к палеозою, считая, что в альпийское время интрузив перидотитов был вдоль крупного надвига разорван на две части. Месторождения приподнятого и опущенного блоков массива различны по составу хромитов: в первом алюминий преобладает над магнием, а во втором наоборот. К этой же провинции следует отнести и сравнительно небольшое месторождение хромита на о. Кипр, расположенное в горах Трудос и в течение ряда лет разрабатывающееся. В 1955 г. здесь добыто 138 тыс. *т* руды.

В юго-восточной части Анатолии в истоках рек Тигра и Евфрата расположен один из крупнейших в мире хромитоносных районов. Он открыт относительно недавно и известен под наименованием района Гулеман, объединяющего около 18 месторождений хромита, в том числе очень значительных. В частности, одна рудная залежь Гёлалан дала свыше 1 млн. *т* хромита. Представлены месторождения штоками, трубами, жилами, линзами и шлирами хромита; часто наблюдается перемежаемость полос оливинита и хромита.

А. Хельке (Helke, 1962) в районе Гулеман выделяет два типа месторождений: первый представляет собой магматические выделения хромита в неизмененных перидотитах (месторождение Сори-Дажду), а второй — секущими, часто жилообразными рудными телами в антигоритовом серпентините (месторождение Кудикан). Оба они, по его мнению, связаны с лакколитом серпентинизированных ультраосновных пород докембрийского возраста, в донных частях которого и образуют богатые скопления. В период альпийской орогении лакколит образовал вдоль зон надвигов холодные интрузии, выжатые между молодыми осадками в верхние горизонты в виде пластовых залежей.

На месторождении Сори-Дажду хромитовое оруденение прослежено

в меридиональном направлении на 1200 *м*. Оно образует пластовые залежи в перидотитах, сильно нарушенных послерудными крупными сбросами. Мощность отдельных рудных залежей около 5 *м*. Месторождение Кудикан обладает диапировой структурой и представляет собой скопления в серпентините округлых, яйцевидных тел хромита массивного строения, в которых сосредоточено от 100 до нескольких тысяч тонн руды.

Изолированно от массивов ультраосновных пород и связанных с ними месторождений хромитов в Центральной Анатолии недавно обнаружены кварцевые жилы, содержащие минералы никеля и кобальта. В 1964 г. разведочные работы проводились в районах городов Дивриги и Имре. В 1962 г. между городами Гюнеш и Дивриги открыты аналогичные жилы. Результаты их изучения пока неизвестны.

Формация медно-серноколчеданных месторождений в данной провинции сосредоточена главным образом на Кипре и в верховьях рек Тигра и Евфрата около г. Мадена. На о. Кипр медные месторождения располагаются преимущественно в западной части, где они представлены существенными скоплениями пирита, при разработке которого медь добывается попутно. Главным поставщиком собственно медной руды является месторождение Мавруни с запасами по состоянию на 1955 г. 15 млн. *т* при содержании 3,5% меди. Месторождение Скурпоттис, долгое время разрабатывавшееся, в 1940 г. было временно законсервировано, но в 60-х годах к нему снова вернулись, и сейчас, по-видимому, добыча возобновилась. Регулярно отрабатывается также месторождение Калавасса, а в 1954 г. начато промышленное освоение месторождения Кипуса, открытого в 1950 г. Содержание меди в нем 2,6%, серы — 45%, цинка — 3,8%; ежедневная добыча — 50 тыс. *т* руды. Серноколчеданными являются руды месторождения Агрекипия, открытого в 1955 г.; их запасы 3 млн. *т*. Помимо этого, известны месторождения Алестос, Аспроя, Аплики и Матнате. На месторождении Лимнии добывается золото-серебряные руды, содержащие 1,3% меди и 25% серы. Общая продукция меди на Кипре в 1960 г. составляла 33 тыс. *т*; в 1961 г. добыто 140 тыс. *т* колчеданных руд с содержанием 2,7% меди и 48% серы, из которых получены концентраты, содержащие 20% меди.

Медно-серноколчеданные месторождения Кипра приурочены к меловым вулканогенным породам, окаймляющим массив Трудос. Рудные тела имеют неправильную форму; они сложены вкрапленными рудами, содержащими 20% серы, а порой массивными колчеданами с содержанием 40—48% серы и 1—4% меди. Наиболее характерны метасоматически замещенные сульфидами подушечные лавы, пронизанные сетью пирит-пирротиновых прожилков, сложенных по периферии крупными кристаллами. Встречаются также жилы выполнения трещин и жилы замещения. Наиболее распространенными минералами являются пирит и марказит, ассоциирующиеся с пирротином, халькопиритом и сфалеритом, а также кварцем и хлоритом. В приповерхностной зоне окисления — железной шляпе — обычно обнаруживаются высокие содержания золота и серебра. Широко развито гидротермальное изменение вмещающих вулканогенных пород, характерное для этого типа месторождений — окварцевание, хлоритизация, пиритизация, аргиллизация. Большинство исследователей склоняется к мнению о вулканогенном происхождении колчеданных месторождений Кипра вблизи поверхности в условиях низких температур и давлений, хотя существует мнение об их образовании в гидротермальных, среднетемпературных условиях. Вопрос возраста в связи с этим также дискутируется. Если подавляющее число авторов говорит о меловом возрасте минерализации, то существуют и другие высказывания как в сторону его омолаживания (мио-

цен), так и, на наш взгляд, неоправданного удревнения вплоть до палеозоя (?).

В северной, юго-восточной и восточной частях Турции известно до 70 медноколчеданных рудопроявлений, сосредоточенных в вулканогенных породах преимущественно альпийского возраста. Из них главным является район Эргани-Маден в верховьях рек Тигра и Евфрата, где добыча меди началась еще во времена Ассирии и Вавилона и возобновилась в 1938 г. Эргани является старейшим рудником Турции. Наиболее богатые руды зоны вторичного сульфидного обогащения (зоны цементации), представленные ковеллином, где содержание меди достигало 20%, в настоящее время полностью отработаны. Сейчас разрабатываются массивные и густовкрапленные первичные колчеданные руды, сложенные пиритом и халькопиритом, среднее содержание в которых меди 5,5 и кобальта 0,23%, а запасы в 1960 г. составляли 1 млн. *т* руды при годовой добыче около 15 тыс. *т* меди. Имеются сведения об открытии вблизи Эргани месторождения Элязыг с запасами 20 млн. *т* руды, в том числе 4 млн. *т* с содержанием 12% меди и 16 млн. *т* с содержанием 2,5% меди.

Месторождение Эргани-Маден расположено между городами Элязыг и Диярбакыр на правом берегу р. Тигра. В видимом основании геологического разреза залегают ультраосновные и основные породы, относимые многими исследователями к доальпийскому комплексу (палеозой или даже докембрий). Верхний структурный ярус сложен геосинклинальными вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела, перекрытыми конгломератами маастрихта. Нижний комплекс слагает основание крупного покрова, сложенного рядом тектонических чешуй.

Рудное тело представляет собой крупную согласную залежь, верхние части которой сложены вкрапленными, а нижние — массивными сульфидными рудами. Среди последних выделяется четыре парагенетические ассоциации минералов, отражающих, по-видимому, отдельные стадии рудного процесса: 1) пикотит, магнетит, пирит I; 2) пирротин, линнеит, халькопирит I, кубанит, валлерит, сфалерит I; 3) халькопирит II, пирит II, сфалерит II, борнит, галенит; 4) кальцит, анкерит. Поскольку между первой и второй ассоциациями минералов установлены интерминерализационные подвижки, а также вторая ассоциация является высокотемпературной, а третья ассоциация низкотемпературной, некоторые исследователи (Ф. Шумахер, В. Е. Петрашек и др.) считают месторождение гидротермальным, даже довольно высокотемпературным (250—300° С), тогда как большинство (Г. Шнейдерхён, П. Рамдор, Г. Берхерт, Г. Алтан и др.) относят его к эксгаляционно-осадочным и даже приводят в качестве эталона месторождений данного генетического типа.

С интенсивными тектоническими движениями, проявленными в конце среднего эоцена и на рубеже эоцена и олигоцена, в Анатолии связана консолидация геосинклинальных осадков и внедрение массивов разного состава гранитоидов (сиениты, гранодиориты и др.). С ними тесно ассоциируются довольно многочисленные скарново-магнетитовые месторождения железа.

Формация скарново-магнетитовых месторождений распространена в Турции довольно широко: ее представители известны в Восточной Анатолии, на берегах Эгейского моря, вблизи Анкары и т. д. Однако пока изучено лишь одно, наиболее крупное месторождение Дивриги, относящееся к скарново-магнетитовому типу. Генетическая принадлежность других нам неизвестна, вследствие чего характеристика их в рамках одной формации условна.

Железная руда в Турции впервые была добыта только в 1946 г., хотя здесь известно свыше 70 рудопроявлений и месторождений железа, правда, все еще остающихся недостаточно изученными. В настоя-

щее время из них эксплуатируются 20 месторождений с запасами от 1 до 40 млн. *т* руды. В 1962 г. в стране было добыто 800 тыс. *т* руды, из них 500 тыс. *т* на месторождении Дивриги. Вблизи г. Малатьи на месторождениях группы Хекимхан разведано 20 млн. *т* руды, на базе чего сооружается металлургический центр. Усиленно разведываются также месторождения вблизи Анкары (Кайсери, Кесиккёпрю, Осокюнджй), увеличивается добыча железной руды на берегу Эгейского моря. Общие промышленные запасы железных руд Турции оцениваются в 100 млн. *т*, из которых 40% приходится на месторождение Дивриги и свыше 15% на западные прибрежные районы (Бююк-Эмир и Эдремит), качество руд которых занижено ввиду присутствия мышьяка.

Месторождение Дивриги в отличие от других разрабатывается государством. Оно расположено в Восточной Анатолии в Центральном Тавре в горах Демурдаг (см. рис. 81). Оруденение приурочено к контакту сиенит-монцонитов с серпентинитами и известняками верхнемелового возраста. Наиболее крупными являются рудные тела А-Кафа и В-Кафа. Первое прослеживается в широтном направлении на 750 *м* вдоль контакта интрузива. Второе тело имеет меридиональное простирание и залегает в измененных известняках и серпентинитах. Скарны развиты по известково-кремнистым породам, частично по сиенитам. Главным рудным минералом является магнетит, слагающий до 90% руды, встречаются гематит, мартит, реже — пирит, халькопирит, редко — пирротин, кубанит, молибденит, арсенопирит, антимонит, блеклая руда, линнеит, миллерит и др. Скарны содержат гранат, скаполит и турмалин. Содержание железа в руде свыше 60%, но одновременно присутствует в качестве вредной примеси сульфидная сера.

Формация свинцово-цинковых месторождений является иногда одновозрастной со скарново-магнетитовыми месторождениями. Она представлена довольно многочисленными в Анатолии свинцово-цинковыми месторождениями разных типов. В отличие от Динарской провинции в них не устанавливается столь близкой связи с молодым наземным вулканизмом. Некоторые месторождения связаны с синорогенным магматизмом, в других генетические связи остаются неизученными. Обычно свинцовые и цинковые концентраты в Турции добываются попутно при разработке медных либо полиметаллических месторождений на благородные металлы. В 1965 г. здесь было добыто 25 тыс. *т* свинцово-цинковой руды, из которой произведено 1500 *т* свинцового и 1750 *т* цинкового концентратов.

Месторождения расположены в северо-восточной (Фол-Маден), юго-восточной, центральной (Кебан-Маден), западной (Балья-Маден, Симав) и южной (Девели-Калекей, Заманты) частях провинции (см. рис. 81). В. Е. Петрашек (Petraschеck, 1960) эти месторождения объединяет в два свинцово-цинковых района: Западно-Анатолийский (Балья-Маден, Авджилара) и Таврский (Болкан-Маден, Кебан-Маден).

В рудном поле Балья выступают известняки пермо-карбона, аспидные сланцы и конгломераты триаса, вмещающие миоценовые дациты и андезиты. Здесь выделяются различные типы месторождений: 1) порфировые (штокверковые) тела в дайке андезитового состава, залегающей среди дацит-липаритовой толщи; содержание свинца 3—4%; 2) жилы на контакте осадочных отложений с телами дацит-липаритового состава; 3) неправильной формы метасоматические залежи в известняках; 4) пластообразные согласные залежи в осадочных породах. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит. Наиболее богатые их скопления отмечаются вблизи апофиз субвулканических образований, секущих осадочную толщу пермотриаса. Вблизи Балья-Маден находится месторождение Авджилара,

представленное кварцевой жилой мощностью 12 *м*, прослеженной по простиранию на несколько километров. Массивные руды галенита и пирита слагают в пределах жилы полосу мощностью 2 *м*. Вблизи г. Симава расположено месторождение Каракоджа, в пределах которого гидротермальные низкотемпературные жилы залегают в гранитах. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом, к жильным относятся кварц и аметист. Здесь до 1960 г. добывались богатые руды, содержащие 11% свинца, 4% цинка и 3% меди.

В Таврской зоне наиболее крупным является месторождение Девели-Калекей. Оно приурочено к черным известнякам среднего девона, переслаивающимся с глинистыми сланцами. Рудные минералы (мелкозернистые гематит и сфалерит с небольшим количеством пирита), ассоциирующиеся с кварцем, кальцитом и баритом, локализуются в тектонических трещинах, а местами метасоматически замещают известняки. В рудном теле известно два месторождения — Северное и Южное. На первом из них трубообразное рудное тело контролируется пересечением разломов двух направлений, а на втором преимущественно развиты пластообразные метасоматические тела. Среди последних выделяются два крупных тела длиной соответственно 100 и 70 *м*. Содержание свинца в среднем 16%, цинка — 35%. За период 1955—1963 гг. на месторождении добыто 50 тыс. *т* богатых руд.

В этом районе расположены также известные месторождения — Болкан-Маден, Заманты, Апаучур, Фараш, Гюкле и др. На первом из них развиты богатые рудные жилы и метасоматические залежи в известняках. На месторождении Заманты оруденение залегает в известняках пермо-карбона, пермотриаса и верхнего мела, где локализуется в трещинах небольшой длины и зонах трещиноватости. Обычно размеры рудных тел от 85×20 до 25×10 *м*. Галенит и сфалерит содержат примеси кадмия, галия, серебра; широко развиты вторичные минералы свинца и цинка. В месторождениях Южной Анатолии повсеместно устанавливается повышенное содержание серебра (300—400 *г/т*) и золота (2—9 *г/т*). Особенно богато серебром месторождение Кебан-Маден, расположенное в Восточном Тавре. Оно залегает на контакте молодых вулканогенных пород с метаморфической толщей и представлено жилами серебристого галенита.

Севернее Южно-Таврского района в вилайете Сивас расположено месторождение Кан-Мурдин. Оно относится к несколько иному типу, будучи связанным с мезозойскими андезитами — производными геосинклинального вулканизма. На месторождении развита серия субширотных жил мощностью до 1—2 *м*, длиной 300 *м* и глубиной по падению 400—500 *м*. Они залегают в гидротермально измененных, пропилитизированных вулканогенных породах. В верхних горизонтах преобладает галенит, а на нижних — сфалерит; реже встречается халькопирит; среди жильных в основном встречаются кварц и кальцит. Запасы месторождения 300 тыс. *т* руды, содержащей 15% свинца, 10% цинка, 0,5 *г/т* золота и 50 *г/т* серебра; присутствуют также селен и теллур. Очевидно, данное месторождение отличается от вышеотмеченных и относится к геосинклинальной стадии альпийской эпохи. Оно связано, по-видимому, с верхнемеловым андезитовым геосинклинальным вулканизмом.

Формация сурьмяно-ртутно-реальгаровых месторождений распространена в пределах Анатолии довольно широко, не имея, правда, здесь значительных по масштабам представителей. Небольшого масштаба добыча ртути производится на месторождениях Западной Анатолии: Карабурун, переданного в эксплуатацию в 1961 г. и дающего около 90 *т* металла в год, Этибани (45 *т*), Нагорной, Лядни (2 *т*), где содержание ртути около 0,5%, Эски Гю-

муш — гнезда штуфной руды с содержанием от 2 до 10% металла (до 100 *кг* руды в сутки). В районе последнего месторождения в 1963 г. открыты антимонитсодержащие кварцевые жилы, из которых добывается около 3500 *т* руды в год с содержанием 10% сурьмы, но основная добыча сохраняется на месторождении Турхал. Многие мышьяковые проявления известны в вилайетах Айдын и Ичель. Сурьмяно-киноварное месторождение Сизма расположено в Центральной Анатолии (до 2% ртути в антимонитовых рудах).

В Западной Анатолии на месторождении Этибани относительно крупным является рудник Халикей вблизи Измира. Рудовмещающими породами служат слюдистые сланцы, содержащие систему тонких прожилок киновари с пиритом, образующих вытянутый штокверк длиной 900 *м* и шириной 30 *м*. В его пределах встречаются рудные столбы сечением 20 *м*². Запасы руд месторождения 75 тыс. *т* при среднем содержании ртути 0,47%. Вероятно, изучение этой формации в дальнейшем приведет к новым открытиям.

ВЫВОДЫ

Металлогения Кавказско-Анатолийской области имеет ряд общих особенностей с Альпийско-Динарской и одновременно обладает индивидуальностью. К первым относится наличие зон, обладающих не только одинаковым строением, но и непосредственно прослеживающихся в пределах обеих областей. К таким относятся прежде всего Среднегорско - Понтийско - Малокавказский вулканический пояс, Динарско-Эллинско-Таврская зона, а отчасти и зона срединных массивов Родопско-Македонско-Мендересско-Киршехирская. Наблюдаются сходные черты и более локальных зон, например Вардарской и Измиро-Анкарской. Все это свидетельствует о связи внутренних эвгеосинклинальных зон в пределах обеих областей.

Во внешних зонах, в качестве каковых могут быть выделены складчатые сооружения Альп, Карпат и Большого Кавказа, также отмечается общность развития, но не столь тесная, как во внутренних. В частности, металлогения Кавказа несравненно разнообразнее и богаче Альп, Карпат, Балкан и Апеннин.

В качестве общности металлогении внешних зон двух сопредельных областей в первую очередь отмечаются следующие:

1) наличие палеозойских медноколчеданных месторождений, характерных для Альп, Карпат и Балкан, а особенно для зоны Передового хребта Большого Кавказа. Вместе с тем, если в Альпах, Карпатах и Балканах месторождения относятся к байкальскому и каледонскому возрасту, то на Кавказе — к герцинскому;

2) развитие в отдельных рудных районах позднегерцинских жильных полиметаллических месторождений, известных в Рудных горах Альп (Тироль), в Спишско-Гемерских горах Западных Карпат, в горах Апусени Южных Карпат и в Бечасынской зоне Большого Кавказа;

3) относительно широкое распространение свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах нижнего мезозоя (преимущественно триасового возраста). К районам этого типа относятся два субпараллельных пояса в Восточных Известняковых Альпах, рудопроявления в Западных Карпатах, Врачанский район на Балканах, Абхазский район на Большом Кавказе (Дзышра);

4) закономерное омоложение

оруденения с севера на юг, что обусловлено прямым развитием внешнего обрамления обеих областей и обратным — внутреннего: геосинклинальное развитие в первых следовало по пути последовательной консолидации, а в пределах вторых геосинклинальный режим был регенерирован в альпийской эпохе.

Для южных зон обеих областей отмечаются следующие сходные черты их металлогении:

1) широкое развитие месторождений, связанных с геосинклинальным офиолитовым магматизмом и базальтовым вулканизмом (хром, медь, отчасти железо и марганец);

2) умеренное распространение герцинских гранитоидов, сопровождаемых пегматитами и гидротермальными кварцевыми жилами с оруденением шеелита, молибденита и некоторых других металлов;

3) проявление в некоторых срединных массивах позднеальпийской тектонической активизации, с которой связан интенсивный неоген-четвертичный наземный вулканизм в последовательности от кислых лав к основным. С этим процессом (некоторые исследователи связывают его с орогенной стадией) связано образование многочисленных, в том числе весьма продуктивных, месторождений свинца и цинка, золота и серебра, ртути, сурьмы и мышьяка.

Наравне с отмеченными общими металлогеническими особенностями двух соседних крупных областей имеются и существенные различия:

1) древние медноколчеданные месторождения Альп, Карпат и Балкан, с одной стороны, и Большого Кавказа — с другой, отличаются как по типу (в первом случае месторождения часто распространены в пределах сланцевых толщ, тогда как во вторых они размещаются исключительно в вулканогенно-осадочных), так и по масштабу;

2) на Большом Кавказе синорогенные герцинские и альпийские гранитоиды сопровождаются многочисленными рудопроявлениями и месторождениями мышьяка, вольфрама, молибдена, отчасти олова и некоторых редких металлов, отсутствующими в других провинциях внешних зон;

3) если Альпы и Карпаты богаты месторождениями сидерита, то на Большом Кавказе широко развиты жильные полиметаллические месторождения (Садон, Згид), не имеющие аналогов на западе;

4) в карбонатном триасе Альп, Карпат и Балкан довольно широко распространены свинцово-цинковые месторождения; на Большом Кавказе однотипные рудопроявления приурочены к верхам юры. Вероятно, рудная минерализация этого типа приурочена к определенным тектоническим структурам, возникающим в позднеорогенную стадию геологических циклов;

4) при широком развитии во внешних зонах раннеальпийских (киммерийских) месторождений, собственно альпийская металлогения характерна только для Большого Кавказа.

Все отмеченное свидетельствует о несравненно более многообразной и продуктивной металлогении Большого Кавказа по сравнению со сходными провинциями на западе.

Во внутренних южных зонах имеются следующие индивидуальные черты развития, приводящие к металлогенической специфике каждой провинции:

1) различный возраст вулканизма, а как следствие — минерализации, в отдельных частях Среднегорско-Понтийско - Малокавказского пояса. Так, на западном фланге пояса возраст преимущественно позднемеловой; в Бургасском районе — палеогеновый; в Странджe — верхнеюрский; в Западном Понте — юрский; в Восточном Понте и Аджарии — палеогеновый; в Болнисско-Кировабадской зоне — позднемеловой; в Сомхето-Карабахской — предпозднеюрский. Наличие в восточном звене пояса крупных скарново-магнетитовых месторождений, слабее развитых в других его частях;

2) наличие в Мисхано-Зангезурской зоне и на продолжении в

Иранском Карадаге крупных медно-молибденовых месторождений порфирового типа, почти полностью отсутствующих в других частях обеих областей (за исключением месторождения Мачкатица в Югославии, не являющегося полным аналогом зангезурских);

3) металлогения Динарид отлична от металлогении Таврид, что выражено наличием здесь эксгаляционно-осадочных месторождений железа (типа Вареш), пока не установленных в Анатолии, и относительно меньшей продуктивностью хромитовых месторождений, достигающих в Анатолидах очень большого количества и крупных размеров. Помимо этого, в Тавре (и на Кипре) большое значение приобретает медноколчеданное оруденение, представленное не столь широко в Динаридах;

4) неогеновый и четвертичный вулканизм проявился весьма широко в обеих областях, но на западе его рудоносность значительно бо́льшая, чем на востоке. А. А. Малахов (1962) отмечает перемещение центров вулканизма с запада на восток. Кислый андезит-дацит-липаритовый состав вулканитов во времени сменяется базальтовым вулканизмом. Последний на западе имеет плиоценовый возраст, а на востоке, в Анатолии, — четвертичный. С первой фазой вулканизма связаны свинцово-цинковое и золото-серебряное оруденения, со второй — сурьмяно-ртутное и мышьяковое.

Краткая сравнительная характеристика двух сопредельных областей позволяет в качестве специфических особенностей Кавказско-Анатолийской области выделить следующие:

1) область в тектоническом и металлогеническом отношении отчетливо делится на три ветви, из которых первая (Большой Кавказ) обладает резкой индивидуальностью, а две другие (Понт — Малый Кавказ и Тавриды) довольно сходны между собой, что соответствует их принадлежности к эвгеосинклинальным поясам;

2) на Большом Кавказе хорошо выражена металлогения герцинской эпохи, проявления которой выступают в фундаменте эпипалеозойской платформы, расположенного в пределах краевого массива альпийской складчатой зоны. Аналогичные рудообразования южнее представлены лишь в виде реликтов (пегматиты Дзирульского массива, Улудаг);

3) киммерийские структуры и месторождения также характерны в основном для Большого Кавказа (и Добруджи), тогда как в других ветвях области преимущественно развиты альпийские месторождения, а киммерийские выступают на ограниченных площадях в пределах зон, испытавших активную киммерийскую складчатость (Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны);

4) позднеорогенные тектонические процессы наложены вдоль молодых глубинных разломов на геологические структуры, сформированные в результате длительного унаследованного развития. Поэтому металлогения зон орогена не наследует особенностей более древних месторождений, а обычно диссонирует с ними. Так, на ультраосновной магматизм порой накладывается оруденение золота и ртути, на гранитоидный магматизм — кварцевые жилы с галенитом и сфалеритом, на древние метаморфические породы — молодые вулканиты с золотом и серебром. Вероятно, данное обстоятельство обусловлено явлениями тектонической активизации;

5) главными металлами в месторождениях Кавказско-Анатолийской области являются медь (Большой Кавказ, Малый Кавказ, Понт, Тавр), хром (Анатолия), железо (Малый Кавказ, Тавр), вольфрам (Большой Кавказ, Центральная Анатолия), молибден (Большой Кавказ, Малый Кавказ), свинец, цинк (Большой Кавказ, Тавр), мышьяк (Большой Кавказ), ртуть и сурьма (Большой Кавказ, Анатолия). Одновременно здесь немного золота и серебра, практически отсутствуют олово, платина, никель,

многие редкие и рассеянные элементы;

6) распределение главных металлов обладает характерными особенностями не только в пространстве (металлогеническая специфика отдельных тектонических зон), но и во времени (повторяемость металлов в различных металлогенических эпохах). Эта закономерность тесно связана с унаследовательностью развития главных структурных элементов, при котором одни и те же металлы порой участвуют в различных геохимических циклах.

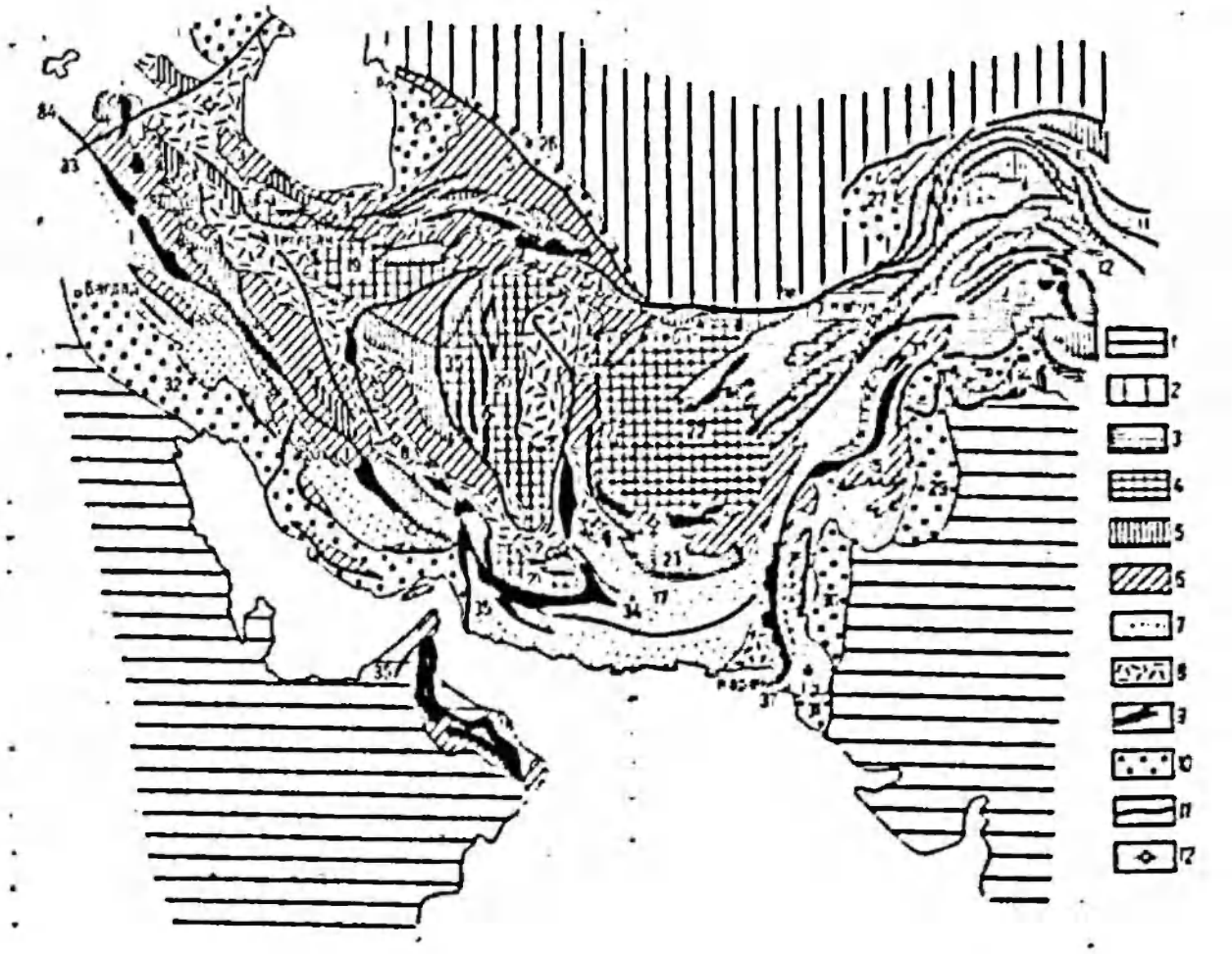
Ирано-Афганская металлогеническая область

Обширная территория Средиземноморского пояса от Пальмиро-Апшеронского линеамента, выделяемого В. П. Поникаровым и др. (1969), на западе до Кашмирского синтаксиса, выделяемого Д. Н. Вадиа (1939), на востоке отнесена нами к Ирано-Афганской области. Она охватывает территорию Ирана, Афганистана, Западного Пакистана и СССР. С севера область ограничивается территорией палеозойской складчатости (Каракумы и Тянь-Шань), а с юга древними Аравийской и Индостанской платформами (рис. 82).

Отнесение данной территории к типичной области альпийской складчатости несколько условно. Так, В. П. Поникаров и др. (1969) противопоставляют в этом смысле Ирано-Гималайский и Альпийско-Малоазиатский сектора Альпийской геосинклинали. На основании анализа современных работ они доказывают миогеосинклинальный режим первого сектора в позднем докембрии и эвгеосинклинальный — второго. По их мнению в результате ассинтской складчатости миогеосинклинальный режим был ликвидирован в Ирано-Гималайском секторе, вследствие чего в палеозое и большей части мезозоя осадконакопление осуществлялось в платформенных условиях, аналогичных сопредельной области Северной Аравии. Последующее геосинклинальное развитие проявилось лишь в интервале конец мела — палеоген, а местами — в раннем мезозое. Геосинклинали представляли собой узкие приразломные, шовные зоны, в которых происходило накопление вулканогенных толщ и внедрение ультраосновных и основных интрузий.

Представления отмеченных авторов верно отражают тенденции, наблюдающиеся у современных исследователей Ирана, Афганистана и Гималаев — частей Средиземноморского пояса, остающихся наименее изученными. В то же время они допускают неточности, ставящие под сомнение их основной вывод, что «характер палеозойского (и, возможно, альпийского) развития находится в строгой зависимости от типа развития в позднем докембрии» (Поникаров и др., 1969, стр. 97). В действительности рифей здесь представлен отнюдь не миогеосинклинальными, но эвгеосинклинальными образованиями, на которых несогласно лежат инфракембрийские доломиты и сланцы, выше сменяющиеся песчаником Лалун, а последний — фаунистически охарактеризованным кембрием (Штёклин, 1966). Песчаник Лалун рассматривается в качестве базальной формации кембрия, а подстилающие его доломит и красноцветные осадки, абсолютный возраст которых определен в рамках 595—760±120 млн. лет, представляются в качестве молассы, несогласно налегающей на складчатые эвгеосинклинальные осадки рифея. К последним относятся формации Какар и Морхид, выделяемые в разных частях Ирана, представленные эпи- и мезозональными метаморфическими сланцами, амфиболитами, мраморами, роговиками,

Рис. 82. Тектоническая схема Ирано-Афганской металлогенической области (составлена по материалам А. Гансера, Д. Штёклина, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина, И. В. Архипова, М. В. Муратова, Б. А. Соколова, В. П. Поникарова и др.).



1 — Аравийская и Индостанская древние платформы; *2* — области палеозойской складчатости; *3* — выступы допалеозойского основания в ядрах антиклинориев и срединных массивов; *4* — срединные массивы, перекрытые чехлом молодых осадков. *5* — палеозойские породы; *6* — мезозойские породы; *7* — кайнозойские флишевые осадки; *8* — верхнемеловые — палеогеновые вулканогенные породы; *9* — основные и ультраосновные породы, меланж; *10* — молассовые осадки краевых прогибов; *11* — глубинные разломы; *12* — вулканы плиоценовые и четвертичные

Главные структуры (номера на схеме). Складчатые сооружения: 1 — Загрос, 2 — Кухрутская вулканогенная зона, 3 — Эльбурс, 4 — Биналуд, 5 — Копетдаг, 6 — Парапамиз, 7 — Гиндукуш, 8 — Бадахшан, 9 — Памир, 10 — Музтаг, 11 — Кувьтунь, 12 — Каракорум, 13 — Большие Гималаи, 14 — Соляной кряж, 15 — Сулеймановы горы, 16 — Киртар, 17 — Мекран, 18 — Оман. Срединные массивы: 19 — Кавир, 20 — Лут, 21 — Джазмуриан, 22 — Белуджистан, 23 — Гильменд, 24 — Южный Памир. Краевые прогибы: 25 — Южноаспийский, 26 — Предкопетдагский, 27 — Южнотаджикский, 28 — Кохат-Потварский, 29 — Предсулеймановский, 30 — Предкиртарский, 31 — Карачинский, 32 — Месопотамский. Главные глубинные разломы: 33 — Пальмиро-Апшеронский линеамент, 34 — Загросский структурный шов, 35 — линия Омана, 36 — Гиндукушский шов, 37 — шов Сулеймановых гор

кварцитами и кристаллическими туфами, пронизанными гранитоидами.

Таким образом, рифейские отложения, испытавшие ассинтскую складчатость, образовались в эвгеосинклинальных, а не многеосинклинальных условиях, чем они по существу не отличаются от докембрийского фундамента Альпийско-Малоазиатского сектора. Однако различие между этими двумя секторами, без сомнения, вполне очевидно, но проявилось оно не в докембрийской, а именно в последокембрийской истории развития.

Характер развития в пределах двух рассматриваемых секторов Альпийской геосинклинали в палеозое хорошо раскрывается в работах А. А. Богданова и др. (1963) и А. А. Белова (1967). Последний выделяет четыре типа развития доальпийского фундамента: 1) герцинские эвгеосинклинали полного

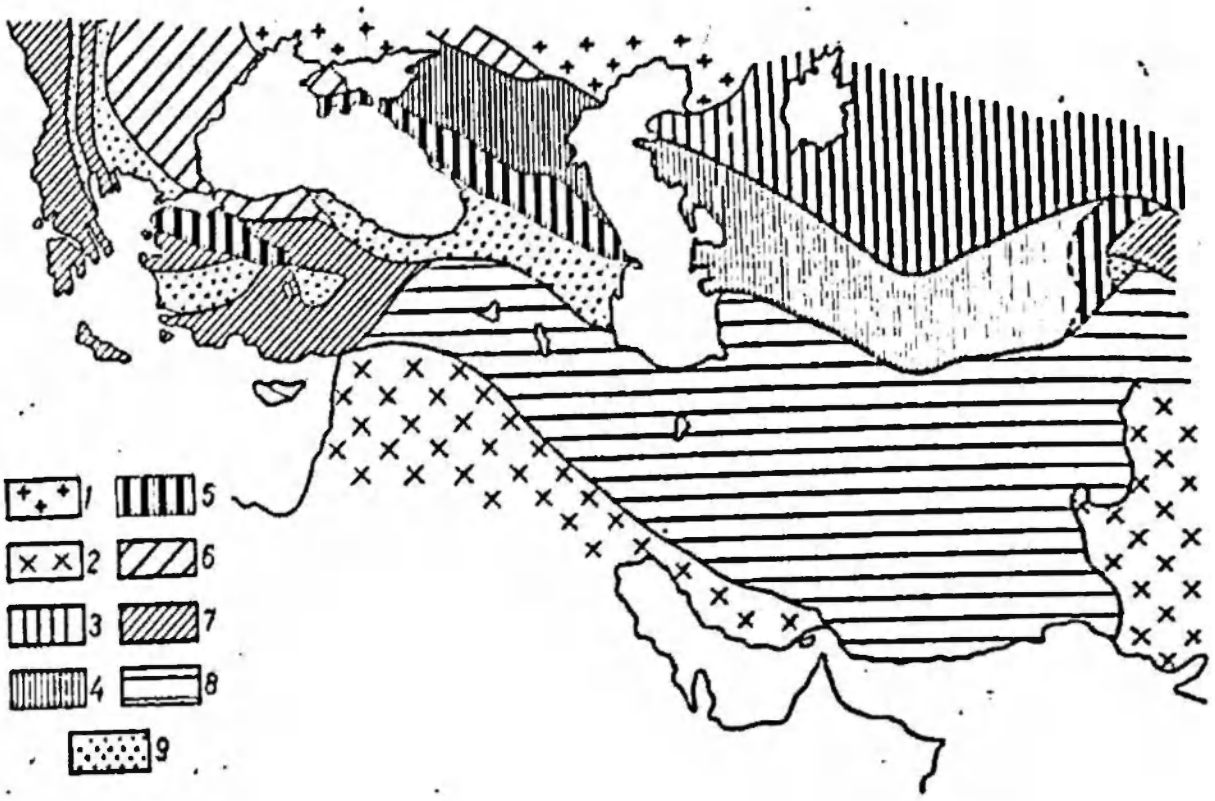
развития; 2) герцинские многогеосинклинали, испытавшие полное развитие; 3) герцинские многогеосинклинали, не испытавшие завершающей складчатости и унаследованно продолжающие геосинклинальное развитие в альпийском цикле; 4) области платформенного развития в палеозое, и возможно, являющиеся составной частью Гондваны. К четвертому типу и относится интересующая нас в данном случае Ирано-Афганская область (рис. 83). В соответствии со схемой А. А. Белова именно палеозойская, а не более древняя история определила особенности альпийского развития Средиземноморского пояса.

Квазиплатформенные условия осадконакопления, установившиеся в палеозое на территории Ирано-Афганской области, обусловлены, по-видимому, принадлежностью ее к Гондване и консолидирущей ролью мощных отложений инфракембрия и нижнего кембрия. В мезозое локальные геосинклинальные системы унаследованно развивались вдоль тектонических швов, заложенных еще в период ассинтской складчатости, а обширные пространства между ними сохранили устойчивое положение. Дж. Штёклин (1966) отрицает наличие крупного Ирано-Афганского срединного массива; по его мнению, к этой категории структур может быть отнесена только глыба Лут, в пределах которой мезозойские отложения залегают горизонтально. В данной монографии приняты построения Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1968), выделивших ряд срединных массивов с байкальским основанием. Эти массивы, названные по их географическому положению Кевир, Лут, Джазмуриан, Белуджистан, Гильменд и Южный Памир, нанесены на рис. 82 в соответствии с картами Дж. Штёклина (1966), А. Гансера (1967), Б. А. Соколова (1968) и других исследователей. Все отмеченные массивы оконтурены крупными разломами, часто фиксируемые меланжем; в их пределах на поверхности иногда обнажено байкальское складчатое основание, в других случаях они образуют устойчивые депрессии, наконец их положение определяет размещение и форму главных складчатых систем. Так, Загрос развился в промежутке между Аравийской платформой, с одной стороны, и массивами Кевир и Лут — с другой; Эльбурс зажат между Южнокаспийской впадиной на севере и массивом Кевир на юге; Сулейман-Киртарская система приурочена к узкой щели, образованной между жесткими структурами Белуджистанского массива на западе и Индостанской платформы на востоке; Гиндукуш-Парапамизская система заложена между Туранской платформой и Белуджистанским массивом и т. д. (см. рис. 82).

К крупнейшим глубинным разломам древнего заложения, определяющим размещение главных складчатых систем, относится линия Омана, выделенная еще Р. Фюроном (1937) в качестве линеамента, прослеживающегося в меридиональном направлении от Урала до Оманского полуострова. С этой линией он связывал субмеридиональное направление палеозойских складок в Центральном Иране, изгиб складчатых структур в Копетдаге, внедрение гипербазитов. В дальнейшем масштабы и направление этой региональной структуры откорректированы А. Гансером и другими исследователями, но само ее существование не вызывает ни у кого сомнения. Она наложена на различные элементы области, расчленяет срединные массивы Кевир и Лут, контролирует интенсивность осадконакопления (начиная с раннего палеозоя), вулканизм, гранитоидный магматизм, трещинную тектонику и металлогению. В пределах отмеченной меридиональной полосы расположены наиболее продуктивные рудные районы Ирана.

К категории столь же крупных «трансгеосинклинальных» структур может быть отнесен Кашмирский синтаксис. На восточной границе Ирано-Афганской области против северной Пенджабской шпоры Индостанской платформы наблюдает-

Рис. 83. Схема тектоники Балкано-Памирского отрезка Средиземноморского пояса для конца палеозоя. По *А. А. Белову*



1 — Русская платформа; *2* — Гондвана (Аравийская и Индостанская платформы); *3* — герциниды Урало-Тянь-Шаньского пояса; *4* — эпигерцинская платформа Средиземноморского пояса (Скифская и Туранская платформы); *5* — герцинские миогеосинклинали полного развития (I тип); *6* — герцинские миогеосинклинали полного развития (II тип); *7* — герцинские миогеосинклинали «сокращенного» развития (III тип); *8* — области с байкальским складчатым основанием, испытавшие в палеозое платформенное развитие (IV тип); *9* — области метаморфизма и гранитизации (срединные массивы)

ся наибольшее сжатие и скучивание складок в Средиземноморском поясе (см. рис. 82). В. М. Синицин (1955) проводит в этом месте крупное поперечное погружение Верхнего Инда, относя Памир и Гиндукуш к Иранскому структурному комплексу. А. Гансер (1967) в отличие от него считает Памир центральным узлом — распределителем складчатых цепей. Из этого грандиозного скучивания прослеживаются Куньлунь, Каракорум, Большие Гималаи и Гиндукуш. Еще более крупной считает меридиональную структуру данной части земной коры Б. А. Петрушевский (1961), распространяющий ее далеко на север до Центрального Казахстана и также далеко на юг, где она, по его мнению, сливается с подводным хребтом (валом) Индийского океана, а по пути контролирует траппы Декана.

К структурам, менее значительным по масштабам, но также определяющим положение отдельных геосинклинальных систем, относятся глубинные разломы Загроса, Эльбурса, Гиндукуша, Сулеймановых гор, Мекрана. По-видимому, их положение в основных чертах соответствует разломам, заложенным еще в докембрии и унаследованно развивавшимся в альпийском цикле.

Металлогения Ирано-Афганской области определена особенностями ее тектоники, иногда здесь могут быть уверенно выделены докембрийские и альпийские месторождения. Герцинская эпоха проявлена весьма приглушенно, в большинстве случаев отсутствует, подразделение

альпийского цикла на киммерийскую и собственно альпийскую эпохи имеет все основания, поскольку основные поднятия и интрузии гранитоидов в Иране приурочены к концу юры — началу мела, а в Афганистане — к концу триаса — началу юры. Вместе с тем мы не располагаем данными о возрасте месторождений, вследствие чего здесь вынуждены рассматривать молодую металлогению в рамках одной эпохи. Характерными являются месторождения железа, хромитов, меди, свинца и цинка; встречаются проявления сурьмы и ртути, отчасти золота и серебра, но они не имеют важного значения.

Металлогеническое районирование при полемичности основных вопросов тектонического строения остается условным. Учитывая новые материалы, полученные при посещении Ирана в 1969 г., внесены коррективы в принятое ранее (Твалчрелидзе, 1964) членение на металлогенические провинции. К числу металлогенических провинций отнесены складчатые структуры северной и южной ветвей пояса. При этом первые разделены на две части включающие Эльбурс — Аладаг и Биналуд, с одной стороны, и Парапамиз — Гиндукуш — Южный Памир — с другой. Различие этих образований подчеркивается всеми исследователями (Хаин, 1964$_3$; Гансер, 1967; Петрушевский, 1961 и др.). В южном стволе условно выделены Загроско-Мекранская и Центральная провинции; последняя включает в себя все срединные массивы. Нет сомнения, что при более детальном их изучении в дальнейшем появятся основания для более дробного ее расчленения на ряд провинций. Самостоятельной остается Сулейман-Киртарская провинция, совпадающая с одноименной складчатой системой.

ЭЛЬБУРС-БИНАЛУДСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Складчатые сооружения Аладага, Биналуда и Копетдага принято именовать Туркмено-Хорасанскими горами. Они вытянуты в субширотном направлении вдоль северной границы области и на востоке выклиниваются. Парапамиз, относившийся автором ранее к этой же провинции, является непосредственным западным окончанием северной ветви Гиндукуша (Гансер, 1967), вследствие чего должен рассматриваться в составе другой провинции.

В мегантиклинории Эльбурса можно найти продолжение главных тектонических зон Малого Кавказа (Хаин, 1964$_3$). Здесь на границе триаса и юры отмечаются поднятия, вследствие чего лейас Эльбурса выражен континентальной угленосной толщей, а в доггере вновь появляется морская фауна. Верхнемезозойский разрез представлен карбонатными породами. Аптские известняки несогласно перекрывают верхнеюрские, а выше проявилась предкампанская складчатость. В эоцене широко распространилась вулканическая деятельность, вызвавшая отложение толщ, широко известных под наименованием «зеленые сланцы Эльбурса». Наличие здесь этих отложений и послужило основанием для отнесения Эльбурса к эвгеосинклиналям. Между тем такие же «зеленые сланцы» широко распространены и в других структурных зонах области.

Для Эльбурса и Биналуда характерно веерообразное строение: крутые надвиги здесь направлены на юг и на север. Складчатость, достаточно интенсивная на южном крыле и ядре структуры, к северу выполаживается. Эльбурс и Аладаг — Биналуд образуют крупную горную дугу, выгнутую к югу, а на севере

почти вплотную примыкающую к Каспийскому морю, от которого отделяется узким и глубоким прогибом. На западе Эльбурс сложно сочленяется со складчатыми сооружениями Малого Кавказа. На северном и южном склонах Эльбурса находятся верхнемеловые — миоценовые прогибы.

В Аладаге установлены три антиклинальные зоны: на севере — Мульгазарская, затем Центральная и Южная (хребты Газан и Салюх). В пределах отмеченных зон выступают палеозойские и юрские карбонатные породы. В осевой части антиклинория Биналуд на меридиане линии Омана выступают метаморфические породы докембрия, гранитоиды и юрские сланцы.

Складчатое сооружение Копетдага, расположенное к северу от дуги Эльбурс — Биналуд, построено значительно проще. По данным П. П. Калугина (1964) и других исследователей, Копетдаг отделяется от эпигерцинской Туранской платформы краевым прогибом, вытянутым на 500 км вдоль хребта. Ширина его у г. Ашхабада 120 км, а у Казанджика не превышает 40 км. К югу от прогиба выделяются Передовая цепь, Главный антиклинорий, зоны западного и юго-западного погружения. В Передовой цепи различаются Термальная зона, Передовая антиклинальная цепь и Главная синклинальная цепь.

Максимальным поднятиям Эльбурса и Биналуда, имевшим место в период предтитонской фазы складчатости, когда внедрились граниты Биналудского хребта, соответствует компенсационное погружение Копетдага, достигшее в раннем мелу глубины 3,5 км. В позднем мелу погружение сместилось к северу. Окончательное поднятие всей системы завершилось в акчагыле. На востоке система Туркмено-Хорасанских гор затухает в Зюльфагарском ущелье р. Герируд в Афганистане, от которого далее следует уже другая система гор Банди-Туркестан, Парапамиз, Кухе-Баба и Гиндукуш.

Металлогеническая характеристика

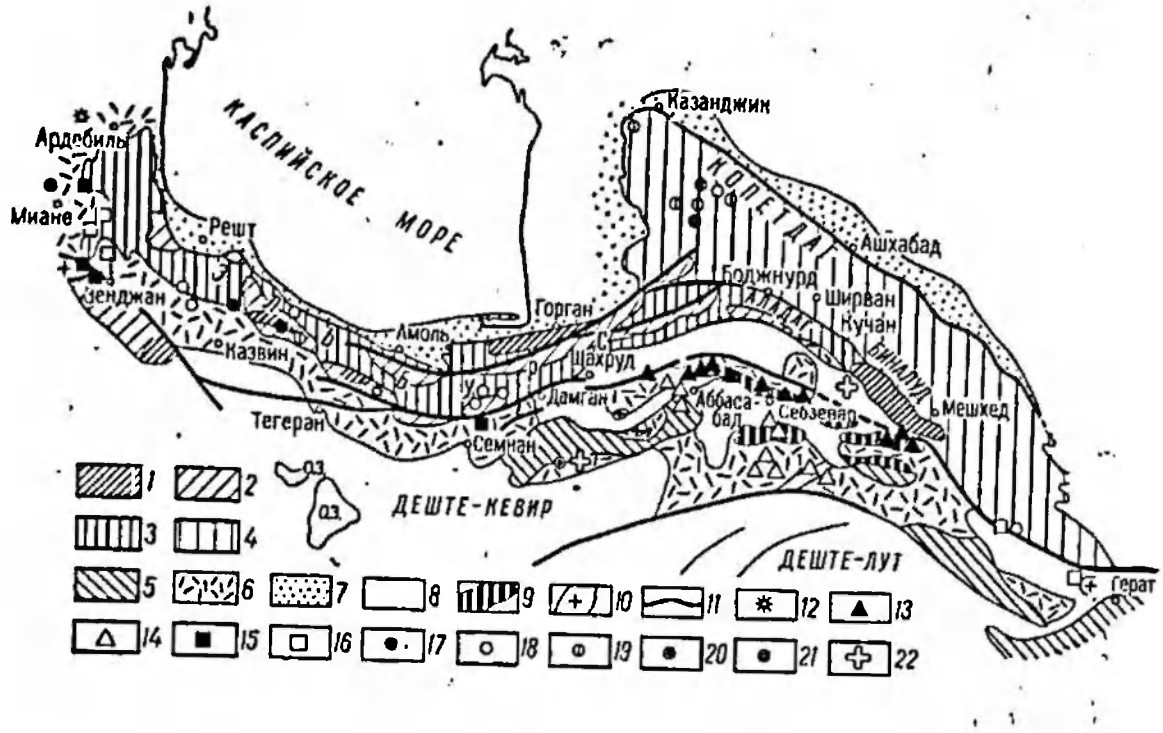
Рудные месторождения Эльбурс-Биналудской провинции приурочены преимущественно к трем металлогеническим зонам. В качестве таковых могут быть выделены: 1) Западный Эльбурс, включая вулканогенную подзону зеленых сланцев; 2) офиолитовая зона северной части Центрального Ирана, простирающаяся в субширотном направлении к югу от антиклинальной дуги Аладаг — Биналуд, от которой она отделена неогеновой депрессией; 3) северная часть антиклинория Копетдаг. В первой зоне преимущественно развиты свинцово-цинковые, медно-полиметаллические (возможно, колчеданно-полиметаллические) и баритовые месторождения; вторая зона представляет собой площадь распространения хромитовой и медноколчеданной минерализации; третья зона в пределах СССР содержит небольшие жильные месторождения ртути и отчасти свинца и цинка (рис. 84). Вторая зона в отличие от двух других, является типично эвгеосинклинальной.

Мы в данном предварительном опыте вынуждены ограничиться подразделением месторождений на обычные стадии в рамках одной альпийской эпохи.

Альпийская металлогеническая эпоха объединяет месторождения ряда рудных формаций, порой весьма продуктивных.

Формация хромитовых месторождений в Иране была обнаружена в 1940 г. среди ультраосновных пород пяти районов. В дальнейшем для двух из них было установлено промышленное значение (Watts, 1963). К ним относится в первую очередь южный район,

Рис. 84. Схема размещения рудных месторождений в Эльбурс-Биналудской металлогенической провинции



1 — докембрийские отложения; *2* — палеозойские отложения; *3* — преимущественно мезозойские отложения антиклинориев Эльбурс и Аладаг; *4* — преимущественно кайнозойские отложения Копетдага; *5* — мезозойские осадки северной части Центрального Ирана; *6* — вулканогенные отложения, преимущественно эоценового возраста («зеленые сланцы» Эльбурса); *7* — краевые прогибы; *8* — неогеновые впадины; *9* — ультраосновные и основные породы, меланж; *10* — альпийские гранитоиды; *11* — глубинные разломы; *12* — четвертичные вулканы; *13—22* — месторождения альпийских рудных формаций: *13* — хромитовой, *14* — медноколчеданной, *15* — скарново-магнетитовой, *16* — медно-молибденовой, *17* — урановой, *18* — полиметаллической, *19* — баритовой, *20* — золоторудной, *21* — ртутной, *22* — бирюзы

расположенный к востоку от г. Бендер-Аббаса, и северный, находящийся в пределах данной провинции. Форма залежей хромита в месторождениях, расположенных к северо-западу от г. Себзевара (см. рис. 84), линзообразная, они залегают в виде пятен, полос и бессистемно расположенных обособлений среди ультраосновных пород. В районе Минаб широко распространены также россыпи хромита, в которых до сих пор не изучено содержание платины. Общие запасы хромитовых руд здесь 100 тыс. *т*; в 1957 г. добыча составляла всего 5 тыс. *т*. К относительно более крупным месторождениям Хорасана относятся Мирмахмуд, Сарур, Гафт и Робатесфид. Первое из них залегает в массиве ультраосновных пород, вытянутом на 50 *км* по простиранию при ширине 15 *км*. Хромит образует 15 залежей сплошных и вкрапленных руд с содержанием трехокиси хрома соответственно 45 и 18%. Месторождение Робатесфид приурочено к пироксеновому габбро, в котором на протяжении 16 *км* встречаются сферические скопления хромита. В рудах обнаруживается повышенное содержание никеля.

Формация медноколчеданных месторождений Ирана наиболее полно представлена в рудных районах Себзевара и Аббасабада. Вкрапленность халькозина, борнита, куприта и малахита приурочена к субвулканическим андезитовым порфиритам, образующим пластообразные тела среди эоценовых вулканогенных отложений. Минерализованные зоны прослеживаются с перерывами на 30 *км*. Промышленно-ценные скопления халькозин-борнитовых руд обычно устанавливаются в зоне вторичного сульфидного обогаще-

ния, где содержание меди достигает 3—5%. В приповерхностных частях рудных тел содержание меди низкое. Так, вблизи Аббасабада в месторождениях Даман-Яла и Бозорг, представляющих собой оруденелые зоны, вытянутые на 250—300 *м* при мощности 60 *м*, среднее содержание меди всего 0,5%. Они отрабатываются открытым способом с доведением содержания руды до 7% путем ручной рудоразборки.

Во многих медноколчеданных месторождениях (Борджак, Шунт, Соркхпай) отмечается повышенное содержание золота, в других представлены (Кух-е-Соркх) существенно мышьяковые руды.

К рудообразованиям, возникшим в раннеорогенную стадию, когда происходила консолидация локальных геосинклинальных зон Северного Ирана и внедрялись интрузивы гранитоидов, относятся несколько типов месторождений, которые при современной степени их изученности можно сгруппировать в две группы формаций: железорудную и сложную полиметаллическую, или, точнее, многометальную.

Формация скарново-магнетитовых месторождений в Северном Иране представлена тремя месторождениями: Семнан возле одноименного города и двумя около городов Зенджан-Афшаробад и Голджук. Все они расположены на контакте верхнеэоценовых гранитоидов с карбонатными отложениями палеозойского и мезозойского возраста.

Месторождение Семнан состоит из трех участков, руды которых сложены магнетитом, образующим скопления в контакте габбро-диоритов с известняками. Содержание железа до 60%. Два других месторождения имеют линзовидную форму и, судя по металлогенической карте Ирана (Barland и др., 1965), расположены в зоне контакта палеозойских доломитов с гранодиоритами. Размеры их небольшие.

Формация редкометально-полиметаллических месторождений представлена месторождениями, содержащими медь, свинец, цинк, мышьяк, молибден, вольфрам, уран, висмут, кобальт. Эти металлы в отдельных рудных телах варьируют в различных относительных количествах, в связи с чем можно выделить месторождения существенно медные (Расхидабад), медно-полиметаллические (Узун-Дарех, Сенджедек, Шах-Али-Баглу), полиметаллические (Зехабад, Дуна), молибденовые с мышьяком, вольфрамом, золотом (Тарик-Дарех), оловорудные (Гератское ущелье), урановые (Шесмех-Гол). Месторождения первых трех субформаций сконцентрированы в западном рудном районе Миане, а трех последних — в восточном Гератском рудном районе, охватывающим пограничную часть Афганистана, где имеются сведения о наличии высокотемпературного кварц-касситеритового месторождения грейзенового типа.

В рудном районе Миане развиты месторождения жильного типа, в которых рудная масса сложена кварцем, баритом и кальцитом, содержащими халькопирит, пирит, сфалерит и галенит. В некоторых рудных жилах установлены минералы мышьяка, кобальта, урана, но они приобретают большее значение южнее в месторождениях типа Баюч Бадж в районе Такаб, входящем в состав Загросской провинции. Рудовмещающими являются вулканогенные отложения эоценового возраста. Мощность жил 0,5—0,8 *м*; содержание свинца 10%, цинка 7%, меди 8%. В отдельных жилах и линзах были отработаны очень богатые руды, содержащие до 25% цинка, 18% свинца, 2% меди, 75 *г/т* серебра и 6 *г/т* золота (Паскале).

Месторождения трех последних субформаций обнаруживают тесную связь с изверженными породами. К ним относятся скопления молибденит-мышьяковых и золотосодержащих руд Тарик-Дарех, приуроченные к контактовому ореолу гранитоидного массива. Арсенопирит здесь обладает повышенным содержанием золота (150 *г/т*). Урановые рудопроявления, зафиксированные

вблизи месторождения Тарик-Дарех, связаны, по-видимому, также с гранитоидами.

Формация барит-полиметаллических месторождений объединяет рудопроявления свинца и цинка в карбонатных породах, барита, ртути, золота. Они расположены также в двух рудных районах: в центральной части Эльбурса и в Западном Копетдаге. В обоих мы имеем дело с небольшими жилами, в которых тесно ассоциируются баритовая и свинцово-цинковая минерализация. В Эльбурсе они представлены среднего масштаба месторождением барита Сира и окисленным смитсонит-церусситовым Туйех. Оруденение приурочено преимущественно к известнякам верхнеюрского возраста, реже встречается в доломитах триаса и сланцах палеозоя. Несколько западнее Семнана находится небольшое кварцевожильное месторождение золота. Иногда эти месторождения содержат очень богатые рудные скопления, кустарно разрабатывающиеся частными предпринимателями.

Рудный район Западного Копетдага имеет довольно значительную площадь длиной 200 *км* и шириной 60 *км*, сложенную преимущественно алевролитами с прослоями песчаников нижнего мела, на которые налегают глины верхнего мела и палеогена и молассовые осадки неогена и антропогена, выполняющие депрессии (Хамидов, 1960; Сидоренко, 1945). Рудоносные жилы относятся к одной рудной формации сложного состава, образующей непосредственные переходы от свинцово-цинкового к барит-витеритовому и сурьмяно-ртутному типам. Мощность жил 0,4—0,8 *м*, длина обычно 50—70 *м*, залегают они в мощных зонах брекчирования. Жильными минералами являются кварц, барит и кальцит, рудными — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, киноварь, антимонит.

Из свинцово-цинковых рудопроявлений относительно несколько более крупными являются Арпаклен и Икинар. Баритовые месторождения имеют значительно бо́льшее распространение и представлены двумя крупными группами: 1) Каракалинской в Западном Копетдаге и 2) Бахарденской в Центральном. К ним относятся витерит-баритовые месторождения Арпаклен, Уч-Ятаг, Чуч-Чури и во второй группе — Кумышташ.

К сурьмяно-ртутному типу относятся два рудопроявления — Кара-Елчи и Куршурли, открытые в 1928—1929 гг. (Мамедов, Курбанов, 1963; Сидоренко, 1945). Они контролируются тектоническим разломом длиной до 6 *км*, в котором сосредоточены многочисленные кальцитовые и баритовые жилы. Включения киновари отмечаются в зальбандах жил, имеющих мощность до 2,5 *м* и длину 200 *м*. Помимо киновари в жилах наблюдаются пирит, халькопирит, галенит и сфалерит. Характерно, что во всех жильных проявлениях барита и витерита Западного Копетдага устанавливается присутствие свинца, цинка и ртути, что свидетельствует о принадлежности всех их к одной формации, из которой промышленное значение имеют барит-витеритовый минеральный тип. Оруденение телетермальное и не имеет видимой связи с магматизмом.

Наконец, заслуживает упоминания крупнейшее в мире месторождение бирюзы вблизи Нишапур. Бирюза приобрела широкую известность во многих странах. Она добывается кустарно из прожилков мощностью не более 2 *мм*, имеющих длину 1—2 *м*. Годовая добыча достигает 600 *кг* бирюзы.

ЗАГРОС-МЕКРАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Во внешней части складчатого пояса Загроса докембрийский фундамент Аравийской платформы, перекрытый чехлом, включающим осадки инфракембрия и последующих эпох, слабо наклонен на северо-восток (Штёклин, 1966). В связи с этим складчатость в поясе гематотипная, и в нем широко проявлена соляная тектоника, обусловленная диапировым внедрением в вышележащие осадки соляных пород инфракембрия. Начиная с пермского времени основание в зоне Загроса постепенно погружалось и перекрывалось согласно налегающими друг на друга осадками, охватывающими полный стратиграфический разрез от перми до неогена мощностью в несколько тысяч метров. Вся эта громадная толща осадочных пород испытала складчатость одноактно — в плиоплейстоцене. В длительном процессе осадконакопления в Загросской геосинклинали отмечается плавное перемещение оси прогиба к юго-западу, вследствие чего в настоящее время она находится в Персидском заливе.

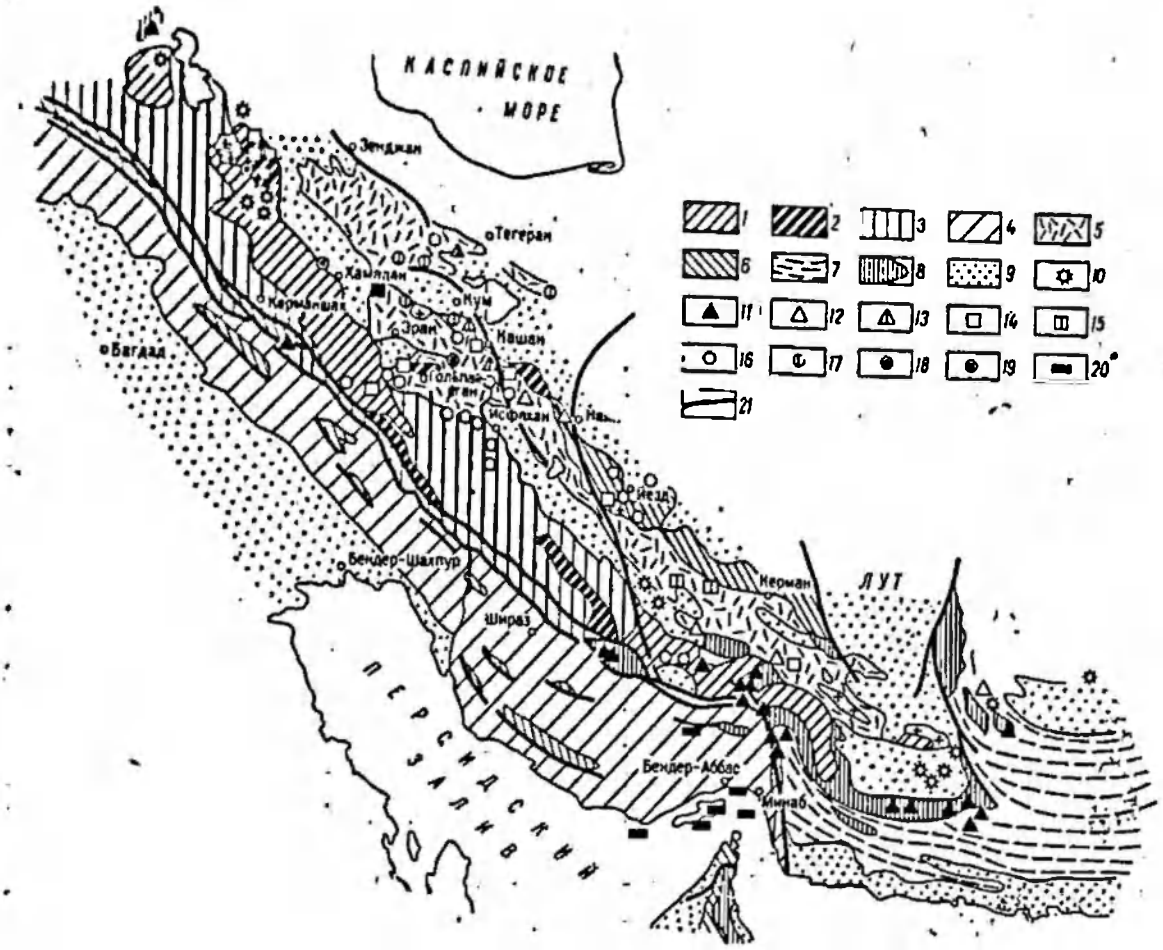
Северной границей внешней зоны Загроса является крупный тектонический шов, вдоль которого выступают офиолиты и радиоляриты. Эта структурная линия первого порядка определяет северо-восточную границу Аравийской платформы и ограничивает в этом направлении распространение кембрийского соленосного бассейна (Штёклин, 1966). В связи с этим заложение разлома, или зоны надвигов Загроса, относится к древнейшему времени. В пределах отмеченной узкой тектонически активной зоны разновозрастные осадки образуют ряд чешуй, по которым они надвинуты в юго-западном направлении на более молодые отложения Загроса. Надвиги приурочены к самой глубокой части Загросского прогиба, сложенной мергелями, радиоляритами и офиолитами.

Главный надвиг Загроса, прослеживающийся в виде прямолинейной структуры с северо-запада на юго-восток на расстоянии 1800 км, служит поверхностным выражением раскола фундамента, залегающего здесь на максимальной глубине. К северо-востоку от этой линии на поверхности обнажаются породы докембрийского основания, тогда как к юго-западу они погружены и поддвинуты под складчатое основание Центрального Ирана. В зоне надвигов развиты приразломные фации осадков — рифогенные известняки Бизитун верхнеюрского возраста, верхнемеловые — палеогеновые радиоляриты и офиолиты. Отмеченный структурный элемент следует отнести к одним из самых значительных в данной области (рис. 85, см. рис. 83).

Мекранская зона провинции служит продолжением внутренней зоны Загроса, так как здесь также широко развиты надвиги, и она имеет геосинклинальный характер. Вместе с тем вдоль линии Омана происходит резкая смена фаций. Помимо этого разрезы отложений Загроса и Мекрана различны: если в первом мы имеем дело с непрерывным осадконакоплением от кембрия до неогена, то в Мекране наиболее древним членом геосинклинальных осадков являются юрские.

В Мекране преимущественно развит палеогеновый флиш, смятый в крупные складки. На контакте этих отложений с жесткими структурами срединных массивов Центрального Ирана широко развиты образования меланжа, маскирующие характер контактов. Характерно, что важнейшие структурные направления трассируются цепочками вул-

Рис. 85. Схема тектоники и размещения рудных месторождений Загрос-Мекранской провинции



1 — допалеозойское основание Загроса; *2* — палеозойские породы Загроса; *3* — мезозойские отложения Загроса; *4* — кайнозойские отложения Загроса; *5* — вулканогенные образования верхнего мела — палеогена Кухрудской зоны; *6* — кайнозойские осадочные породы Кухрудской зоны; *7* — кайнозойский флиш Мекрана: *8* — меланж; *9* — краевые прогибы и межгорные впадины (молассы неоген-четвертичного возраста); *10* — неогеновые и четвертичные вулканы; *11—20* — месторождения рудных формаций: *11* — хромитовой, *12* — медноколчеданной, *13* — марганцевой, *14* — редкометальной, *15* — медно-молибденовой, *16* — свинцово-цинковой, *17* — баритовой, *18* — золоторудной, *19* — сурьмяно-ртутной, *20* — гематитовой, *21* — главные разломы.

канов, причем к востоку и северу от вулканической группы Кух-и-Султан проявления молодого и современного вулканизма неизвестны (Гансер, 1967).

К Загрос-Мекранской провинции отнесена нами также территория, которая рассматривается Дж. Штёклиным и А. Гансером в составе Центрального Ирана. Здесь мы имеем в виду так называемую Хамаданскую зону Шредера, в пределах которой наблюдаются выходы докембрийского основания к северо-востоку от зоны надвигов Загроса, а также вулканогенные осадки, выделенные В. В. Хансюстом (Hansjust, 1960) в виде Кухрудской зоны в промежутке между глыбами Кевир и Лут, с одной стороны, и метаморфическими породами Северо-Восточного Загроса — с другой.

По составу развитых здесь зеленокаменных отложений эоцена и третичного флиша, эта зона должна быть отнесена к типичной альпийской геосинклинали.

Металлогеническая характеристика

Наличие в данной провинции рудообразований герцинской металлогенической эпохи сомнительно, так как в палеозое она представляла собой квазиплатформу. Среди выявленных здесь месторождений мы не нашли метаморфогенных типов, которые можно отнести к докембрию, хотя наличие таковых в принципе нельзя отрицать. О палеозойских месторождениях вблизи г. Йезд и к северу от него в пределах Центрального Ирана (рудные районы Анарек, Бафк и др.) говорит В. Хансюст (Hansjust, 1960). Этот исследователь выделяет позднегерцинский Паригапский гранит, имеющий многочисленные выходы, с которыми он и связывает месторождения железа, вольфрама, меди и других металлов. Составители металлогенической карты Ирана (Bariand и др., 1965) указывают на развитие здесь только альпийских гранитоидов — мезозойских и кайнозойских; одновременно конкретные массивы ими не классифицируются по возрасту. Все это вынуждает и в Загрос-Мекранской провинции выделить одну эпоху.

Альпийская металлогеническая эпоха объединяет все месторождения (см. рис. 85).

Формация хромитовых месторождений в Загрос-Мекранской провинции выражена весьма отчетливо. К ней относятся крупные промышленные месторождения, ценность которых увеличивается в связи с расположением вблизи порта Бендер-Аббас. Наиболее крупной в Иране является Минабская группа месторождений хромита, вытянутая вдоль меридиональной офиолитовой зоны, контролируемой линией Омана, в промежутке между городами Минаб и Эсфандаг. Довольно многочисленные, но менее крупные месторождения развиты в офиолитовой зоне, окаймляющей с юга выступ массива Лут, а единичные из них расположены в восточном обрамлении этого срединного массива (месторождение Кхаш). Помимо этого, несколько промышленных месторождений хромита находятся в зоне надвигов Загроса, где они также связаны с гипербазитами (месторождения Хамрабад, Хадж-Джамали). Всего в Загрос-Мекранской провинции насчитывается свыше 100 месторождений и проявлений хромитовых руд.

В Минаб-Эсфандагской группе наиболее крупными являются месторождения Фарнаб, Амир, Реза, Фейх-Али, Абдешт и Бадж-Бори. Перспективные запасы этой группы составляют 50 млн. *т* руды, а по отдельным рудным участкам — порядка 50, 200 до 600 тыс. *т* (Watts, 1963); запасы рудного поля Фарнаб оцениваются в 1700 тыс. *т* руды с содержанием 40—50% трехокиси хрома. Разработка месторождений ведется карьерами и мелкими штольнями, стоимость концентрата с содержанием 48% трехокиси хрома составляет 24 доллара за тонну. Экспорт руды начат только в 1952 г., а в 1962 г. составлял 65 тыс. *т*.

Основная часть залежей хромита и пикотита расположена в дунитах и на их контакте с перидотитами. Залежи имеют пластообразную форму, а иногда хромиты залегают в виде пятен, полос или изолированных обособлений.

Индивидуализация отдельных рудных тел в контактовых зонах обусловлена, по-видимому, постмагматическими тектоническими движениями вдоль разломов. Протяженность рудных залежей достигает 600 *м* при глубине распространения от поверхности 150 *м*. Верхний возрастной предел гипербазитов и соответственно рудной минерализации определяется трансгрессивным перекрыванием меланжа осадками маастрихта. Однако вопрос и здесь остается недостаточно изученным.

Формации медноколчеданных и марганцевых месторождений рассматриваются

совместно, поскольку оба типа минерализации связываются с эоценовым вулканизмом. Выделяется две группы месторождений этих формаций — Исфахан-Тегеранская и Оманская. Здесь развиты медноколчеданные месторождения, ассоциирующиеся с пластообразными залежами гематитовых и марганцевых руд. К ним относится наиболее крупное в Иране марганцевое месторождение Рабаткерим. Развитые в его пределах залежи пиролюзита приурочены к андезитовому массиву. Протяженность рудных тел до 120 *м* при средней мощности 8 *м* и содержании марганца до 45% и даже 54%, в среднем 30%. Запасы по двум рудным телам составляют всего 100 тыс. *т*, перспективные — 500 тыс. *т*, добыча от 2 тыс. *т* в 1962 г. доведена к 1966 г. до 38 тыс. *т* руды. Аналогичные месторождения известны в Эрдестане к северу от г. Исфахан (Шах-Рок, Кемсар, Боз). В них большое значение приобретает гематит, в частности месторождение Кемсар является смешанным — железо-марганцевым. Руды представлены гасманитом, браунитом, псиломеланом и гематитом. Содержания марганца и железа высокие, но запасы небольшие. По всем данным отмеченные рудообразования относятся к типично вулканогенным — все они приурочены к эоценовым андезитам, в которых образуют пластообразные залежи, жилы и прожилки.

В этой же Кухрудской зоне установлено 23 проявления медноколчеданных руд, а в Западном Белуджистане — медно-марганцевые рудопроявления (Hansjust, 1960). Значительное число месторождений может быть увязано с периодом консолидации геосинклинальных зон этой провинции. К ним относятся руды вольфрама, меди, свинца и цинка, урана, что и позволяет назвать данную объединенную формацию многометальной.

Формация редкометально-полиметаллических месторождений развита в трех рудных районах: 1) Южном Азербайджане к западу от г. Зенджан; 2) в треугольнике, образуемом городами Кашаном, Гольпайеганом и Исфаханом; 3) вблизи г. Йезд и к югу от него. Первый из отмеченных районов вблизи г. Такабаха сложен докембрийскими и палеозойскими отложениями, прорванными рядом массивов гранитоидов. Вероятно, с последними и связаны медно-полиметаллические урановосные месторождения Баюч-Баг, представленные сложными по составу кварцевыми жилами, содержащими медь, золото, серебро, никель, кобальт, уран, висмут, молибден. На участке месторождения породы основания перекрыты эоценовыми осадками, перемежающимися с эффузивными образованиями основного состава. Последние представлены как покровами, так и субвулканическими интрузиями. Длина отдельных жил от 500 до 1500 *м*, мощность — 0,5 *м*. Главным рудным минералом является халькопирит, на который наложена многометальная ассоциация. В последней уран заключен в минерале коффините. Он установлен в составе прожилков мощностью несколько сантиметров, сложенных кальцитом, родохрозитом и кварцем. Золото встречается в виде мельчайших пластинок вблизи скоплений гидротермальных глин. Самородный висмут, обычно окруженный каймой шмальтина — скуттерудита, тесно ассоциирует с коффинитом (Bariand и др., 1965).

Несколько южнее в контактовой зоне гранитоидного массива Шейварг, прорывающего палеозойские известняки, в местности Джубан расположено свинцово-цинковое месторождение. В приконтактовой зоне массив сложен диоритами, сменяющимися севернее нормальными гранитами. Вдоль юго-западного контакта массива на 7—8 *км* прослеживается мощная полоса трещиноватых брекчированных пород. Месторождение Джубан представлено рудной залежью, расположенной в плагиоклазитах.

Во втором районе минерализация отлична от первого. Здесь развиты месторождения меди, вольфрама,

мышьяка, отчасти молибдена. Относятся они к высокотемпературному типу и обычно расположены вблизи выходов гранитоидов. К северо-западу от г. Гольпайегана и к югу от г. Арака расположено два месторождения вольфрама. Рудные жилы сложены кварцем, содержащим шеелит, касситерит и халькопирит. На более крупном Хасанабадском месторождении содержание трехокиси вольфрама составляет 0,8%, запасы — 30 тыс. *т* руды. Скарновое медное месторождение Шарифабад, аналогичное Сюнгинскому, расположено вблизи г. Кашана в контакте гранодиоритового массива. Высокотемпературные кварц-арсенопиритовые жилы, часто значительного размера, находятся в пределах Кух-е-Зар — одного из немногочисленных в Иране мышьяковых месторождений. Наконец, к этому же типу, по-видимому, относится месторождение золота Митех, расположенное между городами Кашаном и Гольпайеганом. Оно представлено кварцевыми жилами, содержащими 17 *г/т* золота при подсчитанных запасах 3 *т* металла.

Третий рудный район представляет особый интерес — в его пределах недавно обнаружен новый медно-порфировый тип оруденения, который стал приобретать все большее значение для всей Иран-Афганской области. К югу от г. Пезд югославскими геологами открыто крупное месторождение медно-порфировых руд. В долине Джавезен вкрапленная медная минерализация локализуется в зонах окварцованных интрузивных пород. Оруденение представлено штокверками, содержащими халькопирит и отчасти молибденит. Месторождение залегает среди андезитов, прорванных штоком олигоценовых монцонитов. Последние интенсивно окварцованы, эпидотизированы и импрегнированы халькопиритом. К югу от г. Рафисенджана медная минерализация установлена в кварцевых монцонитах. Предварительно подсчитанные запасы составляют 300 млн. *т* руды с содержанием 1,5% меди. Английской фирмой начато сооружение горного предприятия.

К юго-западу от г. Пезд, в непосредственной близости от него, расположено медно-вольфрамовое месторождение Кхут. В свое время оно было изучено В. Хансюстом (Hansjust, 1960). Месторождение представлено кварцевыми жилами с шеелитом и халькопиритом.

Формация свинцово-цинковых месторождений имеет в данной провинции наибольшее число представителей. Подавляющее их большинство опять-таки группируется в трех отмеченных выше рудных районах. Вблизи г. Такаба расположено крупное Ангуранское месторождение и менее значительное — Ан-Куел-Си, залегающие среди палеозойских карбонатных пород. Первое представляет собой неправильной формы сплошь окисленную метасоматическую залежь в известняках, подстилающуюся метаморфическими сланцами; второе — кальцитовые жилы в кварцитах с богатым свинцово-цинковым оруденением.

На участке месторождения Ангуран развита небольшая субмеридиональная депрессия, образованная в результате выщелачивания и выноса части галенита и сфалерита. В верхних частях рудных тел развиты смитсонит, церуссит, гидроцинкит, каламин, а на нижних горизонтах сохранились первичные сульфиды. Общие запасы 4,3 млн. *т* руды (прогнозные — 10 млн. *т*) при содержании цинка 30%, а свинца 6% и мощности рудного тела от 20 до 54 *м*.

Второй рудный район включает большое число свинцово-цинковых месторождений. Они вытянуты в виде двух поясов по обе стороны Исфаханской депрессии в загросском направлении. К юго-западному поясу принадлежат месторождения Лакан, Гусейнабад, Даррех-Нокурех, Анджерех, Виджин, Шах-Кух; к северо-западному — Раванджд, Марвинд, Фасахуд и другие менее значительные. Месторождения представляют собой преимуще-

ственно метасоматические замещения в карбонатных породах мезозойского возраста, слагающих северо-восточный склон Загроса. Среди них известны стратифицированные пластообразные залежи и метасоматические типа манто. Некоторые месторождения в приповерхностных частях окислены, но обычно здесь представлены первичные сульфидные руды. Характерно развитие на месторождениях рудных тел, сложенных баритом, кальцитом и кварцем, содержащих вкрапленность и скопления массивных руд галенита, реже сфалерита, располагающихся вдоль поперечных и диагональных по отношению к слоистости известняков трещин. Часто массивные сульфидные руды содержат реликты незамещенных известняков. В рудах содержится от 60 до 90 *г/т* серебра; часто присутствуют халькопирит и пирит; в качестве жильного минерала на некоторых месторождениях (Фассахуд, Дарех-Нокурех) преобладает флюорит.

В 1969 г. автором осмотрены стратиформное месторождение Лакан и метасоматическое Шах-Кух. Первое вскрыто только в небольшой части и представлено пластом оруденелого кварцита мощностью 20 *м*, залегающим между сланцами юры и доломитами мела. Содержание суммы свинца и цинка 6%. На месторождении Шах-Кух залежь сплошных сульфидных руд содержит 40% цинка и 10% свинца. В верхней части она полностью окислена.

Суммарная мощность этого небывало богатого рудного тела от 40 до 60 *м*. Залегает оно также в зоне несогласного контакта юрских сланцев и меловых доломитов.

Главные свинцово-цинковые месторождения района полукустарно отрабатываются частными предпринимателями. Общие масштабы месторождений остаются недостаточно выявленными. Между тем район относится безусловно к весьма перспективным, что подтверждается открытием здесь в 1959 г. ряда новых месторождений. Поэтому имеются все предпосылки для резкого увеличения добычи свинцовых и цинковых концентратов и расширения общей минерально-сырьевой базы страны.

В рудном районе Пезда известно четыре довольно значительных свинцово-цинковых месторождения: Мерджан, Дарех-Занджир, Мехтиабад и Анджерех. Все они относятся к метасоматическому типу и образуют неправильные залежи в юрских и меловых доломитизированных известняках. Рудная минерализация образует скопления вдоль слоистости вмещающих пород, а чаще приурочена к зонам трещиноватости или сбросам.

Вдоль северо-восточного склона Загроса всего насчитывается свыше 30 месторождений свинца и цинка. Рудные тела имеют иногда значительные размеры при длине около 200 *м* и более и мощности 15—20 *м* с содержанием в первичных сульфидных рудах 4—5% свинца и 3—6% цинка. Запасы по отдельным месторождениям порядка 10—50 тыс. *т* руды, но возможно их значительное увеличение.

С этой формацией связаны баритовые месторождения. Некоторые из них вписываются в Загросский пояс свинцово-цинковых месторождений (Битан у Кашана), тогда как другие (Новбаран, Сиах-Кух, Вардех, Аштиан) залегают в Курхудской зоне.

Наиболее молодыми в провинции являются сурьмяные месторождения с весьма ограниченными запасами антимонитовых (иногда с киноварью, реальгаром и аурипигментом) руд. Они известны в Такабском районе Южного Азербайджана (Ака-Даррек) и вблизи г. Хамадана (Бахар-Лу). Первые тесно ассоциируют в пространстве с реальгар-аурипигментовым месторождением Зарешхуран, отрабатывающимся в небольшом масштабе. На месторождении вблизи Хамадана содержится до 35% сурьмы и имеются перспективы увеличения его пока небольших запасов.

Формация гематитовых месторождений имеет сложный генезис. Сюда относятся пла-

стообразные скопления гематита в зоне краевых складок Загроса. Они встречаются в нижнекембрийских солевых штоках серии Гормуз, диапирово протыкающих кайнозойские осадки вблизи надвига офиолитовой зоны у Бендер-Аббаса. Эти руды образуют богатые скопления инфильтрационного типа. В. Хансюст (Hansjust, 1960) считает, что их возникновение связано с солевыми растворами, вызвавшими в течение длительного времени (от раннего палеозоя) переотложение железа и образование руд метасоматического типа в известняках.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

В состав данной провинции включены все выделенные в Иран-Афганской области срединные массивы. К ним относятся Кевир, Лут, Джазмуриан, Белуджистан (Гильменд) и Харан. Все они представляют собой бессточные впадины — каменистые и песчаные пустыни. К молодым геосинклинальным прогибам, зародившимся на этой обширной платформе вдоль глубинных разломов в послепалеозойское время, относятся субмеридиональные зоны: 1) Эпарека с районами Незда и Бафка, разделяющая массивы Кевир и Лут; 2) Кашмер-Кухбанана, расчленяющая Лут на два субмеридиональных блока; 3) Тафтана, образованная между Иранским и Афганским срединными массивами. Субширотные наложенные геосинклинали расчленяют некоторые меридиональные массивы на отдельные глыбы. К таким геосинклиналям относятся: 1) Базманская зона, отделяющая глыбы Лут и Джазмуриан, и 2) Султанская зона, расчленяющая Белуджистанский срединный массив на глыбы Гильменд и Харан.

Провинция представляет собой обширное нагорье, окруженное горами: Загроса и Мекрана — на севере и юге, Парапамиза и Южный Гиндукуш — на северо-востоке, Сулеймановы горы — на востоке. Это громадный треугольник, длинная сторона которого вдоль Загроса 1,8 тыс. *км*, а ширина — 0,8 тыс. *км*.

Значительная часть пустынь покрыта мощным каменисто-щебенчатым покровом. В возвышенных частях на поверхности обнажены различные образования докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В отдельных блоках последние испытали значительную альпийскую складчатость и метаморфизм, тогда как в пределах устойчивых блоков (особенно в глыбе Лут) они сохранили горизонтальное положение.

Образования меланжа сопровождают приразломные геосинклинали, обрамляющие глыбу Лут с севера, востока и юга, в грабенообразной депрессии Нанна и вблизи Эпарека. В других частях провинции они отсутствуют, и верхнемеловые отложения представлены флишем или рифовыми известняками. Дж. Штёклин (1966) устанавливает, что в течение палеозоя и мезозоя провинция имела характер платформы, а с конца триаса и в палеоген-неогене превратилась в подвижную орогеническую зону. Однако интенсивными тектоническими движениями она была охвачена, вероятно, не повсеместно, а лишь вдоль наиболее глубинных разломов, где и возникли приразломные геосинклинальные зоны. Обширные же территории, выделяемые нами в качестве срединных массивов, сохранили при этом устойчивое положение.

В триасе и поздней юре — раннем мелу в провинции под влиянием интенсивных тектонических движений проявилась складчатость и

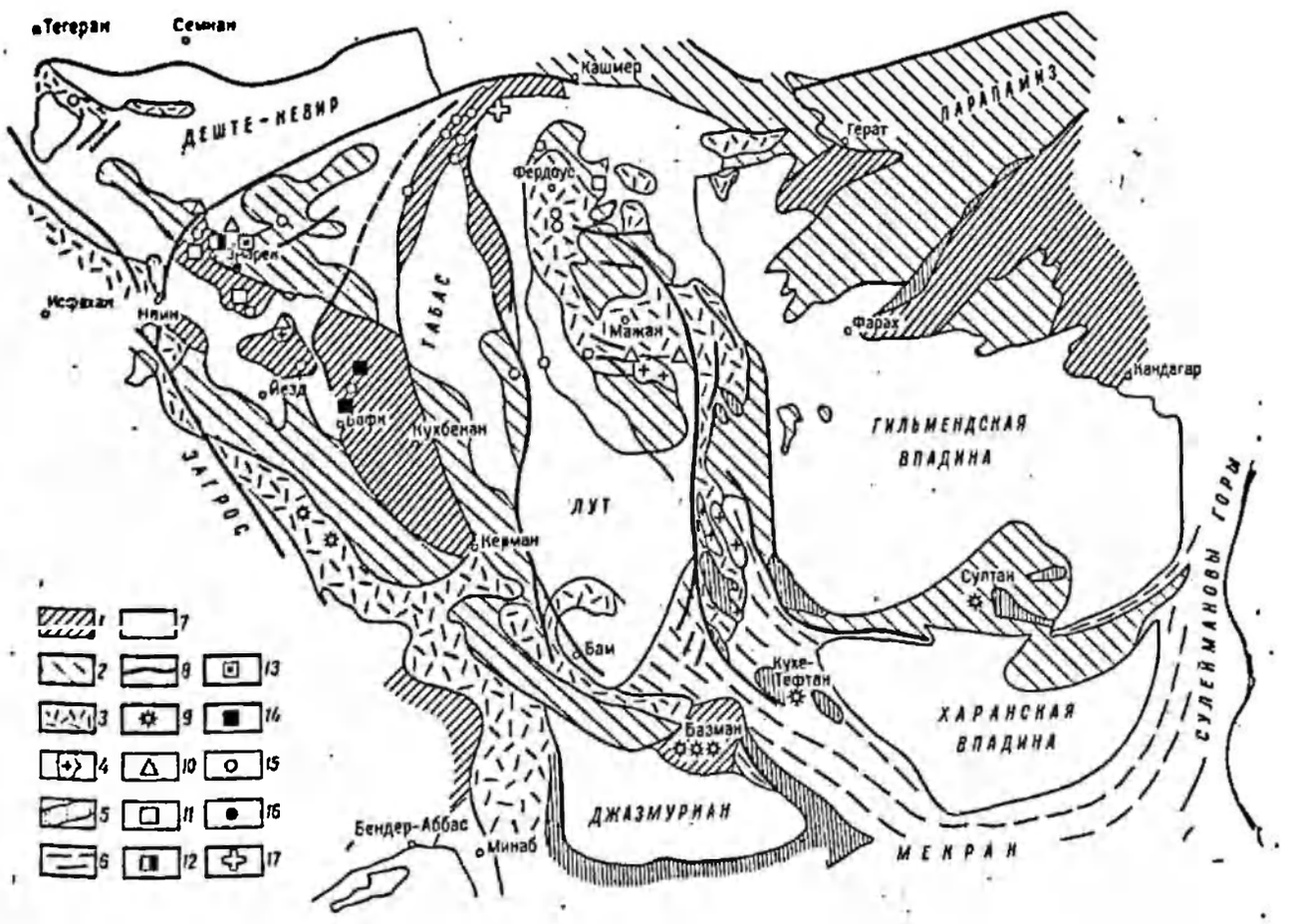
произошло поднятие отдельных ее составных частей, сопровождаемое в поздней юре — раннем мелу и палеогене гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. В позднемезозойское и кайнозойское время вдоль полос, ограниченных глубинными разломами, образовались прогибы. Для обширных территорий провинции характерен активный вулканизм, имеющий преимущественно позднемеловой и главным образом эоценовый возраст. В позднем мелу он имел геосинклинальный характер, а в эоцене порой выплескивался за пределы приразломных прогибов и захватывал сопредельные части срединных массивов.

Металлогеническая характеристика

Рудные месторождения данной провинции условно объединены в одну эпоху.

Альпийская металлогеническая эпоха охватывает проявления эндогенной минерализации, крайне неравномерно размещенные (рис. 86). Всего здесь можно выделить три

Рис. 86. Схема тектоники и размещения рудных месторождений Центральной провинции Ирано-Афганской области



1 — докембрийское основание; *2* — мезозойские и кайнозойские геосинклинальные осадки; *3* — палеогеновые вулканиты; *4* — выходы гранитоидов; *5* — ультраосновные и основные породы; *6* — меловой палеогеновый флиш Мекрана; *7* — неоген-четвертичный чехол срединных массивов; *8* — глубинные разломы; *9* — вулканы; *10—19* — месторождения альпийских рудных формаций: *10* — медноколчеданной, *11* — редкометально-полиметаллической, *12* — никель-кобальтовой, *13* — многометальной, *14* — скарново-магнетитовой, *15* — свинцово-цинковой, *16* — сурьмяной, *17* — бирюзы

обширных района, объединяющих пять сближенных групп месторождений: 1) Энарекский район с группами Энарекской и Пездбафкской; 2) Лутский район с группами Табасской, Фердоусской и Маджанской; 3) Белуджистанский район с группами Чагайской и Раскохской.

Вокруг Энарека группируются многочисленные месторождения сложного состава и различных генетических типов, в том числе и значительные по масштабу; вблизи Бафка расположены крупные железорудные месторождения; в северной активизированной части блока Табас развиты весьма значительные по масштабу свинцово-цинковые месторождения; аналогичные рудопроявления размещаются на периферии г. Фердоуса, а в окрестностях г. Мажана помимо свинцово-цинковых известны и медные месторождения (см. рис. 86). На крайнем востоке провинции в пределах Белуджистанского рудного района на его севере в Чагайской группе преобладают медные, медно-молибденовые и железорудные месторождения, а в Раскохской — железорудные и хромитовые.

Имеющиеся сведения о металлогенических особенностях Афганистана позволяют априорно выделить здесь три зоны, в пределах которых целесообразно предпринять поисковые работы на вольфрам, медь, свинец и цинк: 1) меридиональный шов между Лутским и Белуджистанским срединными массивами; 2) субширотную Мекранскую зону, особенно в районе ее контакта с Хараном; 3) сопряжение Гиндукуша с Гильмендской впадиной.

Формация медноколчеданных месторождений представлена в районе Энарека, в восточной части глыбы Лут и в Белуджистанском районе. В первом случае уже давно отрабатывались небольшие, но довольно богатые месторождения Телмеси, Мисханэ, Бахерог, Яфари, а также мелкие — Сехаб, Себарз, Талхе. Все они расположены в небольшом удалении от г. Энарека — до 40 км. Первые два из них относятся к типу руд, вкрапленных в диоритовые порфириты. По минеральному парагенезису Телмеси сходно с месторождением Баюч-Баг. Здесь присутствуют минералы меди совместно с никелем, кобальтом, ураном, мышьяком и висмутом. В отличие от последнего в Телмеси отсутствует золото и мало серебра.

Из общей группы несколько выделяется месторождение Бахерог, представленное метасоматическими залежами халькопирита и галенита в карбонатных породах. Руды содержат вульфенит, арсенопирит, среднее содержание меди около 1,5%, в связи с чем отработка месторождений в конце 1968 г. прекращена.

К востоку от Энарека в местности Джафари недавно обнаружены новые медные рудопроявления, пока не нашедшие оценки.

В Белуджистанском районе, относимом А. Д. Щегловым (1969) к срединному массиву, но обладающем, по нашему представлению, геосинклинальным характером, к к данной формации мы условно относим не только медные месторождения, расположенные в поднятии Чаган, но и хромитовые, известные в антиклинории Раскох. Эти месторождения, обладающие, по мнению ряда изучавших их исследователей, вполне реальными перспективами, локализуются в небольших выходах ультраосновных пород.

Медные месторождения преимущественно развиты в поднятии Чаган. Здесь к северу от г. Далбандина широко распространены кварц-халькопиритовые жилы. В западной части антиклинория вблизи г. Саиндака недавно обнаружена медно-молибденовая минерализация. Рудопроявления залегают в вулканогенной толще эоценового возраста, вмещающей штоки и дайки гранодиорит-порфиров. Помимо медно-молибденового оруденения порфирового типа, как видно, встречающегося здесь в характерной для этого типа геологической обстановке, А. Д. Щеглов обнаружил также мощные жилы кварц-турмалиновых

пород, содержащих вкрапленность халькопирита и шеелита.

Формация скарново-магнетитовых месторождений приурочена к выходу древних пород, выступающих к северу от г. Бафка на западных отрогах Кухбенанского хребта. Здесь расположены самые крупные месторождения Ирана — Шамсабад (Чадор-Малу) и Чогард, а также Зиракан. Все они находятся в эксплуатации и поставляют железную руду на металлургический завод в Исфахане. Запасы месторождения Шамсабад составляют 26 млн. *т* руд, содержащих 40% железа и 0,3% меди. Раньше оно разрабатывалось на медь, свинец и цинк. На месторождении Чогард запасы руд, содержащих 61% железа, 0,5% фосфора, 0,95% двуокиси титана и около 2% серы, составляют 28 млн. *т*.

Оба названных месторождения относятся к скарново-магнетитовому типу; они залегают непосредственно в зоне экзоконтакта отдельных выходов гранита с карбонатными отложениями мезозойского возраста.

Месторождение Зиракан, расположенное между Шамсабадским и Чогардским, относится к иному типу — здесь на контакте гранитов с карбонатными породами развиты сложные метасоматические залежи, состоящие из сидерит-полиметаллических руд. По этим месторождениям в сумме с другими, известными в Иране (район Семнана, Арака, Персидского залива — всего 9 месторождений), общие достоверные запасы железных руд определяются в 86 млн. *т* с содержанием от 37 до 61% металла. Добыча в 1959 г. составляла около 30 тыс. *т* руд, в том числе 8 тыс. *т* железной руды с островов Персидского залива.

В Белуджистанском районе железорудные месторождения известны в обеих группах, отличаясь только большими масштабами на хребте Раскох. Здесь известно несколько проявлений магнетит-гематитовых руд, в которых содержание железа порой достигает 60% (месторождения Балучона и Бандаген, вблизи г. Далбандина). Они относятся к скарновому типу и приурочены к контактовым зонам массивов кварцевых сиенитов с меловыми известняками. Запасы по отдельным объектам всего около 50 тыс. *т*, но общие перспективы структуры большие.

В антиклинории Чаган в верхнемеловых наземных вулканических излияниях порфиритового состава расположено месторождение Чингази. Оно представлено двумя пластообразными залежами эпидот-магнетитовых скарнов. Мощность рудных залежей 4 *м*, общая площадь — 0,5 *км*². На контакте риолитов с известняками часто встречаются диопсид-гранатовые скарны с линзами гематита (месторождение Кунде и др.). В общем масштабы скарновых рудопроявлений Чагаи небольшие.

Формация редкометально-полиметаллических месторождений характеризует некоторые месторождения Энаркского рудного района. К ним прежде всего относится месторождение Кали-Кафи, расположенное на контакте с массивом гранодиорита. Оно образует сложный штокверк, в кварцевых прожилках которого обнаруживаются минералы свинца и цинка, вольфрама, молибдена, ванадия, золота и урана. Не менее сложным по составу руд и их генезису является расположенное здесь же месторождение Шах-Чурех, относящееся к магматическому типу и представленное линзами, содержащими никель-кобальтовые минералы. Оруденение связано, по-видимому, с ультраосновными породами.

К этой формации относится также месторождение Шах-Паланг, приуроченное к контакту гранитоидного массива с метаморфическими мезозойскими сланцами. В высокотемпературных кварцевых жилах этого месторождения ассоциируется минерализация шеелита и самородного золота. Это довольно обычная парагенетическая ассоциация и к

ней относится ряд промышленных месторождений вольфрама и золота в пределах различных районов, в том числе и Средиземноморского пояса (Кавказ, Северная Африка).

В Фердоусской группе находится высокотемпературное месторождение арсенопирита Кух-е-Ненгам, остающееся пока совершенно неизученным. Сюда же следует отнести мелкое проявление касситерита у Кухбенана.

Формация свинцово-цинковых месторождений в настоящем кратком очерке представлена как объединяющая ряд разнотипных и разновозрастных месторождений, содержащих в качестве основных рудных минералов свинец и цинк. В рамки формации при таком определении попадают пластообразные залежи в девонских сланцах (Кушк), метасоматические залежи в доломитах (Озбак-Кух), скарново-полиметаллические тела (Шах-Мирех), кварц-кальцитовые жилы в сланцах (Пахлак) и др.

Парагенезис этих многочисленных месторождений не сложен и представлен помимо галенита и сфалерита пиритом и халькопиритом, к которым часто добавляется вульфенит, иногда ванадаты. В поверхностных частях месторождения полностью окислены и сложены богатыми церусситсмитсонитовыми рудами. В качестве жильных минералов распространены кальцит, флюорит, кварц, иногда барит.

Крупное месторождение Кушк представляет собой пластообразные залежи очень богатых сульфидных руд в черных сланцах нижнего девона. Руды тонкозернистые, существенно колчеданного состава, содержат тонкорассеянные сфалерит, галенит и халькопирит. Мощность рудных залежей достигает 60 *м*, длина 800 *м*, протяженность на глубину 180 *м*; общие запасы 5 млн. *т* руды, содержащей в сумме 16% свинца и цинка и 10% меди. По литературным данным, это месторождение следует отнести к колчеданно-полиметаллическому типу, не исключена возможность сингенетичного его образования с вмещающими породами в связи с вулканизмом.

В Энареке месторождение Нахлак, бегло осмотренное автором в 1969 г., представлено относительно высокотемпературными жилами галенита, содержащими вульфенит. Участок месторождения Нахлак сложен карбонатными породами мела, пронизанными дайками спенит-порфира, с которым и ассоциируются рудные жилы. Мощность их в среднем 1 *м* (от 0,1 до 5 *м*), общее число — намного более 100. Главными рудными минералами являются серебросодержащий галенит и церуссит. Месторождение отрабатывается государственным рудником, которым кустарно выплавляется свинец.

В Табасской группе таким же высокотемпературным жильным полиметаллическим месторождением с вульфенитом является Шах-Сорб, а в группе Бафк — Шах-Мирех и Тай-Кух.

Добыча свинца и цинка в Иране имеет довольно существенное значение. Так, в 1957 г. здесь получено 47 тыс. *т* 50%-ного свинцового концентрата, в 1958 г. 34 тыс. *т*, в 1959 г. 39 тыс. *т* свинцового и 15 тыс. *т* цинкового.

СУЛЕЙМАН-КИРТАРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Сулеймановы горы представляют собой хорошо развитые дугообразные складки, сливающиеся вблизи г. Кветты с Киртарской дугой, совместно с которой они образуют гирляндообразное сооруже-

ние, причудливое очертание которого в плане по аналогии с Гималайскими синтаксисами получило наименование синтаксиса Сулеймановых гор (Гансер, 1967).

В поперечном сечении складки резко асимметричны. Они обладают антиклинорным строением, при котором восточные внешние крылья представлены полно, а западные внутренние — в значительной степени редуцированы. Осевые части антиклинориев Киртарского и Сулейманового сложены пермскими, триасовыми и юрскими осадками; во внутренних крыльях, испытавших эвгеосинклинальное развитие, распространены вулканогенно-осадочные отложения верхнемелового — нижнепалеогенового возраста и гипербазитовые интрузии, иногда достигающие значительных размеров, а во внешних — юрские, меловые и палеогеновые осадочные породы. Внешние крылья мегантиклинориев осложнены широкими, пологими синклинориями.

На востоке Киртар-Сулеймановы горы посредством широкого пояса нефтеносных краевых прогибов причленяются к склону Индостанской платформы, покрытому плащом молодых осадков чехла, а на западе они граничат с Мекран-Пишинским прогибом, выполненным палеогеновым флишем и неогеновой молассой. Эти осадки обволакивают расходящимися ветвями сложно построенных складок Гильмендскую и Харанскую глыбы Белуджистанского срединного массива. На севере продолжение складок Сулеймановых гор, так же как и Мекран-Пишинский прогиб, на значительном расстоянии перекрыты крупным надвигом, к северу от которого обширные площади сложены допалеозойским основанием Гиндукуша.

В геологическом развитии Сулейман-Киртарской геосинклинальной системы Б. А. Соколов (1968) выделяет три стадии: раннюю (пермь — юра), среднюю (мел — средний палеоген) и позднюю (олигоцен — антропоген). В первую стадию произошло резкое погружение геосинклинального прогиба, охватившее в некоторой степени западный край Индостанской платформы и восточный край Белуджистанского срединного массива. Во внутренней зоне прогиба отлагались осадки сланцевой формации, а во внешней — мощные отложения карбонатной формации. Осевая зона кордильер, представлявшая собой узкую граничную зону, образует пояс барьерных рифов. В поздней юре проявилась регрессия, почти полностью осушившая геосинклиналь.

Средняя стадия характеризовалась развитием вторичных геосинклинальных прогибов, активным вулканизмом и возникновением осевого поднятия. В качестве частных прогибов выступали западный эвгеосинклинальный и восточный миогеосинклинальный, разделенные осевым поднятием. В пределах первого накопилась мощная вулканогенная толща, интрудированная массивами основных и ультраосновных пород. Во внешнем прогибе отложились осадки карбонатно-глинистой формации. Очередная крупная регрессия происходила в конце мела, когда осевая геоантиклинальная зона преобразовалась в неуклонно воздымающуюся островную, а впоследствии — в горную цепь. Перестройка геотектонического плана вызвала изменение режима осадконакопления: во внутренней зоне активный вулканизм сменился образованием флиша, а во внешней возникла своеобразная карбонатно-соленосная формация.

В позднюю стадию сформировалось горноскладчатое сооружение и сопряженные с ним прогибы, в которых отложились морские, а главным образом континентальные тонкие и грубые молассы порой громадной мощности (до 7 *км*). Складкообразование после позднемелового времени проявилось в позднем эоцене, миоцене и особенно крупное — в конце плиоцена и плейстоцене. Именно в результате последних фаз сформировалась современная структура, в которой складчатая неогеновая моласса спаяла воедино антиклинории Киртара и Сулеймана.

Металлогеническая характеристика

Первоначальное обобщение достаточно скудных литературных данных о металлогении Сулейман-Киртарских гор было предпринято автором в 1961 г. Эта сводка была затем в значительной степени пополнена А. Д. Щегловым (1969). Все развитые здесь месторождения относятся к одной эпохе.

Альпийская металлогеническая эпоха охватывает месторождения различных рудных формаций: хромитовой, вулканогенной марганцевой, отчасти медноколчеданной, галенит-сфалерит-баритовой, флюоритовой, сурьмяной и золоторудной (рис. 87). Поскольку все эндогенные месторождения, развитые в пределах западной внутренней зоны геосинклинали, имеют резко выраженный эвгеосинклинальный характер, то здесь в основном развиты рудообразования базальтоидного профиля. Гранитоидный магматизм практически полностью отсутствует, поэтому нет месторождений литофильных элементов.

Формация хромитовых месторождений концентрируется в трех рудных районах: Хуздарском, Хиндубагском и Вазиристанском (см. рис. 87). Второй из них А. Д. Щеглов предположительно увязывает с зоной Раскох, выделяемой им на срединном массиве Чаган. Такое объединение вряд ли справедливо, поскольку отмеченные рудные районы расположены в различных тектонических зонах и их следует рассматривать в рамках различных металлогенических провинций.

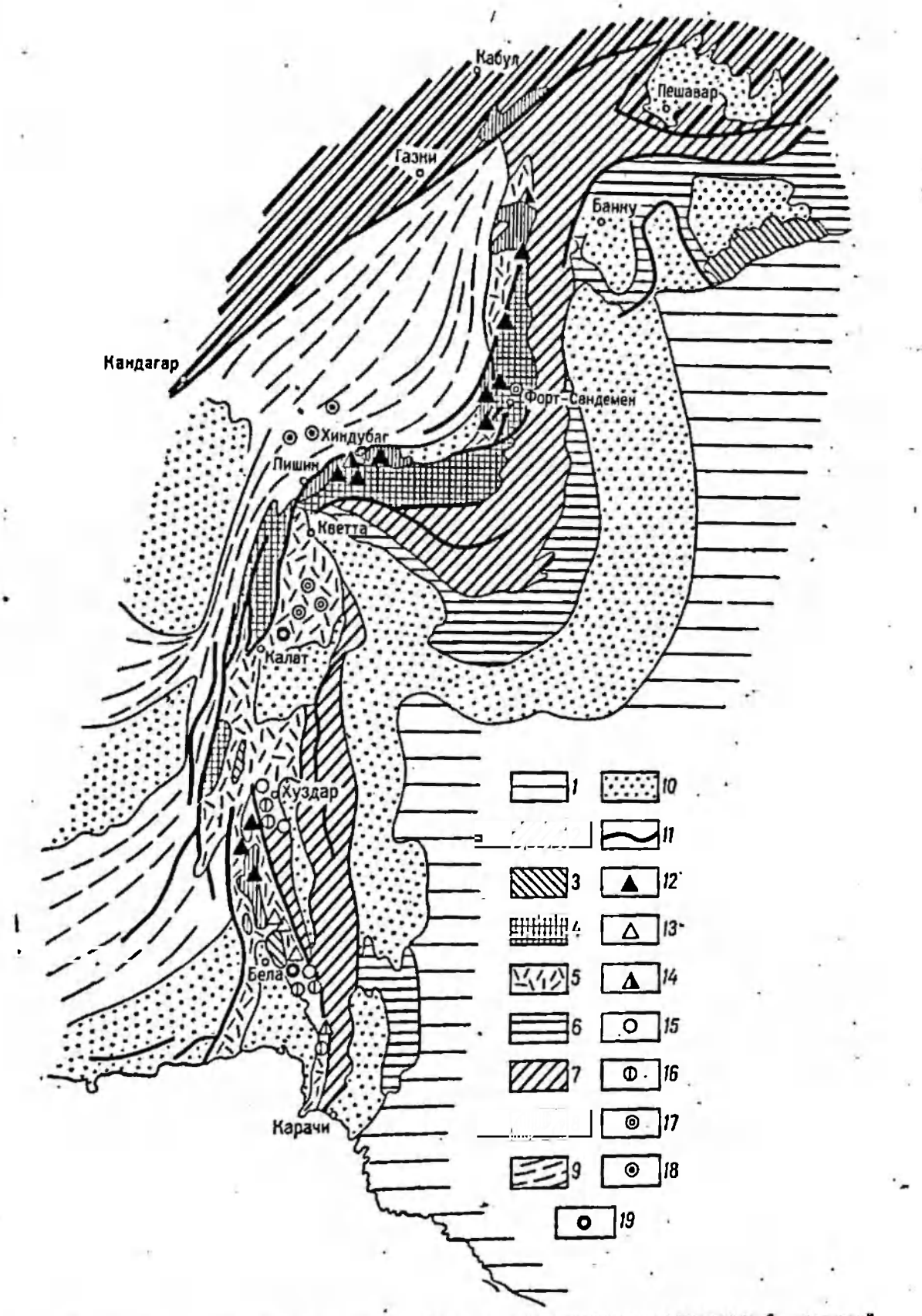
Наиболее значительные месторождения Хиндубага приурочены к крупному массиву, сложенному серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, перидотитами, залегающими в меловых известняках и глинистых сланцах. На контакте известняков с изверженными породами развиты мрамора, а также тектонически рассланцованные породы. Хромитовые руды образуют пластообразные залежи и линзы, а также вкрапленность в серпентинизированном дуните. Содержание трехокиси хрома здесь до 54%, железа 13%, окиси магния 15%, кремнезема 2,5%.

В этом районе выделяется два типа промышленных хромитовых руд: 1) богатые руды, образующие жилы, пластообразные залежи и линзы с подчиненными им включениями серпентинитов, имеют достоверные запасы 40 тыс. *т*; 2) серпентинизированные дуниты с вкрапленностью хромита являются бедными рудами, достоверные запасы которых составляют 60 тыс. *т*. Общие вероятные запасы промышленных руд 240 тыс. *т*. Добыча в этом районе составляет около 2500 *т* в месяц по состоянию на 1958 г., но за последние 10 лет значительно увеличилась. Так, в соответствии с планом развития горнорудной промышленности Пакистана, составленном в 1962 г., ежегодно добыча хромита в стране составляет 35 тыс. *т*, тогда как в 1959 г. получено всего 16 тыс. *т*. Всего в Западном Пакистане за 45 лет эксплуатации (до 1959 г.) добыто около 1 млн. *т* хромита.

Рудоносный массив ультраосновных пород в районе Хиндубага имеет 40 *км* длины и 20 *км* ширины; в Северном Вазиристане массивы гипербазитов еще более крупные. Здесь сравнительно недавно открыты новые месторождения хромитов, которые уже отрабатываются. В южном Хуздарском районе серпентинизированные дуниты залегают в вулканогенных породах мела.

С месторождениями хромитов тесно ассоциируют и некоторые нерудные полезные ископаемые, обычные для районов этого типа: асбест, брусит, магнезит, тальк, серпентин. Вполне вероятно наличие в коре выветривания концентраций никеля, а также железа, кобальта и ванадия. А. Д. Щеглов допускает возможность открытия скарново-магнетитовых месторождений в связи с плагиогранитами.

Рис. 87. Схема тектонического строения и размещения эндогенных месторождений Сулейман-Киртарской металлогенической провинции (с использованием материалов А. Гансера, П. А. Воскресенского, Б. А. Соколова, А. Д. Щеглова)



1 — Индостанская платформа; *2* — допалеозойские породы складчатого основания; *3* — палеозой Соляного кряжа; *4* — пермско-мезозойские отложения ядер антиклинориев; *5* — вулканогенные отложения верхнего мела — палеогена; *6* — юрские — меловые карбонатные и терригенные осадки; *7* — палеогеновые осадки; *8* — ультраосновные и основные породы; *9* — флиш и моласса палеоген-неогенового возраста; *10* — краевые прогибы и наложенные впадины, выполненные неоген-четвертичной молассой; *11* — глубинные разломы; *12—19* — месторождения альпийских рудных формаций: *12* — хромитовой, *13* — марганцевой, *14* — медноколчеданной, *15* — свинцово-цинковой, *16* — барит-полиметаллической, *17* — флюоритовой, *18* — сурьмяно-ртутной, *19* — золоторудной

Формации вулканогенных медноколчеданных и марганцевых месторождений развиты в локальных районах. Марганцевые месторождения расположены на юге в Хуздарском районе, а медноколчеданные — в Хиндубагском. Небольшие месторождения окисных руд марганца приурочены к подушечным лавам мелового возраста, локализуясь преимущественно на их контакте с глинистыми сланцами (месторождение Сира-Дора и др.). Они представлены пластообразными телами, в которых отмечаются выделения марганцевых минералов. Месторождения не разрабатываются. Общие запасы металла оцениваются всего в 900 тыс. *т* при содержании 31—56% марганца.

Признаки медноколчеданной минерализации имеются и в Хиндубагском районе, где общая геологическая обстановка допускает возможность нахождения новых месторождений этого типа. Есть сведения об открытии в Северном Вазиристане медного месторождения с небывало богатым (94,5%) содержанием металла. Проба отобрана, по-видимому, в штуфе самородной меди.

Формация барит-полиметаллических месторождений, по данным А. Д. Щеглова, вписывается в пределы эвгеосинклинального внутреннего пояса, обнаруживая непосредственную связь с меловым — палеогеновым базальтоидным вулканизмом геосинклинальной стадии развития. Месторождения наиболее широко распространены южнее г. Хуздара и к востоку от г. Бела. В последнем случае они представлены баритовыми жилами, залегающими в известняках. В баритовом жильном выполнении центральные части сложены галенитом. На месторождении Бела содержание свинца достигает 5%. Вблизи Хуздара значительные по масштабам баритовые жилы содержат галенит и антимонит. Наиболее значительным является, по данным А. Д. Щеглова, месторождение Монар-Талар, представленное линзообразным баритовым телом, залегающим в юрских известняках. Длина его 1200 *м*, мощность от 3 до 15 *м*. На поверхности развита мощная железная шляпа, образованная за счет окисления сульфидов свинца и железа, содержащегося в барите. На месторождении Шакран встречаются флюорит и киноварь.

Барит-полиметаллические месторождения тяготеют к южной части эвгеосинклинали, сложенной подводными вулканогенными образованиями. Однако размещаются они преимущественно в карбонатных породах и представлены жильным типом, а не согласными пластообразными залежами, обычными для вулканогенного типа.

Формация флюоритовых месторождений сконцентрирована к юго-востоку от г. Кветты и отчасти вблизи г. Форт-Сандемена. Наиболее значительным является месторождение Кох-и-Маран, представленное серией флюоритовых и флюорит-карбонатных жил, залегающих в известняках. Мощность жил от 0,1 до 1,5 *м*, длина — первые сотни метров, глубина распространения по падению — не менее 150 *м*. С глубиной флюорит замещается карбонатом.

А. Д. Щеглов, относящий хромитовые и барит-полиметаллические месторождения к относительно более древним — домиоценовым рудообразованиям, флюоритовые месторождения считает послескладчатыми. Действительно, рудные тела контролируются зонами дробления, пересекающими складчатые сооружения. Месторождения, по его мнению, возникли после олигоцена вне связи с геосинклинальным вулканизмом.

Формация сурьмяно-ртутных месторождений локализована в пределах Мекран-Пишинской зоны к северу от г. Пишина и охватывает территорию Западного Пакистана и Афганистана. Во флишевых, интенсивно складчатых осадках олигоцена здесь фиксируется протяженная рудоносная полоса, длина которой в Пакистане достигает 5 *км*, а далее

к северу, в Афганистане, она пока точно не установлена. Полоса нарушена крупными и протяженными тектоническими трещинами северо-восточного простирания. В ней выделяются отдельные рудоносные зоны мощностью 60 *м* и длиной 500 *м*, кулисообразно сменяющие друг друга в пределах отмеченной полосы. Зоны состоят из серии линзовидных тел, сложенных богатыми антимонитовыми рудами крайне простого состава: в них развиты мелкозернистый халцедоновидный кварц и антимонит. В Афганистане известны рудопроявления ртути, находящиеся, по-видимому, на непосредственном северном продолжении отмеченной рудоносной полосы. На рис. 87 эти проявления нанесены условно. А. Д. Щеглов считает полосу в целом перспективной на сурьму и ртуть.

Месторождения золота в пределах провинции изучены весьма слабо. Приводятся сведения об открытии в 1958 г. к северо-западу от г. Калата месторождения Нушки, которое подготавливается к промышленному освоению.

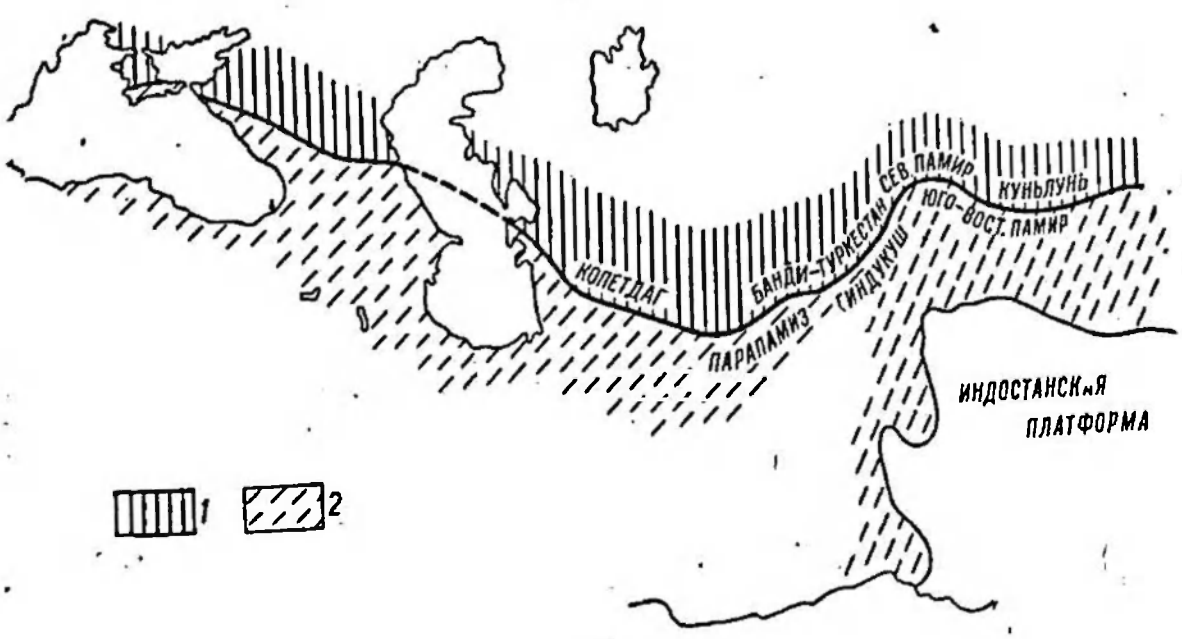
ГИНДУКУШ-ПАМИРСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Тектоническая характеристика

Тектоническому районированию Памира посвящены работы ряда исследователей. По устаревшей схеме П. Д. Виноградова (1958) Северный Памир относится к Куньлуньской системе, а остальная его часть — к Каракорумской.

И. Е. Губин (1964) относит Памир к единой субширотной цепи Гиндукуша-Куньлуня. В ее преде-

Рис. 88. Схема тектонического районирования Альпийского пояса юга СССР. По *Б. П. Бархатову* (1968)



1 — северный район; *2* — южный район

лах Памир занимает вершинное положение в огромном скучивании и дугообразном изгибании к северу Гималаев и Гиндукуша, Памира и Куньлуня.

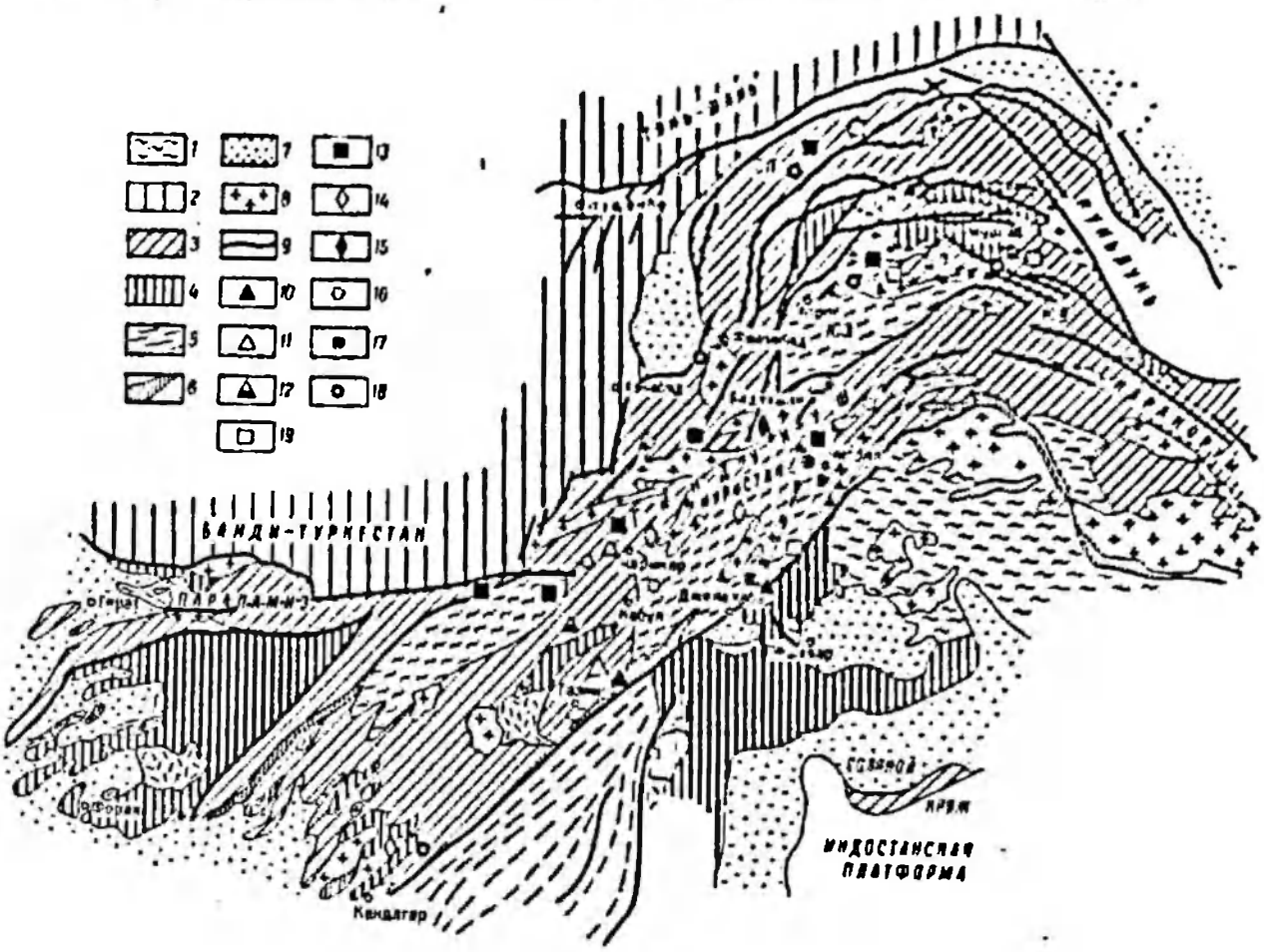
Б. П. Бархатов (1964) Памир делит на две части, испытавшие различную историю геологического развития. Северный Памир, как и сопредельные с ним складчатые системы Тянь-Шаня и Куньлуня, относятся им к области завершенной палеозойской складчатости, а остальная часть Памира — к области альпийской складчатости, куда входят также Каракорум, Гималаи и Сулеймановы горы.

В своей более поздней работе Б. П. Бархатов (1968) альпийский складчатый пояс разделяет на две ветви (рис. 88). В северный район он включает Степной Крым, Северный Кавказ, Большой Балхан, Копетдаг, Банди-Туркестан, Южно-Таджикскую депрессию, Северный Памир и, по-видимому, Куньлунь. Этот район граничит с южным, собственно альпийским, по системе глубинных разломов.

Представлениям Б. П. Бархатова довольно близки тектонические построения А. Гансера (1967), который Памир относит к области гигантского скучивания складок Азиатского континента (рис. 89).

Памир принято разделять на че-

Рис. 89. Схема тектонического строения и ориентировочного размещения месторождений Гиндукуш-Памирской металлогенической провинции (составлена по тектонической карте Евразии, а также по данным А. Гансера, Б. А. Соколова и др.).



1 — докембрийское основание; *2* — область завершенной герцинской складчатости; *3* — палеозойский чехол докембрийского основания; *4* — мезозойские геосинклинальные формации; *5* — то же, палеогеновые (Пишин-Мекранская зона); *6* — ультраосновные породы; *7* — краевые прогибы и наложенные впадины; *8* — гранитоиды разного возраста; *9* — глубинные разломы; *10—19* — месторождения рудных формаций: *10* — хромитовой, *11* — марганцеворудной, *12* — меднорудной, *13* — редкометальной, *14* — скарново-магнетит-гематитовой, *15* — пегматитовой, *16* — лазуритовой, *17* — свинцово-цинковой, *18* — сурьмяно-ртутной, *19* — золоторудной

СП — Северный Памир; ЦП — Центральный Памир; ЮЗ — Юго-Западный Памир; ЮВ — Юго-Восточный Памир

тыре зоны: Северный Памир, Центральный Памир, Юго-Западный Памир и Юго-Восточный Памир. Часто также выделяется Памиро-Алайская зона — Внешний Памир (Пейве и др., 1964), посредством которой он соприкасается с южной дугой складок Тянь-Шаня. Внешняя зона Памира охватывает восточную часть Таджикской депрессии и хребты Вахшский, Петра Первого и Заалайский и является герцинским межгорным прогибом.

Зона Северного Памира, непосредственно продолжающаяся как в Куньлунь, так и в Бадахшан, сложена мощными песчано-сланцевыми и карбонатными толщами докембрия — нижнего палеозоя. В результате герцинского складкообразования зона испытала поднятие, сохранившееся в последующей ее мезозойской и кайнозойской истории. Остальные зоны Памира В. А. Пейве и др. (1964) объединяют в одну Памиро-Каракорумскую зону.

Металлогеническая характеристика

Гиндукуш-Памирская провинция изучена крайне неравномерно — относительно детально в пределах Памира, вообще небогатого полезными ископаемыми, и очень слабо в Афганистане и Западном Пакистане. Использованные автором довольно скудные литературные сведения по рудоносности этих стран не во всех случаях позволили уверенно нанести на схему (см. рис. 89) месторождения, которые в ряде случаев показаны условно.

В провинции выделяется ряд рудоносных территорий. Это прежде всего три металлогенические зоны Е. Д. Карповой (1960) на Памире: Северо-Памирская, Центрально-Памирская и Аличурская с минерализацией железа, молибдена, золота, горного хрусталя, свинца и цинка. В Гиндукуше, и в частности в Бадахшане, имеются месторождения золота, лазурита, железа, сурьмы; к северу от г. Кабула, в том числе в Нуристане, развиты пегматитовые жилы с бериллом; в Читральском рудном районе известны месторождения железа, сурьмы и мышьяка; к западу от Кабула — наиболее крупные в Афганистане месторождения железа, а к югу от него — хромитов; к северу от г. Кандагара расположены проявления пегматитовых жил и золота.

Нет сомнения, что все отмеченные месторождения относятся к разным металлогеническим эпохам. Ряд из них, такие, как пегматитовые жилы, залежи лазурита и самоцветных камней, тесно связаны с метаморфизованными допалеозойскими толщами, должны датироваться докембрийским возрастом; широкое распространение палеозойских месторождений вызывает сомнение, поскольку в это время по последним данным существовал платформенный режим в провинции (зона Северного Памира и Северо-Западного Бадахшана). Очевидно, некоторые из месторождений образовались в киммерийское и собственно альпийское время.

Байкальская, киммерийская и альпийская металлогенические эпохи рассматриваются нами совместно, поскольку сейчас невозможно убедительно расклассифицировать месторождения по их возрасту — столь малыми сведениями мы располагаем, поэтому дается только краткое описание их по составу (рудным формациям).

Формация хромитовых месторождений в данной провинции имеет некоторое распространение, но пока изучена очень слабо. Ультраосновные породы в составе специфических образований меланжа контролируются глубинным разломом, ограничивающим Гиндукуш-Памирскую провинцию с юго-запада и юга. Именно по этому разлому, по мнению А. Гансера, осуществляется контакт Каракору-

ма с Гималаями и Гиндукуша с Пишин-Мекранской зоной. Месторождения хромитов выявлены в 100—120 *км* к югу от г. Кабула. По имеющимся сведениям, они являются вполне перспективными и после соответствующих разведочных работ будут, по-видимому, вовлечены в промышленное освоение. Ориентировочные запасы руд 100—200 тыс. *т*, содержание трехокиси хрома 40—56%. Вдоль линии разлома к северо-востоку проявлены аналогичные рудопроявления, сопровождаемые асбестом, магнезитом и серпентинитом. Вероятно, вся эта зона относится к перспективным структурам на хромитовые и связанные с ними месторождения.

Формация марганцеворудных месторождений обнаружена совсем недавно вблизи свинцово-цинкового месторождения Фаринджаль на севере Афганистана. Пластообразное тело окисных руд марганца залегает среди полосчатых известняков и метаморфизованных вулканогенных пород нижнепалеозойского или докембрийского возраста. Мощность пластообразной залежи 3 *м*, длина 120 *м*, содержание марганца 28—38%. Месторождение относится, по-видимому, к вулканогенному типу и связано с древним геосинклинальным вулканизмом. В связи с этим обширные пространства, сложенные древними вулканогенными отложениями основания, приобретают интерес в качестве территории, перспективной на марганцевое оруденение.

Формация медноруд ных месторождений достаточно обширна, она представлена многочисленными (около сотни) рудопроявлениями меди разного типа. Среди них известны медноколчеданные месторождения Кохне-Хулур, Чехел-Сетун, Гилзи и другие, расположенные среди древних метаморфизованных вулканогенных пород. Жильные и скарновые медные проявления встречаются также на склонах Гиндукуша.[1] Относительно недавно в северных районах Афганистана выявлены проявления медистых песчаников, залегающих в нижнемеловых пестроцветах. Таким образом, в Афганистане возможно нахождение и крупных медных месторождений.

Формация скарново-магнетит-гематитовых месторождений имеет в данной провинции, пожалуй, наибольшее число представителей, из которых на схеме (см. рис. 89) показаны лишь наиболее значительные. В Афганистане известно около 70 проявлений железных руд различного генезиса, но эксплуатация их пока не начата. Крупнейшим в стране является скарновое месторождение Хаджигек, запасы по которому по одним источникам составляют 2,5 млрд. *т* руды, а по другим — их значительно меньше. Руды гематит-магнетитового состава с содержанием железа от 32 до 68%. Руды также содержат примеси ванадия и свинца. Месторождение залегает в докембрийских отложениях и образует в доломитах скарновые залежи, чем, по мнению изучавших его геологов, отличается от типа железистых кварцитов, хотя и имеет общие с ним черты. Общая мощность рудоносных пород около 50 *м*. Расположено месторождение в 192 *км* к северо-западу от Кабула вблизи одноименного горного перевала. На базе месторождения проектируется металлургический комбинат. Имеются также сведения о богатых, правда не в коренном залегании, выходах железных руд в 100 *км* к западу от Хаджигекского месторождения в районе Кадалак и в Бадахшане. В последнем случае интерес представляет месторождение Джабаль-ус-Серадж, расположенное в долине р. Саланги к северу от одноименного перевала. Оно представлено метасоматическими залежами сидерита и гематита в известняках девонского возраста.

В северной части Западного Пакистана к северо-западу от г. Читрала известно скарново-магнетитовое месторождение Кхаран с содержанием в руде 57—64% железа. Оно расположено вблизи гра-

ницы с Афганистаном в труднодоступной горной местности на высоте 1450—2100 *м*. Рудные тела представлены линзами длиной от 6 до 128 *м* при мощности 1,5—22,5 *м*. Руды массивные, магнетитовые с общими запасами около 60 млн. *т*.

В Северо-Памирской металлогенической зоне, выделенной Е. Д. Карповой (1960), рудная минерализация датируется средне-верхнекарбоновым возрастом и генетически связывается с гранитоидами повышенной основности. Наиболее характерной для этой зоны является скарново-магнетитовая формация, представленная месторождением Джарф и др. Рудопроявления магнетита в связи с гранитоидами язгулемского комплекса имеются и в Центральном Памире.

Формация месторождений драгоценных камней и редких металлов довольно широко распространена и связана преимущественно с пегматитовыми жилами. Последние распространены во многих местах развития кристаллических пород основания, концентрируясь в большинстве случаев в Бадахшане и Нуристане. В последнем известны редкометальные пегматиты с промышленными месторождениями комплексных бериллолитиевых руд. К ним относится месторождение Даран-Пич, открытое в 1948 г. Пегматиты содержат сподумен, берилл и колумбит-танталит. Некоторые исследователи связывают их с мезозойскими гранитами, что сомнительно, поскольку пегматитовые жилы в Средиземноморском поясе обычно имеют палеозойский и более древний возраст. Содержание BeO от 0,01 до 0,8%, Li — от 0,05 до 1,9%, Ta_2O_5 и Nb_2O_5 — до 0,01%. Запасы значительные.

Афганистан является монополистом по экспорту лазурита, добываемого на Бадахшанских месторождениях. Наиболее крупным является месторождение Сары-Санг, расположенное в верховьях р. Кокчи. Общие его запасы, по-видимому, значительно превышают 1000 *т* ежегодной добыче порядка [illegible]. Минерализация приурочена к пласту мрамора, залегающего среди докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов, и относится к метасоматическому типу. Аналогичные, но менее крупные месторождения известны и в Юго-Западном Памире. Помимо лазурита Бадахшан издавна славится сапфирами, гранатами, яшмой, шпинелью, рубинами и бирюзой. Все эти драгоценные и полудрагоценные камни приурочены к древним метаморфитам, главным образом образованным на контактах мраморов с гранитоидами.

В некоторых районах среди пегматитовых, а главным образом кварцевых жил встречаются признаки минерализации молибденита и касситерита. Последние известны и в зонах Северного и Центрального Памира. М. Х. Хамидов (1960) к киммерийскому магматическому комплексу здесь относит нижнеюрские порфириты, среднеюрские дациты, монцониты, плагиопорфириты и андезиты; нижнеюрские породы представлены порфиритами, андезитами и диабазами. Все отмеченные образования базальтоидного происхождения образовались, по-видимому, в результате геосинклинального активного вулканизма. Позже, в период яньшаньской складчатости образовались многочисленные массивы гранитоидов язгулемского комплекса, вначале диоритового состава, а затем гранитного. С первыми генетически связаны отмеченные выше магнетит-гематитовые скарны, а со вторыми — вольфрамит и молибденитсодержащие пегматиты, грейзеновые зоны с молибденитом и касситеритом, кварц-арсенопиритовые и полиметаллические жилы, а также выделения горного хрусталя. Более поздним, собственно альпийским является свинцово-цинковое и флюоритовое оруденение. На Северном Памире Е. Д. Карпова (1959) предполагает наличие вольфрамового и молибденового оруденения. В Аличурской зоне Юго-Восточного Памира выявлены мезозойские кварц-касситеритовые, кварц-касситерит-вольфрамитовые и мышьяковые рудопроявления, кото-

рые Е. Д. Карпова связывает с гранитами базардаринского комплекса.

Формация свинцово-цинковых месторождений не имеет здесь столь широкого распространения, как в сопредельной к западу Центрально-Иранской провинции. Этим, возможно, в некоторой степени объясняется еще менее детальная ее изученность. На территории Афганистана в настоящее время известно около 20 свинцово-цинковых рудопроявлений и среди них сравнительно крупное месторождение Фаринджаль, расположенное к северо-западу от Кабула в долине р. Горбенди. Оно представлено жилами и телами неправильной формы, сложенными галенитом и сфалеритом. Оруденение относится к метасоматическому типу и залегает в карбоновых известняках. Запасы руд составляют 220 тыс. *т*, среднее содержание свинца 9%, цинка — 3%, серебра — 0,1—0,3%. Весь район долины р. Пандшера, тяготеющей к участку месторождения, относится к числу перспективных на свинец и цинк.

В центральной части хребта Гиндукуш на контакте мезозойских изверженных пород с карбонатными породами различного возраста (девон, карбон, триас, мел) развиты скарны, содержащие галенит-сфалеритовое оруденение. Помимо свинца и цинка они содержат серебро и золото. Размеры месторождений, по существующим данным, небольшие, тем не менее они заслуживают изучения. Свинцово-цинковые рудопроявления известны в Центральном и Юго-Восточном Памире (Карпова, 1960).

Формации сурьмяно-ртутных и золоторудных месторождений пользуются также небольшим распространением. В Афганистане довольно крупное месторождение антимонитовых руд расположено в восточной части страны в районе Зебака. Примерно на этой же площади, но уже в Читральском районе Пакистана разрабатывается аналогичное месторождение с содержанием сурьмы около 16% при ежегодной производительности 80 *т* сурьмяного концентрата. В непосредственной от него близости у Тирич-Мира издавна отрабатывается небольшое, но богатое месторождение аурипигмента, о котором говорил еще М. С. Кришнан (1954).

Золоторудные месторождения в последнее время открыты в Афганистане советскими геологами. Золотоносные россыпи со времен глубокой древности разрабатываются старателями в террасах рек Амударьи, Пида и их притоков. В Афганистане ежегодная добыча золота 10—50 *кг*. Коренные гидротермальные кварцевожильные месторождения известны в районах Кандагара, Бадахшана и в нижнем течении р. Кокча. В жилах содержится золота от следов до 100 *г/т*. В Центральном и Северном Памире также известны аналогичные проявления золота, тяготеющие к зонам с сульфидной минерализацией.

Вероятно, существующие сведения о металлогении данной провинции, охватывающей столь трудноосваиваемые районы — с одной стороны, высокогорные (Гиндукуш, Памир), а с другой, пустынные и полупустынные (Кандагар, Фарах), в ближайшее время будут пополнены в результате открытия новых месторождений, здесь вполне вероятных.

ВЫВОДЫ

Месторождения Ирано-Афганской области, на наш взгляд, значительно отличаются от сопредельной с ней на западе Кавказско-Анатолийской области. Вместе с тем имеются и некоторые общие особенности. Среди последних в первую очередь бросается в глаза обилие хромито-

вых месторождений, которые в виде почти непрерывного пояса прослеживаются из Дпнарид в Анатолию, где расщепляются на две ветви.

К числу сходных металлогенических особенностей может быть отнесено также развитие в пределах данной области медно-молибденовых (Чаган) и ртутных (Копетдаг) месторождений. Первые обладают сходством с рудообразованиями Зангезура. Обращает на себя внимание идентичная геотектоническая обстановка обоих рудных районов, развитие которых осуществлялось на жестком основании и завершилось проявлением обильного гранитоидного магматизма, а также общий средне-позднепалеогеновый возраст.

Ртутные месторождения Западного Копетдага расположены на далеком восточном продолжении ртутного пояса Большого Кавказа.

Перечисленными немногими рудными формациями исчерпывается сходство металлогении двух сопредельных областей и тем отчетливее выступают их отличия, которые, собственно, и придают специфику металлогении охарактеризованной выше громадной по площади территории.

Прежде всего обращает на себя внимание слабое проявление, а вернее полное отсутствие здесь типичных медноколчеданных месторождений, столь характерных для палеозоя Большого Кавказа и мезозоя Малого Кавказа, Понта и Тавра. Вероятно, причиной этого является отсутствие здесь длительного проявления эвгеосинклинального режима в условиях дифференциации продуктов базальтоидного магматизма, поскольку именно эти условия благоприятствуют развитию колчеданного рудообразования.

При современной степени металлогенической изученности области можно констатировать в общем бедность ее месторождениями вольфрама, молибдена, мышьяка, которыми столь богата сопредельная с ней Кавказско-Анатолийская область. Отсутствуют здесь и сколько-нибудь значительные золоторудные проявления, а бедность оловом относится уже к региональным особенностям альпийской металлогении Тетиса.

Отмеченные негативные специфические особенности данной области, возможно, в некоторой степени являются кажущимися, связанными с недостаточной изученностью, поэтому более убедительна характеристика ее позитивных отличительных черт. К ним относится прежде всего богатство области рудами железа, свинца и цинка, а также самоцветами.

Богатство Ирано-Афганской области железом следует отнести к ее отличительным металлогеническим особенностям, которые должны привести к ряду чисто практических выводов.

Свинцово-цинковая минерализация Центрального Ирана и непосредственно обрамляющих его складчатых зон также должна быть классифицирована в качестве металлогенической его специфики, обусловленной характером геологического развития региона. Северная периферия Гиндукуша и Парапамиза заслуживает самого тщательного изучения в отношении свинца и цинка.

Данную область следует, очевидно, относить к весьма перспективным в Средиземноморском поясе. Вместе с тем прогнозная оценка развитых здесь месторождений, так же как и разработка направлений дальнейших исследований полезных ископаемых, должна учитывать специфические особенности ее геологического развития.

Отдельные металлогенические области Средиземноморского пояса обладают рядом специфических особенностей металлогении, но одновременно с этим в них наблюдается и определенное сходство (табл. 5), что обусловлено принадлежностью к единой структуре, испытавшей длительное, сложное, но вместе с тем общее развитие (рис. 90).

Таблица 5

Схема металлогении Средиземноморского пояса

Металлогеническая область	Металлогеническая провинция	Металлогеническая эпоха	Стадия эпохи	Магматическая формация	Главные рудные формации	Примеры рудных районов и месторождений
Средне-Европейская	Центрально-Европейская	Ассинтская	Геосинклинальная	Метаморфические геосинклинальные вулканиты	Метаморфизованных колчеданных месторождений	Бавария (Бильберберг), Пфальц (Байерланд), Франкония (Купферберг), Рудные горы, Западные Судеты, Центральный массив Франции
			Раннеорогенная	Гнейсовая	Золоторудная	Нижняя Силезия (Стара-Гура, Злоты-Сток)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Свинцово-цинковая в карбонатных породах	Сардиния (Монтепона)
		Варисская	Геосинклинальная	Диабаз-спилитовая	Осадочных и вулканогенных месторождений железа	Тюрингия, Баррандиевая зона, Арморикайский и Центральный массивы Франции
				Диабаз-кератофировая	Железорудная типа Лани-Диль	Гарц (Лани и Диль), Зауэрланд, Тюрингия, Восточные Судеты
				Диабаз-кератофировая	Колчеданно-полиметаллическая	Рейнские сланцевые горы (Мёттен), Гарц (Раммельсберг), Восточные Судеты
			Раннеорогенная	Гранитоидов пестрого состава	Жильные золоторудная и полиметаллическая	Рейнские сланцевые горы (Эльзенберг), Черные горы (Сальсинь), Гарц (Грунд)
				Гранитоидная батолитовая	Кварц-касситерит-вольфрамитовая и полиметаллическая	Рудные горы (Циновец, Аннаберг, Крупка), Арморикайский массив, Корнуэлл, Сардиния
			Позднеорогенная	Малых интрузий гранитов	Кварц-гематитовая, карбонат-настурановая, полиметаллическая	Рудные горы (Яхимов), Корнуэлл, Бретань, Центральный массив Франции
				Не наблюдается	Медистых сланцев	Гарц (Мансфельд), Нижняя Силезия (Конрад и Любихов)
Средне-Европейская	Иберийская	Варисская	Геосинклинальная	Риолитовая	Медно-серноколчеданная и марганцевая	Уэльва (Рио-Тинто), пояс Алентежу (Сан-Доминго)
			Раннеорогенная	Гранитоидная батолитовая	Кварц-касситерит-вольфрамитовая	Галисийская зона (Санта-Комба, Панашкейра и др.)
				Гранитоидная	Различные формации урановых месторождений	Плоскогорье Сьерра-де-Эстаделла (Уржерика, Гуарда), провинция Саламанка (Вальденасканьо)
				Гранитоидная	Жильная кварц-галенит-сфалеритовая	Пояс Сьерра-Морена (Линарес, Ла-Каралина)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Ртутная	Провинция Сьюдад-Реаль (Альмаден)
				Не наблюдается	Свинцово-цинковая в карбонатных породах	Верхняя Силезия
Западно-Средиземноморская	Пиренейская	Герцинская	Геосинклинальная	Метаморфизованных вулканитов	Железорудная	Андорра (Менер-Ну, Менер-Вель), рудный район Ая-Бидасоа (Эсколаменди), местность Руссильон
		Альпийская	Позднеорогенная	Не наблюдается	Телетермальная свинцово-цинковая	Провинция Сантандер (Реосин), Баскские Пиренеи (Альтубе), Французские Пиренеи (Мергион)
	Атласско-Андалузская	Герцинская	Геосинклинальная	Габброидная	Кобальт-никелевая	Антиатлас (Бу-Аззер)
				Риолит-андезитовая	Марганцевая вулканогенная	Антиатлас (Эль-Бордж, Тафилалет), Высокий Атлас (Ант-Тидили, Иди-кель)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Молибден-вольфрамовая	Высокий Атлас (Азгур)

Продолжение табл. 5

Металлогеническая область	Металлогеническая провинция	Металлогеническая эпоха	Стадии эпохи	Магматическая формация	Главные рудные формации	Примеры рудных районов и месторождений
Западно-Средиземноморская	Атласско-Андалузская	Герцинская	Позднеорогенная	Не наблюдается	Жильная свинцово-цинковая	Высокий и Средний Атлас (Тауз и Аули), Высокая Мулуйа
				Не наблюдается	Свинцово-цинковая в карбонатных породах	Высокие плато (Туиссит, Бу-Беккер)
		Альпийская	Геосинклинальная	Андезит-базальтовая	Железорудная и марганцевая	Альмерия, Гранада, Мурсия, Высокий Атлас (Тьяранти, Юди), Кабило-Рифская зона (Санта-Евлалия, Тьен), Алжир (Уэнза)
				Андезитовая	Колчеданная	Кабильская зона (Бусуфа и Эль-Кабир)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Жильная полиметаллическая	Картахена, Масаррона, Высокий Атлас (Бу-Арфа), Телль-Атлас (Уарсенис), Колльская Кабилия (Будука, Сиди-Камбер)
				Не наблюдается	Стратиформная свинцово-цинковая в карбонатных породах	Марроко (Клаусен), Сахарский Атлас (Джебель-Ишмуль), Тунисский Атлас
				Не наблюдается	Ртутная и сурьмяная	Нумидийский хребет (Исмаил, Мра Сма, Айн-Керма)
Альпийско-Динарская	Альпийско-Карпато-Балканская	Герцинская	Геосинклинальная	Спилит-порфиритовая	Колчеданная	Тоскана, Западные Альпы, Восточные Альпы, Западные Карпаты (Смольник), Восточные Карпаты (Буковина), Южные Карпаты (горы Фагараш), Старая Планина (Чиоровци)
				Не наблюдается	Железо-марганцевая	Штирия (Эрцберг), Западные Карпаты (Железник, Чучма, Добшина), Южные Карпаты (Пояна-Рускэ)
			Позднеорогенная	Малых интрузий гранитоидов	Золоторудная и полиметаллическая	Горы Высокий Тауэрн, Татры, Рудогорье, Южные Карпаты (Пояна-Рускэ), Старая Планина (Говеджа)
				Кварцевых порфиров	Ураноносная	Месторождения пермо-триаса Южных, Западных и Восточных Альп, Западных Карпат и Старой Планины
				Не наблюдается	Стратиформная свинцово-цинковая в карбонатных породах	Месторождения Восточных Известняковых Альп и Старой Планины
		Альпийская	Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромит-титаномагнетитовая и колчеданная	Западные Альпы, Восточные Альпы (Валентино-ди-Предон, Вигонцано)
				Не наблюдается	Сидеритовая	Западные Карпаты (Рудобанья), Балканы (Кремниковцы)
			Позднеорогенная	Андезит-дацитовая	Вулканогенная золото-полиметаллическая	Западные Карпаты (Банска-Штьявница), Закарпатье (горы Бержень, Металичи, Бая-Маре, Береговское и др.)
				Андезит-базальтовая	Сурьмяно-ртутная	Тоскана (Монте-Амиата, Перетта), Восточные Альпы (Тироль, Каринтия), Западные Карпаты (Малахово), Закарпатье
	Динарская	Герцинская	Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Югославия (массивы Люботен, Лояне), Греция (Фессалия и др.)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Шеелит-молибденитовая	Македония (Танда)

Продолжение табл. 5

Металлогеническая область	Металлогеническая провинция	Металлогеническая эпоха	Стадии эпохи	Магматическая формация	Главные рудные формации	Примеры рудных районов и месторождений
Альпийско-Динарская	Динарская	Герцинская	Позднеорогенная	Малых интрузий гранитоидов	Редких, цветных и черных металлов	Босния (Чемерница, Машкара, Любня)
				Не наблюдается	Ртутная	Словения (Идрия)
		Альпийская	Геосинклинальная	Порфирито-яшмовая	Железо-марганцеворудная	Югославия (Вареш у Сараево)
				Андезито-дацитовая	Колчеданная	Горы Отирис в Греции, Сербия (Бор), Панагюрский и Страшкинский районы в Среднегорье
			Раннеорогенная	Банатитовая	Скарновая и гидротермальная железа, меди, молибдена и вольфрама	Бургасский район, Странджинский район, Динариды (Мачкатица)
			Позднеорогенная	Андезито-дацитовая	Свинцово-цинковая	Маданский район в Родопах, Македонский массив (Трепча), район Лаврион и др. в Греции
				Андезито-базальтовая	Сурьмяно-ртутная	Боровая в Македонии, Вардарская зона (Шумадия)
Кавказско-Анатолийская	Большого Кавказа	Герцинская	Геосинклинальная	Спилито-кератофировая	Колчеданная	Зона Переднего хребта (Урупское, Худесское и др.)
				Гипербазитовая	Хромитовая	Зона Переднего хребта (Беденское и др.)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Редкометальная	Зона Главного хребта (Кти-Теберда, Цаликар)
			Позднеорогенная	Малых интрузий гранит-порфиров	Жильная кварц-полиметаллическая	Бечасынская зона (Эльбрус, Тызыл и др.)
		Киммерийская	Геосинклинальная	Диабазовая и порфиритовая	Медно-пирротиновая и колчеданно-полиметаллическая	Зона Главного хребта и южного склона (Филизчай, Кизыл-Дере)
				Кератофировая	Жильная кварц-полиметаллическая	Зона Главного хребта (Садон, Згид и др.)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Редкометальная	Массив Келасури
				Габбро-диоритовая	Скарново-магнетитовая	Зона Главного хребта (Санчарское, Кирарское)
			Позднеорогенная	Малых интрузий гранитоидов	Барит-полиметаллическая	Зона южного склона (Чордское, Апшринское, Амакеква, Телнари и др.)
		Альпийская	Раннеорогенная	Гранитоидная	Арсенопирит-молибденит-шеелитовая	Пшекиш-Тырныаузская зона, зона Главного хребта (Цана, Кароби, Сангутидон и др.)
			Позднеорогенная	Андезитовая	Ферберит-антимонитовая	Зона Главного хребта и южного склона (Зопхито, Ноцара и др.)
				Не наблюдается	Реальгар-аурипигментная	Зона южного склона (Лухуми, Уравн, Сохта и др.)
				Не наблюдается	Ртутная	Зона южного склона (Подхребтовое, Сахалинское, Ахейское, Хпекское и др.)
				Не наблюдается	Свинцово-цинковая жильная	Зона южного склона (Квайса, Эрцо)

Продолжение табл. 5

Металлогеническая область	Металлогеническая провинция	Металлогеническая эпоха	Стадия эпохи	Магматическая формация	Главные рудные формации	Примеры рудных районов и месторождений
Кавказско-Анатолийская	Малокавказско-Понтийская	Киммерийская	Геосинклинальная	Кварц-порфировая	Медно-серноколчеданная	Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны (Алаверды, Кедабек, Чирагидзор, Кафан)
			Раннеорогенная	Габброидная	Скарново-магнетитовая	Сомхето-Карабахская зона (Дашкесан, Кульп)
				Гранитоидная	Жильная кварц-полиметаллическая	Сомхето-Карабахская зона (Дамбулудское, Мехманинское)
		Альпийская	Геосинклинальная	Дацит-альбитофировая	Колчеданная, гематитовая, марганцевая и колчеданно-полиметаллическая	Сомхето-Карабахская зона (Маднеули, Саркинети, Тетри-Цкаро, Саригюх), Понт (Мургул, Дзансул и др.)
				Гипербазитовая	Хромитовая	Понт (Чанкыры, Додурги, Ташкепрю), Севано-Акеринская зона (Шорджа, Гейдара)
			Раннеорогенная	Габброидная	Скарново-магнетитовая	Аджаро-Триалетская зона (Дзамское), Мисхано-Зангезурская зона (Судагян, Капутан)
				Сиенит-диоритовая	Жильная кварц-полиметаллическая	Аджаро-Триалетская зона (Варазя), Понт (Гюмушхане), Дараллагез (Ахтек)
				Гранитоидная	Медно-молибденовая	Зангезур, Мисхано, Далидаг, Иран (Сюнгин)
			Позднеорогенная	Дацитовая вулканическая	Сурьмяно-ртутно-мышьяковая	Призаксинская и Севано-Акеринская зоны (Даррыдаг)
				Малых интрузий диоритов	Золоторудная	Севано-Акеринская зона (Зод)
	Таврская	Герцинская	Раннеорогенная	Гранитоидная	Шеелит-молибденитовая	Улудаг вблизи г. Бурса
		Альпийская	Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Юго-Восточная Анатолия (Гулеман), Измиро-Анкарская зона (Дагарды, Тавшанлы, Айдын)
				Спилито-кератофировая	Медно-серноколчеданная	Кипр (Маврули, Скуриоттис), Тавр (Эргани-Маден) и др.
			Раннеорогенная	Сиенит-монцонитовая	Скарново-магнетитовая	Центральный Тавр (Дивриги и др.)
			Позднеорогенная	Андезитовая	Свинцово-цинковая	Западная Анатолия (Балья-Маден), Тавр (Кебан-Маден) и др.
				Не наблюдается	Сурьмяно-ртутно-реальгаровая	Западная Анатолия (Карабурун, Айдын), Центральная Анатолия (Сизма)
Ирано-Афганская	Эльбурс-Биналудская	Альпийская	Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Эльбурс, Хорасан (Мирмахмуд и др.)
				Андезитовая	Медноколчеданная	Себзевар, Аббасабад (Даман-Яла, Бозорг)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Скарново-магнетитовая	Северный Иран (Семнан, Зенджан-Афшаробад, Голджук)
				Гранитоидная	Редкометально-полиметаллическая	Миане (Узун-Дарех), Герат (Тарик-Дарех)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Барит-полиметаллическая	Эльбурс (Сира, Туйех), Копетдаг (Икинэр, Куршурли)

Продолжение табл. 5

Металлогеническая область	Металлогеническая провинция	Металлогеническая эпоха	Стадия эпохи	Магматическая формация	Главные рудные формации	Примеры рудных районов и месторождений
Ирано-Афганская	Загрос-Мекранская	Альпийская	Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Минаб (Фариаб, Амир), Лут (Кхаш), Загрос (Хамрабад)
				Андезитовая	Медноколчеданная и марганцевая	Исфахан (Рабаткерим), Оман
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Редкометально-полиметаллическая	Зенджан-Афшаробад (Баюч-Баг), Гольпайеган (Хасанабад), Йезд (Джавезен, Кхут)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Свинцово-цинковая	Такаб (Ангуранское), Исфахан (Лакан, Равандж), Йезд (Мерджан, Анджерех)
	Центральная	Альпийская	Геосинклинальная	Андезитовая	Медноколчеданная	Район Эшрек (Телмеси), Лут, Белуджистан (Чаган)
			Раннеорогенная	Гранитоидная	Скарново-магнетитовая	Группа Бафк (Шамсабад, Чогард, Зиракан), Раскох
				Гранитоидная	Редкометально-полиметаллическая	Район Эшрек (Кали-Кафи, Шах-Чурел)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Свинцово-цинковая	Центральный Иран (Кушк), Эшрек (Нахлак)
Сулейман-Киртарская	Альпийская		Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Хуздар, Хиндубаг, Вазиристан
				Андезитовая	Вулканогенные медноколчеданная и марганцевая	Хуздар (Сира-Дора), Хиндубаг
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Сурьмяно-ртутная	Мекран-Пишинская зона
Гиндукуш-Памирская	Байкальская, киммерийская и альпийская		Геосинклинальная	Гипербазитовая	Хромитовая	Рудный район к югу от г. Кабула
				Метаморфизованных основных вулканитов	Марганцеворудная	Север Афганистана
				То же	Меднорудная	Центральный Афганистан (Кохне-Хулур, Чехел-Сетун)
			Раннеорогенная	Габброидная	Скарново-магнетит-гематитовая	Афганистан (Хаджигек, Кадалак, Бадахшан), Западный Пакистан (Кхаран), Сев. Памир (Джарф)
			Позднеорогенная	Не наблюдается	Свинцово-цинковая	Афганистан (Фаринджаль), Центр. Памир
				Не наблюдается	Сурьмяно-ртутная и золоторудная	Афганистан (Зебак), Пакистан (Читральский р-н)

Заключение

Металлогенический анализ обширного фактического материала по эндогенным рудным месторождениям Средиземноморского пояса, осуществленный на тектонической основе, открывает возможности обсуждения важных вопросов, относящихся как непосредственно к изученной автором части земной коры, так и к области теоретической металлогении. К числу этих вопросов относятся проблемы металлогенической эволюции земной коры, связи магматизма и рудообразования, формационного анализа и ряд других.

О металлогенических эпохах

В предпринятом здесь анализе принято выделение металлогенических эпох в рамках геологических циклов. В соответствии с этим в истории развития земной коры следовало бы выделить 15 металлогенических эпох, как это делает Н. П. Семененко (1960). Однако это невозможно не только в одном регионе, но и вообще в пределах всего континентального блока Земли, поскольку современные методы исследований не позволяют произвести столь дробное возрастное подразделение рудных месторождений. Именно поэтому мы сумели историю формирования земной коры подразделить всего на семь главнейших металлогенических эпох (Твалчрелидзе, 1970). С другой стороны, в вертикальных разрезах земной коры на ограниченных площадях металлогенических областей и провинций далеко не всегда удается выделить рудные проявления более чем одной эпохи. В таких случаях четко проявлено полициклическое геосинклинальное развитие, выраженное многоэтажным строением складчатых систем (Муратов, 1967).

Обычно металлогенические эпохи выделяются достаточно уверенно в рамках полного, завершенного геологического цикла, четко проявленного геосинклинальным и орогенным этапами развития. Таким является герцинский цикл в Центрально-Европейской провинции. Предыдущие металлогенические эпохи (ассинтская в Центральной Европе) представлены реликтами месторождений геосинклинальной и частично раннеорогенной стадий, а последующие (альпийская в Центральной Европе) проявлены месторождениями стадии развития молодых платформ.

В случаях, когда в складчатых областях проявлено многоэтажное строение, отражающее полициклическое их развитие, отдельные геосинклинальные циклы не находят полного выражения. Обычно более ранние из них представлены преимущественно образованиями геосинклинального этапа, а поздние — образованиями орогенного этапа. В Центральной Европе, как и на Большом Кавказе, герцинский цикл полностью поглощает каледонский, в связи с чем каледонские структуры, как и рудные месторождения, здесь выделить не удается. Что касается последующей истории Большого Кавказа, то она может быть подразделена на два цикла — киммерийский и альпийский. Первый из них представлен формациями (осадочными, магматическими, рудными) геосинклинального этапа, а второй — орогенного. Киммерийский цикл на южном склоне Большого Кавказа завершен не полностью — формирование молассовых толщ (угленосные отложения среднеюрского и пестроцветы верхнеюрского возраста) здесь было прервано геосинклинальным погружением собственно альпийского цикла.

В общем случае в длительной,

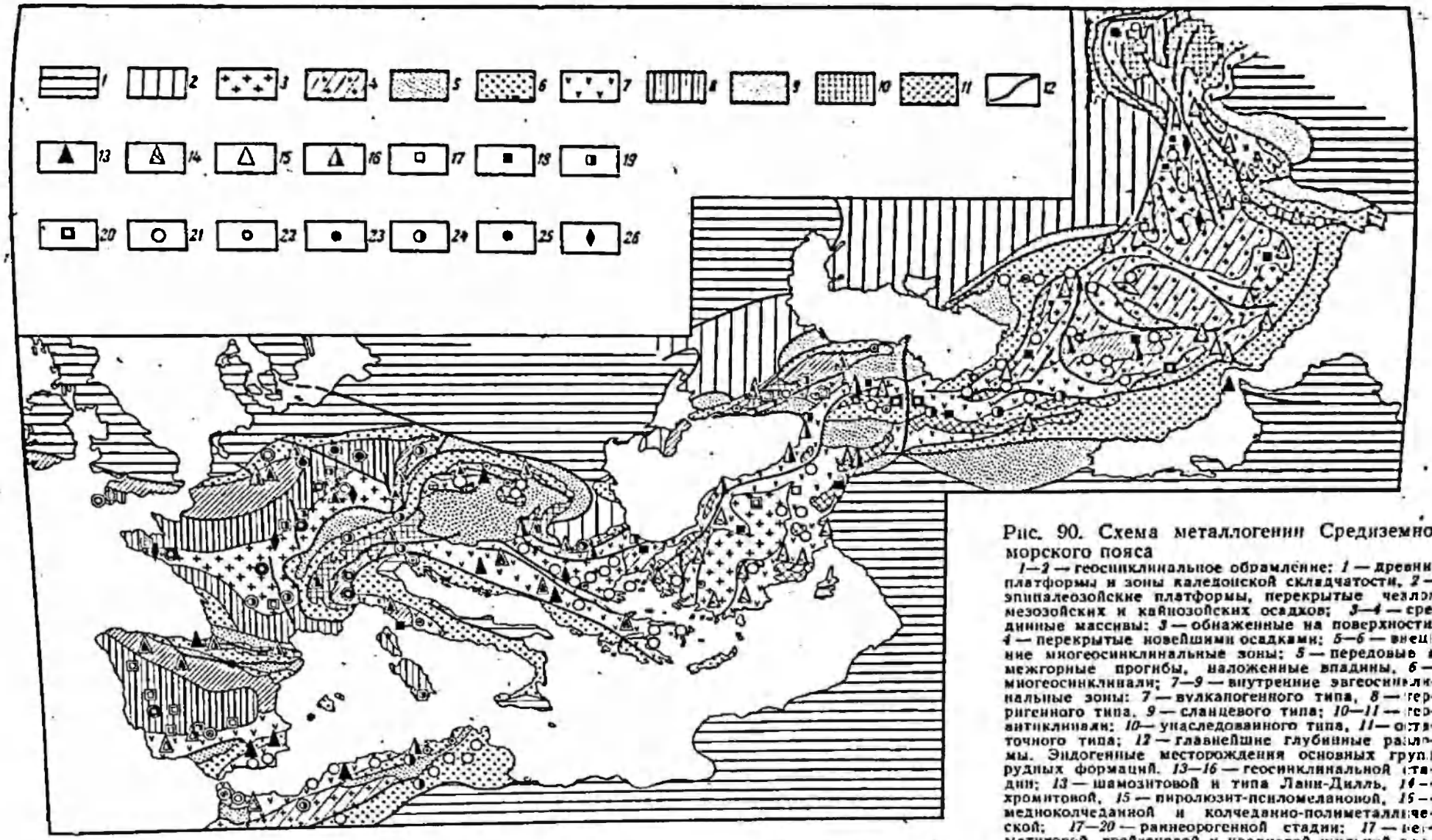


Рис. 90. Схема металлогении Средиземноморского пояса

1—2 — геосинклинальное обрамление: *1* — древние платформы и зоны каледонской складчатости, *2* — эпипалеозойские платформы, перекрытые чехлом мезозойских и кайнозойских осадков; *3—4* — срединные массивы: *3* — обнаженные на поверхности, *4* — перекрытые новейшими осадками; *5—6* — внешние многогеосинклинальные зоны: *5* — передовые и межгорные прогибы, наложенные впадины, *6* — многогеосинклинали; *7—9* — внутренние эвгеосинклинальные зоны: *7* — вулканогенного типа, *8* — терригенного типа, *9* — сланцевого типа; *10—11* — геоантиклинали: *10* — унаследованного типа, *11* — остаточного типа; *12* — главнейшие глубинные разломы. Эндогенные месторождения основных групп рудных формаций. *13—16* — геосинклинальной стадии: *13* — шамозитовой и типа Лани-Дилль, *14* — хромитовой, *15* — пиролюзит-псиломелановой, *16* — медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической; *17—20* — раннеорогенной стадии: *17* — гематитовой, грейзеновой и кварцевой жильной олова, вольфрама и молибдена; *18* — скарново-магнетитовой; 19 — жильной и метасоматической кварц-полиметаллической, часто с гематитом; *20* — медно-молибденовой порфировой; *21—25* — позднеорогенной стадии: *21* — жильной кварц-карбонат-свинцово-цинковой часто с баритом; *22* — урановой пятиэлементной, гематит-настурановой и др.; *23* — медистых сланцев и песчаников; *24* — стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных породах; *25* — сурьмяно-ртутной; *26* — древние метаморфогенные месторождения.

В условных знаках *13—25* двойной линией показаны месторождения герцинского возраста, пунктирной — киммерийского, одной линией — альпийского.

полициклической истории геосинклинального развития сложно построенных складчатых областей можно выделять сводные циклы, дополняющие друг друга до полного, завершенного. Так, для Большого Кавказа мы в качестве таких пар объединяли каледонский цикл с герцинским, а киммерийский с альпийским (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1968). Это особенно справедливо для северной части провинции, где развиты герцииды и может быть условно принято для южной, где палеозойская многогеосинклиналь наследуется мезозойской эвгеосинклиналью (Милановский, Хаин, 1963).

Мы, пожалуй, не особенно ошибемся, если выскажем для обсуждения предположение, что в большинстве рудных провинций наиболее продуктивными являются месторождения, возникновение которых обусловлено геологическими процессами, вызвавшими окончательную консолидацию геосинклинали и превращение ее в платформу, т. е. для каждой геосинклинальной системы главной, по-видимому, является металлогеническая эпоха, соответствующая последнему в ее истории геологическому циклу. Эта особенность может быть связана как с проявлением металлогенических процессов только во время «созревания» циклов, как называет их В. Зоубек (1965), так отчасти и защитным влиянием фундамента молодой платформы, в который эти месторождения впаяны.

Очевидно наиболее надежными вехами для подразделения истории развития рудной провинции на металлогенические эпохи служат массивы разновозрастных синорогенных гранитоидов. Эти образования проявлены почти во всех элементах геосинклиналей и соответствуют периодам главной складчатости (см. табл. 3). Они отсутствуют лишь в собственно многогеосинклиналях (внешних зонах), а в срединных массивах служат отголосками орогенного этапа в соседних геосинклиналях.

Гранитоиды имеют различное происхождение и проявляются разновременно — раньше во внутренних прогибах и позже в поднятиях, но повсеместно близко по времени с главной складчатостью, вызывающей ликвидацию геосинклинального режима.

Подразделение рудных месторождений по стадиям металлогенических эпох производится с известной степенью условности. Обычно наименее сомнительной является градация месторождений, обнаруживающих явную связь с магматизмом. В одних случаях, когда вообще никаких сомнений быть не может, это гипербазитовый магматизм офиолитовых поясов. Здесь мы имеем дело с магматическими месторождениями, по существу представляющими собой составную часть магматических пород, или их фацию. Почти с такой же долей уверенности некоторые месторождения (грейзеновые, турмалиновые, пегматитовые) связываются с конкретными массивами гранитов, что утверждает их время и место образования. Менее определенно, но достаточно надежно ряд рудных формаций парагенетически связывается с вулканогенными формациями как геосинклинальными (колчеданные, колчеданно-полиметаллические, железо- и марганцеворудные), так и с позднеорогенными (жильные и метасоматические свинцово-цинковые, золото-серебряные, сурьмяно-ртутные). Во всех этих примерах принадлежность месторождений к определенным стадиям металлогенических эпох установлена вполне достоверно (см. табл. 5).

Однако имеется большое число рудных формаций, в том числе весьма продуктивных, не обнаруживающих видимой связи с магматизмом и вследствие этого их положение в металлогенических схемах рудных провинций, так же как возраст и генезис, длительное время остаются полемичными. В этих случаях (сурьмяно-ртутные телетермальные, свинцово-цинковые в карбонатных породах, медистые песчаники и другие формации) часто трудно определить, к какой стадии относится месторождение. Поэтому

принятая нами позиция требует обоснования.

Формация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах широко представлена в западном сегменте Средиземноморского пояса. Крупные месторождения расположены в Центральной Европе, где их тектоническое положение наиболее отчетливо, поэтому именно они и могут служить своеобразным эталоном при поисках закономерного места аналогичных месторождений, находящихся во внутренних зонах альпийских складчатых сооружений. Эти месторождения расположены в карбонатных отложениях, перекрывающих байкальское основание Верхней Силезии и Центрального массива Франции. Они в подавляющем большинстве случаев приурочены к пологозалегающим доломитам триасового возраста, которые относятся к осадкам платформенного чехла, наравне с цехштейном сменяющего нижнепермские краснопветные молассы. Таким образом, в Центрально-Европейской провинции данная формация относится к стадии развития молодой платформы. Одновременно оруденение по всем данным связано с предысторией развития рудных районов, поскольку отнесение месторождений к стадии развития молодой платформы отнюдь не вызывает необходимости отрыва их от герцинской металлогенической эпохи.

Членение стратиформных свинцово-цинковых месторождений по стадиям металлогенических эпох в альпийском поясе встречает значительно бо́льшее затруднение, чем в пределах эпигерцинской платформы. Здесь они обнаруживаются в зонах Известняковых Альп и Балкан, где также тесно связаны с доломитами триаса, преимущественно среднего, и в зоне Высоких плато Северной Африки, где залегают в доломитах лейаса. В последнем случае месторождения расположены в зоне завершенной герцинской складчатости, не испытавшей в альпийском цикле регенерации геосинклинального режима. Поэтому нет основания для выделения здесь рудообразований альпийской эпохи, а все постпалеозойские месторождения должны выступать, в качестве представителей стадии развития молодой платформы. Иначе говоря, здесь мы имеем дело со случаем вполне аналогичным Верхне-Силезскому рудному району и Центральному массиву Франции. В альпийском поясе, как и на эпигерцинской платформе, рудоносные породы несогласно залегают на древнем консолидированном фундаменте. Данная особенность, по-видимому, служит отличительной чертой тектоники рудных районов данного типа.

Характерно, что триас в Альпийско-Балканской провинции не является периодом геосинклинального развития; в это время происходила пенепленизация герцинских гор и в условиях эпиконтинентального моря отлагались карбонатные осадки, соответствующие образованиям платформенного чехла Центральной Европы. Поэтому условия здесь и в рудных районах Центральной Европы были в триасе вполне аналогичными. Собственно геосинклинальные погружения в Альпах начались в начале лейаса. Таким образом, рудовмещающие породы Восточных Альп и Балкан выражены не геосинклинальными, а эпиплатформенными формациями.

Что касается возраста минерализации, то мнения исследователей альпийских свинцово-цинковых месторождений по этому поводу расходятся. Одни из них считают минерализацию сингенетичной с осадконакоплением и связывают ее с триасовым вулканизмом, другие относят к гидротермальному типу и датируют позднетретичным возрастом. Нами недавно высказано предположение (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1970), что оруденение по возрасту близко вмещающим породам и на отмеченных месторождениях представлена как сингенетичная рудная минерализация, так и гидротермальная, причем последняя по возрасту может быть значительно моложе первой. Данные определения изотопного состава серы в сульфидах и

свинца из стратиформных месторождений свидетельствуют о значительных перегруппировках рудного вещества, сопровождавших его концентрацию.

Следовательно, формирование промышленных рудных тел, происходило, по-видимому, в течение весьма длительного времени под влиянием тектонических движений и деятельности подземных вод. Это обстоятельство и позволяет В. И. Смирнову (1969) относить стратиформные свинцово-цинковые месторождения к инфильтрационным.

В тесной связи с установлением в металлогенических эпохах места рассмотренной рудной формации находится и положение ртутных месторождений, залегающих в триасовых известняках и подстилающих их палеозойских породах. Оруденение киновари в рудном поле Идрия не распространяется выше известняков триаса. Оно размещается в трещинных структурах среди пород карбона, перми и триаса, в которых образует причудливой формы скопления. По мнению ряда авторов, оруденение образовалось в конце герцинской эпохи, после чего подвергалось перемещению вдоль активных разломов. Вероятно, ртутные и сурьмяные месторождения знаменуют наиболее поздние фазы рудоотложения, завершающие процессы рудообразования отдельных металлогенических эпох. Поэтому нельзя принять концепцию о связи оруденения с геосинклинальным триасовым вулканизмом (Цюссарц, 1958). Очевидно ртутная минерализация, как и свинцово-цинковая в карбонатных породах, на месторождении Идрия должна быть отнесена к позднеорогенной стадии герцинской эпохи.

Таким образом, в вопросе членения месторождений по металлогеническим эпохам и их стадиям более существенным является не столько возраст месторождения, вписывающийся в рамки той или иной стадии, сколько геологические условия его образования и тектоническое состояние рудного района в период рудоотложения.

О металлогенической эволюции земной коры

Обильный материал по геологии эндогенных месторождений мира и их радиологическому возрасту дает возможность в самых основных чертах проследить характер изменения металлогении во времени (Твалчрелидзе, 1970). В этом сложном и далеко еще не изученном процессе можно наметить две противоположные тенденции: 1) повторяемость от одной металлогенической эпохи к другой месторождений одних и тех же рудных формаций, относящихся в связи с этим к «сквозным» формациям; 2) направленное развитие рудной минерализации, при котором месторождения некоторых рудных формаций характерны для определенных металлогенических эпох, не повторяясь в последующих и не встречаясь в предыдущих; такие формации относятся к «типоморфным».

Наиболее типичной сквозной рудной формацией является хромитовая в ультраосновных породах, встречающаяся в месторождениях от архейского до мелового возраста. Месторождения этой формации однотипны и отличаются друг от друга лишь степенью метаморфизма, не вызывающего, впрочем, сколько-нибудь существенных изменений в составе рудной массы. Представление о принадлежности рудоносной гарцбургитовой магмы к мантийным магмам подтверждается стандартным составом производных от этой магмы пород и руд.

К типу сквозных относятся и месторождения колчеданной формации, встречающиеся в дифференцированных толщах базальтоидных вулканитов от рифейского (а возможно, и более древнего) возраста до миоценовых включительно. Генетическая связь оруденения с основными подкоровыми магмами обеспечивает большое сходство колчеданных месторождений всех рудных

провинций мира. К этой же группе могут быть отнесены колчеданно-полиметаллические месторождения, встречающиеся в интервале от протерозоя до юры. С ультраосновным и щелочным магматизмом связаны также сквозные рудные формации платформ: медно-никелевая, титано-магнетитовая, кобальтовая, карбонатитовая и др. Они имеют достаточно широкий возрастной диапазон от протерозоя до мела.

Труднее объяснить сквозной характер рудных формаций, месторождения которых не имеют видимой связи с магматизмом. К ним относятся месторождения медистых песчаников и сланцев, известные от среднего протерозоя до олигоцена, а также месторождения свинца и цинка в карбонатных породах — от рифея до мела. Постоянство состава этих месторождений, по мнению автора, тесно связано с однотипностью геологической обстановки, в которой образуются эти месторождения вне зависимости от их возраста и места нахождения. Рудные районы этого типа относятся к зонам поверхностной складчатости, где они размещаются в позднеорогенных молассах (медистые песчаники) или в основании платформенного чехла (медистые сланцы, стратиформные свинцово-цинковые месторождения). В этих условиях транспортировка рудного вещества к поверхности, возможно, осуществляется из глубинных горизонтов вдоль разломов глубокого заложения. Данное обстоятельство, если оно действительно имеет место, обусловливает однообразность типа рудной минерализации, повторяющейся многократно в определенные этапы развития земной коры от древнейших ее периодов.

К «сквозным» рудным формациям, повторяющимся от позднего рифея до палеогена, относятся также пегматитовые и грейзеновые вольфрамит-касситеритовые месторождения. В соответствии с имеющимися данными (Быбочкин, 1965 и др.) месторождения вольфрама и олова слабо развиты в отложениях докембрия (около 1% запасов), достигая максимума в связи с яньшаньскими гранитами. Вероятно, эти сведения не совсем точны, поскольку они не учитывают довольно многочисленные небольшие месторождения Африки и Южной Америки, расположенные вдоль субмеридиональных зон позднедокембрийской тектонической активизации, рассекающих древние породы Туарегского и Бразильского щитов.

Сходные герцинские месторождения известны в Рудных горах, Галиссийской глыбе, на Корнуэлле, в Арморикапском массиве, а также широко распространены в Центральной Азии. К мезозойским относятся многочисленные грейзеновые оловорудные месторождения, связанные с нормальными синорогенными гранитами (Восточное Забайкалье, Яно-Колымская область) и с гранитами зон тектонической активизации Китайской платформы. Еще более молодыми — палеогеновыми — являются некоторые месторождения кварц-касситерит-вольфрамитовой формации Боливии, выступающие на общем фоне сульфидно-касситеритовой минерализации.

Повторяемость данных месторождений на протяжении байкальской, герцинской, яньшаньской и альпийской эпох позволяет их также отнести к сквозным формациям. Если к этому добавить, что и пегматитовые месторождения повторяются в те же стадии металлогенических эпох, то можно сделать вывод о принадлежности к «сквозным» месторождениям, относительно мало меняющимся от одной эпохи к другой не только связанных с гарцбургитовой и базальтоидной магмами, но отчасти также и с гранитной. Поскольку сквозные формации объединяют месторождения геосинклинальной, раннеорогенной, позднеорогенной стадий, а также активизированных зон, то сделанный выше вывод представляется весьма существенным: он устанавливает реальность существования металлогенических эпох, наличие повторяемости определенных типов рудных место-

рождений в сходных геологических условиях, что позволяет с успехом применять в металлогеническом анализе формационный метод.

К типоморфным рудным формациям принадлежат месторождения, характеризующие определенные периоды развития земной коры, или определенные главнейшие металлогенические эпохи. При этом, как это справедливо отмечают Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965), в данном случае имеют значение не руды определенного металла, а рудная формация, месторождения которой изменяются во времени.

Типоморфные формации устанавливают направленное, необратимое металлогеническое развитие земной коры, следующее от цикла к циклу по пути все большего окостенения геосинклиналей и прогрессивного развития платформ. Этот общий процесс прерывается регенерацией геосинклиналей, происходящей в начале каждого очередного цикла, тектонической активизацией, развитием авлакогенов и связанной с ними базификацией. Поэтому сейчас трудно определить конечные результаты действия противоположных тенденций в развитии земной коры, но появление в молодых металлогенических эпохах все более сложных, «аномальных» рудных формаций свидетельствует о наложении друг на друга разнотипных геологических структур, о смешении магм различного генезиса, усложнении и деградации геосинклинальных систем.

Некоторые соображения о связи оруденения с магматизмом

В соответствии с современными представлениями, нашедшими, например, отражение на Втором Уральском петрографическом совещании (Свердловск, 1968 г.) и Четвертом Всесоюзном петрографическом совещании (Баку, 1969 г.), в земной коре различаются продукты трех магм, отличающихся составом, генезисом и историей развития — ультраосновной, базальтовой и гранитной. Первые две из них, по всем данным, имеют глубинное подкоровое происхождение, являются ювенильными, первичными, тогда как третья зародилась в земной коре и представляет продукт ее плавления. Ультраосновные и основные магматические породы обладают постоянством состава во всей длительной истории формирования коры, начиная от ее возникновения, тогда как геохимическая специализация гранитной магмы от одного мегахрона к другому все более усложнялась.

Активность магм разного типа проявляется в определенных секторах геосинклинальных систем, в чем находит главное отражение непосредственная связь, существующая между тектоникой и магматизмом. Так, для вулканогенных геосинклиналей характерны дифференциаты базальтоидного магматизма, представленные в эффузивной и интрузивной формах. К первым относятся лавы и пирокластолиты основного (диабазы, роговообманковые порфириты, спилиты) и кислого (дациты, альбитофиры, кератофиры, липариты) состава. Основные вулканиты широко развиты в зонах прогибов, тогда как кислые приурочены к их склонам либо относительным поднятиям, иногда поперечным к общему простиранию структур.

Интрузивные дериваты базальтовой магмы относятся к двум группам формаций: 1) габбро-пироксенит-дунитовой и 2) габбро-гранитоидной, в которой индивидуализируется ветвь пород натриевого (габбро-диорит-плагиогранит) и калиевого (габбро-сиенит-граносиенит) состава. Габбро-пироксенит-дунитовая группа формаций обычно локализована в зонах прогибов и знаменует геосинклинальную стадию геологических циклов, а габбро-гранитоидная группа тяготеет к относительным поднятиям вулканогенных геосинклиналей, где проявляется в периоды поднятия, консолидации и осушения геосинклинали (раннеорогенная стадия). Эта ста-

дия в вулканогенных геосинклиналях всегда проявляется раньше, чем в терригенных, а тем более, чем в многосинклиналях.

В вулканогенном типе эвгеосинклиналей раннеорогенные стадии сопровождаются внедрением магматических гранитоидов базальтоидного происхождения; нормальные калиевые граниты здесь, как правило, отсутствуют. Эти гранитоиды представляют собой естественные дифференциаты базальтовой магмы, но в отдельных случаях в их образовании заметную роль играли процессы ассимиляции пород фундамента, обусловившие контаминацию базальтовой магмы. Вероятно, в первичных эвгеосинклиналях, заложенных на океанической коре, эти процессы не были развиты, тогда как во вторичных эвгеосинклиналях, образованных в результате регенерации геосинклинального режима на сиалическом фундаменте, ассимиляция последнего играла значительную роль. Возможно, что именно с данным обстоятельством связано широкое развитие гранитоидов в молодых вулканогенных зонах Средиземноморского пояса (Среднегорско-Понтийско-Малокавказский пояс) при малом их количестве в древних эвгеосинклиналях (байкалиды Альп, Карпат, Кавказа).

Геосинклинальная стадия развития эвгеосинклиналей терригенного типа сопровождалась умеренным вулканизмом, стерильным в отношении рудоносности. Широко распространены мощные терригенные (в зонах прогибов) и умеренной мощности карбонатные (в поднятиях) осадки. Главная складчатость и осушение геосинклинали обычно проявляется позже, чем в сопредельных вулканогенных геосинклиналях, но в отличие от них продолжается более длительное время и является более интенсивной. В этот период, соответствующий раннеорогенной стадии, в катазоне и на ее границе с мезозоной вдоль глубинных разломов в условиях ультраметаморфизма развиваются процессы гранитизации, магматизации, формирования метасоматических гранитов и гнейсов, согласных с вмещающими породами. В мезозоне и отчасти в эпизоне за счет палингенной гранитной магмы, образованной на нижних горизонтах, магматическим путем внедряются массивы калиевых гранитов.

Эти процессы характерны для инверсионных поднятий геосинклиналей и унаследованных геоантиклиналей. Нормальные граниты не имеют непосредственной связи с базальтовой магмой, а образованы за счет вторичной, коровой, палингенной кислой магмы. Они отличаются от гранитоидов базальтоидного происхождения морфологией, размерами, иногда составом, а главное — геохимически (Овчинников, 1964 и др.). Метасоматические граниты, точнее гранито-гнейсы, образованные под влиянием воздействия на осадочные породы сквозьмагматических гранитизирующих растворов, характеризуются крупными размерами, согласным положением в геологической структуре и почти полной стерильностью в металлогеническом отношении.

Особенности магматизма эвгеосинклиналей сланцевого типа обусловлены их промежуточным характером. Здесь в зоне прогибов развиты продукты базальтовой магмы, представленные поясами диабазовых даек, прослоями туфов и реже лав основного состава. В период подъема ложа геосинклиналей появляются штоки пород габброидного состава (габбро-диабазы, диориты). Такие образования характерны для Реногерцинской зоны и южного склона Большого Кавказа. В относительных поднятиях раннеорогенная стадия характеризуется внедрением нормальных гранитов, свидетельствующих о возникновении на локальных участках фундамента палингенной гранитной магмы.

Более или менее изолированно от отмеченных главных типов эвгеосинклиналей располагаются зоны развития ультраосновной магмы. Характерными для нее структурами являются зоны глубинных

разломов, иногда выходящие за пределы геосинклиналей (Кипр, Оман). Индивидуальность развития данных структур проявлена их крайней подвижностью и образованием в их пределах специфических осадков (радиоляриты, яшмы и др.) и магматических пород. Наравне с гипербазитами здесь значительную роль играют габброиды, а также вулканиты основного и ультраосновного состава.

Структурная разнородность эвгеосинклиналей обусловливает их тектоническую зональность. Поскольку каждому типу эвгеосинклинальных зон свойственны определенные проявления магматизма, а последние обладают отчетливой металлогенической характеристикой, зональности тектонической соответствует зональность металлогеническая (Твалчрелидзе, 1966, 1967, 1968). Чередование зон вулканогенных и терригенных, при котором площади развития базальтоидных пород непосредственно контактируют с полями гранитоидов, выявляет черты наиболее отчетливой контрастной металлогенической зональности. В пределах каждой из этих зон относительные поднятия и погружения обрисовывают менее резко выраженную локальную металлогеническую зональность.

На этом общем фоне следует рассмотреть особенности связи оруденения с магматизмом.

Бесспорной является непосредственная связь магматических месторождений хромитов с ультраосновными породами. Однако на примере Динарид, Таврид и Анатолид, где эти месторождения наиболее распространены, отсутствует прямая зависимость между масштабом оруденения и размером массивов ультраосновных пород, хотя такая зависимость естественна при допущении, что рудный минерал является породообразующим и возник в процессе гравитационной дифференциации ультраосновной магмы. Так, количество оливина тем больше, чем крупнее массив дунитов. Но концентрация хромита подчиняется более сложным закономерностям, так что если отнести его к породообразующим минералам и тем ограничить поисковые критерии, то одновременно закрываются возможности реальных прогнозов.

Большинство промышленных месторождений хромитов приурочено к дунитовым фациям ультрабазитов, значительно реже хромитоносными являются гарцбургиты и промежуточные между ними породы — дунит-гарцбургиты и пироксеновые дуниты. Вместе с тем наличие дунитов в массивах ультраосновных пород не может служить прямым указанием на их рудоносность, поскольку чаще встречаются дуниты без промышленных скоплений руд, чем их содержащие. Месторождения относятся к собственно магматическому типу и образованы в результате кристаллизации рудных расплавов, связанных с дифференциацией ультраосновной магмы. Рудные минералы — хромшпинелид и оливин — кристаллизуются одновременно и являются минералами ранней стадии кристаллизации, пироксен и некоторые другие минералы выделяются из расплава позднее. В некоторых случаях наблюдается отчетливо послойное распределение рудных залежей в массивах ультраосновных пород. Последние обладают куполообразной формой, причем рудные тела локализуются на крыльях куполов. Рудообразующие хромшпинелиды по содержанию трехокиси хрома часто значительно отличаются друг от друга, что может быть связано как с условиями первичной кристаллизации, так и с последующим метаморфизмом месторождений. Источником ультраосновной магмы и ассоциирующих с ней металлов, по всем данным, служит верхняя мантия.

Для вулканогенных геосинклиналей характерны месторождения меди колчеданной и отчасти скарновой формаций, вулканогенно-осадочные и скарновые железных руд и некоторые другие (марганцевые, баритовые, жильные кварц-полиметаллические, золоторудные). Они

образованы в геосинклинальную и раннеорогенную стадии развития тектонических зон этого типа. Для геосинклинальной стадии наиболее типичными являются медноколчеданные месторождения, к которым в Средиземноморском поясе относятся рудообразования различных металлогенических эпох. Все они принадлежат к двум главным генетическим типам: 1) вулканогенно-осадочному и 2) субвулканическому гидротермально - метасоматическому. Первая группа объединяет преимущественно колчеданные месторождения байкальского (месторождения Пиренеев, Альп, Карпат и Балкан) и герцинского (месторождения Иберийского п-ва и Северного Кавказа) возраста, часто крупных размеров (Рио-Тинто). Среди месторождений киммерийского (Малый Кавказ) и альпийского (Среднегорье, Анатолия, Малый Кавказ) возраста чаще встречаются гидротермальные образования малых глубин, но известны и типичные вулканогенно-осадочные месторождения (Эргани-Маден).

Современное состояние изученности колчеданных месторождений исключает представление о связи оруденения с гранитоидным магматизмом, поскольку на примере как отдельных месторождений и рудных районов, так и региональных закономерностей размещения рудной минерализации в вулканогенных толщах твердо устанавливается непосредственная связь рудной минерализации с процессом вулканизма. Принадлежность ряда месторождений к вулканогенно-осадочному типу определяется морфологией рудных тел, их положением в рудовмещающих вулканогенных толщах, асимметричностью околорудного метаморфизма, характером расположения геохимических ореолов по отношению к рудным залежам и другими признаками.

Группа субвулканических гидротермальных колчеданных месторождений объединяет рудные тела жильной, штокверковой и других морфологических типов; обычно они сопровождаются характерными околорудными гидротермальными метасоматитами, в том числе вторичными кварцитами, залегают среди кислых дифференциатов вулканических пород, подчиняясь деталям трещинной тектоники рудных полей. Все без исключения колчеданные месторождения приурочены к пирокластическим членам вулканогенных толщ, тогда как лавовые покровы остаются потенциально безрудными, в отдельных случаях выполняя роль экрана для гидротермальных растворов.

Колчеданные месторождения продуктивны главным образом на медь, в отдельных случаях промышленное значение в них имеют сера, цинк, реже — свинец и барит. Иногда с ними ассоциируют небольшие эксгаляционно-осадочные месторождения гематита и окисных марганцевых руд.

В раннеорогенных стадиях развития вулканогенных геосинклиналей в них образуются скарново-магнетитовые или жильные кварц-полиметаллические месторождения. Они всегда тесно ассоциируют с массивами габброидов или гранитоидов базальтоидного происхождения. Существует мнение (Г. С. Дзоценидзе, Г. Н. Щерба и др.), что скарново-магнетитовые месторождения представляют собой первично эксгаляционно-осадочные залежи сидерита или гематита, испытавшие контактовый метаморфизм в результате внедрения интрузивных пород. Такое предположение, казалось бы, подтверждается часто наблюдающейся пластообразной формой рудных залежей (Дашкесан). Хорошим примером служит месторождение Чипровицы в Балканах, где согласная залежь сидерита на контакте с массивом плагиогранита преобразована в скарново-магнетитовую руду. Однако в других случаях за пределами контактовых зон не отмечается продолжений рудных тел, в связи с чем большинство месторождений данного типа при настоящей степени их изученности следует отнести к скарновым, генетически связанным с гранитоидами и габброидами.

Еще в большей степени такой вывод справедлив для жильных кварц-полиметаллических месторождений небольшого масштаба, часто встречающихся в контактовых зонах массивов сиенита, сиенит-диорита, плагиогранита (Бургасский, Аджарский, Мехманинский, Даралагезский и многие другие рудные районы). В этих случаях устанавливаются горизонтальная и вертикальная зональности оруденения по отношению к массивам интрузивных пород, а также общий их геологический возраст.

Таким образом, по всем данным с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом и его интрузивными дифференциатами генетически связаны многочисленные месторождения меди, никеля, свинца, железа, марганца и барита, а в отдельных случаях — кобальта (Дашкесан), золота и серебра. Все перечисленные металлы характерны для базальтовой магмы и, по-видимому, их источник следует относить к подкоровым глубинам, во всяком случае к базальтовому слою земной коры (Твалчрелидзе, 1967$_1$).

Магматизм терригенных эвгеосинклиналей наиболее активно проявляется в период раннеорогенной стадии их развития, когда отмечается внедрение палингенных гранитов. В Средиземноморском поясе наиболее характерным примером зон этого типа служат Галисийская глыба на Иберийском полуострове и Саксотюрингская зона в Центральной Европе. Обе они вмещают массивы герцинских гранитов и связанные с ними месторождения олова, вольфрама и отчасти других металлов. Для последующей истории развития Средиземноморского пояса терригенные эвгеосинклинали нехарактерны.

Месторождения терригенных эвгеосинклиналей объединяются в пегматитовую, грейзеновую и жильную кварц-касситерит-вольфрамитовую группу рудных формаций: они обнаруживают близкое генетическое родство с кислыми гранитами, относящимися к производным коровой, палингенной магмы. Металлогения последней резко контрастирует с рудоносностью основных магм и представлена помимо олова и вольфрама молибденом, в данном случае не являющимся типичным металлом, бериллием, висмутом и некоторыми редкими элементами. Все эти металлы «гранитной линии» заимствуются гранитной магмой из осадочных пород в процессе ее возникновения путем гранитизации. Данным обстоятельством и обусловлена, очевидно, геохимическая специализация магмы, поскольку терригенные осадки обладают повышенным кларком отмеченных элементов.

Рождение магмы, так же как и типичных для нее металлов, может происходить либо путем плавления, либо в результате процесса, сходного с зонной плавкой, как это представляет себе А. П. Виноградов (1962) и его последователи. В свое время автор данной монографии высказал предположение о возможности интерпретации процесса зонной плавки не только на интервале перидотит — базальт, соответствующем границе Мохоровичича, но и для более высоких горизонтов земной коры в интервале базальт — гранит, где проходит граница Конрада. В этом случае обилие воды заставляет предположить скачок, совпадающий с критической ее температурой. Вероятно, именно на данном интервале рождаются водные щелочные растворы, обеспечивающие появление в теле земной коры гранитных магм. В таком случае геохимическая, и в том числе металлогеническая, специализация гранитной магмы обязана отнюдь не составу гранитизированных осадков (постоянство которого для всех терригенных эвгеосинклиналей более чем сомнительно), но в конечном итоге также верхней мантией и процессу ее дегазации. Только вариация состава магмы в системе перидотит — базальт следует по простому процессу зонной плавки, а в системе базальт — гранит — по более сложному, в котором наблюдается скачкообразное изменение состава вещества.

Следовательно, источником рудоносных гранитных магм служит гранитный слой земной коры; что касается металлов, то первичный их источник также должен быть отнесен к верхней мантии, а непосредственным источником является гранитная магма, куда металлы отмеченной группы транспортируются гранитизирующими растворами в качестве отсепарированных конечных продуктов зонной плавки вещества верхней мантии.

Металлогения эвгеосинклиналей сланцевого типа занимает промежуточное положение между двумя отмеченными выше типами структур. Вместе с тем положение этих зон в структуре эвгеосинклинальных поясов и их металлогеническая характеристика вполне определенны, что и дает нам основание для их выделения. Особенно убедительные критерии индивидуализации сланцевых геосинклиналей отобраны в последнее время в связи с обнаружением все большего числа месторождений колчеданно-полиметаллической и медно-пирротиновой формации в сланцевых толщах, остававшихся ранее слабо изученными. Исследованиями самых последних лет в значительной степени расширены сведения о магматизме сланцевых толщ, считавшихся ранее амагматичными.

Промежуточный характер сланцевых геосинклиналей устанавливается нами не соответственно их пространственному расположению между вулканогенными и терригенными геосинклиналями (что далеко не всегда имеет место), а в отношении характера их магматизма и металлогении. Поскольку в зонах прогибов здесь проявлены продукты базальтового магматизма, то в их пределах размещаются и связанные с ними осадочно-гидротермальные месторождения. Последние представлены мощными, выдержанными по простиранию и падению пластообразными залежами массивных колчеданно-полиметаллических или медно-пирротиновых руд большого практического значения. К ним относятся одни из крупнейших в Центральной Европе (Рамельсберг, Мёгген), Кавказе (Филизчай, Кызыл-Дере), а за пределами Средиземноморского пояса — и мирового значения (Брокен-Хилл, Маунт-Айза) месторождения руд цинка, свинца и меди. Во всех отмеченных случаях данные детальных исследований (Шнейдерхён, 1958; В. Смирнов, 1967 и др.) устанавливают принадлежность месторождений к осадочно-гидротермальному типу. Во всяком случае главные массы серноколчеданных (пирротиновых, пиритовых) руд, имеющих пластообразную форму, образовались осадочным путем, тогда как их облагораживание металлическими компонентами, очевидно, имело место в более позднее время и осуществлялось гидротермальными растворами. Наравне с пластообразными месторождениями промышленного масштаба часто в рудных районах широко распространены многочисленные мелкие, собственно гидротермальные линзообразные и жильные рудопроявления сходного минерального состава.

В ряде рудных провинций для зон этого типа характерны вулканогенно-осадочные железорудные месторождения, примером которых является район Лани-Дилль в Рейнских сланцевых горах, Вареш в Югославии, Моравские месторождения в Чехословакии и др.

В зонах поднятий сланцевых геосинклиналей магматизм геосинклинальной стадии проявлен слабо, в противоположность чему раннеорогенная стадия знаменуется внедрением массивов гранитоидов как базальтоидного, так и палингенного происхождения. С первыми генетически связаны жильные кварц-сидеритовые, баритовые, кварц-полиметаллические и другие месторождения (Гарц), а с другими — проявления пегматитовой и грейзеновой формаций с оловом, вольфрамом, молибденом (Келасури). В связи с этим рудоносные площади, расположенные в зонах поднятий сланцевых геосинклиналей, обладают определенными чертами сходства с

геосинклиналями терригенного типа.

Все сказанное может служить основанием для заключения о близкой генетической связи оруденения с магматизмом во всех типах эвгеосинклинальных зон. При этом непосредственная связь этих двух геологических процессов устанавливается для геосинклинальных и раннеорогенных стадий развития эвгеосинклинальных поясов. Что касается позднеорогенной стадии, то в эти периоды теряется столь тесная зависимость магматизма и металлогении от первоначальных составных частей геосинклиналей, а они контролируются поздними наложенными структурами. В их числе прежде всего выступают краевые разломы и наложенные впадины, выполненные молассами. Они в отдельных случаях сопровождаются магматизмом, в других полностью лишены его. Данное обстоятельство обусловливает широкое развитие в эти периоды рудных формаций, связанных парагенетически с наземным вулканизмом, с малыми интрузиями, а также телетермальных, не имеющих видимой связи с магматизмом. Генетические особенности месторождений позднеорогенной стадии поэтому выявляются с большим трудом.

Данные о приуроченности магматических и рудных формаций к определенным геологическим структурам в свое время послужили основанием для систематики эндогенных месторождений складчатых областей по типам металлогенических зон, рудным комплексам, рудным формациям и минеральным типам (Твалчрелидзе, 1966). Существенно новый материал по тектоническим структурам геосинклиналей позволяет в настоящее время в некоторой степени откорректировать отмеченный первоначальный опыт. В частности, следует ввести в него месторождения сланцевых эвгеосинклиналей. Такую очередную попытку целесообразно провести в дальнейшем с использованием фактического материала и по другим рудным провинциям. Систематику следует также дополнить данными о генезисе отдельных групп рудных формаций. В этом отношении наиболее удачна генетическая классификация эндогенных месторождений, предложенная В. И. Смирновым (1965).

Главным достоинством классификации В. И. Смирнова, на наш взгляд, является выделение им групп месторождений не по предполагаемым признакам температуры и глубины образования, а по принципу нахождения их в конкретных геологических условиях. Принцип этот не всегда твердо выдержан, что позволяет нам несколько изменить классификацию, разработанную В. И. Смирновым, и представить ее для месторождений, охарактеризованных на примере Средиземноморского пояса, в следующем виде.

1. Магматические месторождения хромита, титаномагнетита, платины в ультраосновных породах офиолитовых поясов.

2. Скарновые месторождения на контакте гранитоидов с карбонатными породами: а) магнетитовые и медные в связи с гранитоидами базальтоидного происхождения; б) свинцово-цинковые в связи с гранитоидами базальтоидного происхождения; в) шеелит-молибденитовые в связи с нормальными гранитами.

3. Плутоногенные гидротермальные месторождения: а) грейзенизированные и альбитизированные палингенные граниты (олово, вольфрам, бериллий, отчасти молибден, ниобий, тантал и др.); б) жильные кварц-полиметаллические (медь, свинец, цинк, серебро, золото и др.) в связи с гранитоидами базальтоидного происхождения; в) жильные пятиэлементной формации в связи с гранитоидами смешанного происхождения; г) штокверковые и жильные медно-молибденовые в связи с гранитоидами смешанного происхождения.

4. Вулканогенные месторождения:

а) медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические осадочно-гидротермальные и гидротермальные приповерхностные, ассоциирующие с гематит-марганцевыми и

баритовыми в связи с геосинклинальным базальтоидным вулканизмом; б) железорудные эксгаляционно-осадочные типа Лаш-Дилль в связи с основным вулканизмом; в) субвулканические в связи с наземным андезит-липаритовым вулканизмом (золото, серебро, свинец, цинк, сурьма, ртуть и др.).

5. Телетермальные месторождения: а) медистые песчаники и сланцы; б) ртутно-сурьмяные; в) свинцово-цинковые в карбонатных породах.

Если не ограничиваться примером Средиземноморского пояса и включить в классификацию месторождения платформ, то следует добавить метаморфические месторождения, в том числе пегматитовые и джеспилитовые, а группу вулканогенных месторождений дополнить карбонатитовыми, связанными с траппами, и рядом других.

В приведенном опыте классификации нашло отражение разделение между собой месторождений, связанных с магматическими формациями различного генезиса. Эту классификацию следует расширить на основании формационного анализа рудоносных территорий, заслуживающего самостоятельного рассмотрения.

О типах рудных формаций

Формационный метод металлогенического анализа, осуществленный на примере Средиземноморского пояса, позволяет выделить среди рудных формаций два главных типа: 1) нормальный и 2) аномальный. Первый из них объединяет группы рудных месторождений, генетически связанных с магматизмом «чистой линии», имеющим базальтоидное либо гранитоидное происхождение. Базальтовый магматизм развит преимущественно в вулканогенных эвгеосинклиналях и прогибах сланцевых геосинклиналей, тогда как гранитный — в терригенных эвгеосинклиналях и зонах поднятий сланцевых геосинклиналей. При непосредственном контакте этих структурных элементов четко проявлена контрастная металлогеническая зональность, в свое время описанная на примерах Большого Кавказа, Тихоокеанского пояса, Урала и других провинций (Твалчрелидзе, 1966). В пределах отдельных составных частей эвгеосинклиналей, а также в зонах контакта вулканогенных, сланцевых и офиолитовых их типов находит выражение локальная металлогеническая зональность.

Во всех отмеченных случаях мы имеем дело с производными магм «чистой линии», представленными месторождениями металлов, связанных с подкоровыми основными (хром, железо, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, свинец, золото, серебро и др.) либо с коровой кислой (олово, вольфрам, молибден, висмут, тантал, ниобий и др.) магмами. Примеры контрастной металлогенической зональности в природе обычно ограничиваются месторождениями, принадлежащими к одной эпохе. Например, для Большого Кавказа зональность месторождений редких металлов зоны Главного хребта и медноколчеданной зоны Передового хребта рельефно выступает для герцинской металлогенической эпохи, а в последующие киммерийскую и альпийскую эпохи она завуалируется медно-пирротиновой и ртутно-сурьмяной рудными формациями, наложенными на зону Главного хребта.

В условиях полициклического развития, характерного для геосинклинальных областей, в каждом последующем цикле план размещения главных составных частей рудных провинций в подавляющем большинстве случаев не совпадает с предыдущим. Так, зона Главного хребта в байкальском цикле представляла собой часть крупной вулканогенной геосинклинали, в герцинском цикле — терри-

генную геосинклиналь, а в последующих циклах — геоантиклиналь унаследованного типа. Зона южного склона в герцинском цикле выступала в качестве многогеосинклинали, а в киммерийском цикле — эвгеосинклинали сланцевого типа. Вулканогенная эвгеосинклиналь Передового хребта прошла в герцинском цикле полное развитие и в последующие периоды представляла собой молодую эпипалеозойскую платформу, южная часть которой была захвачена альпийскими тектоническими движениями и преобразована ими в краевой массив альпийской геосинклинальной системы.

Несомненно, что при столь сложной истории развития полициклических геосинклинальных областей на всем ее продолжении отдельные зоны не могут сохраниться в качестве арены магматизма определенного генетического типа, а служат вместилищем для магм разного состава. Смена характера магматизма в пространстве и времени непосредственно отражается на металлогенических особенностях складчатых зон. Такие изменения, по-видимому, способствуют возникновению месторождений аномальных рудных формаций.

К аномальному типу рудных формаций относятся месторождения, в составе которых присутствуют металлы различных геохимических связей. В одних рудных телах совместно встречаются металлы, связанные с основными и кислыми магмами. Появление аномальных парагенетических ассоциаций минералов может быть обусловлено либо мобилизацией отдельных групп металлов из древних пород и месторождений, либо смешиванием этих магм. В числе месторождений аномальных рудных формаций можно назвать медно-молибденовую, пятиэлементную, золото-шеелитовую, касситерит-халькопиритовую, ферберит-антимонитовую, колчеданно-полиметаллическую с касситеритом и ряд других известных рудных формаций.

Медно-молибденовые месторождения штокверкового или жильного типов широко известны в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа, недавно они обнаружены в Юго-Восточном Иране и Западном Пакистане. За пределами Средиземноморского пояса представители этой рудной формации установлены в Центральном Казахстане (Бощекуль), Средней Азии (Алмалык), а главным образом в США, Мексике и Чили, где приурочены к протяженному порфировому поясу.

Во всех названных случаях рудные районы имеют сходный план геологического строения, не нарушенный различным возрастом месторождений (каледонский в Казахстане, герцинский в Средней Азии, ларамийский в Америке, альпийский в Средиземноморском поясе). Очевидно, главные особенности тектоники рудных районов определяются проявлением в их пределах двух последовательно сменяющих друг друга циклов складчатости. Геосинклинальное развитие первого из циклов наследуется вторым, завершающимся полной консолидацией геосинклинали в сопровождении обильного магматизма, представленного в эффузивной и главным образом в интрузивной форме. Такое направление развития определяет двухэтажное строение складчатых зон, причем магматические и рудные проявления размещаются преимущественно в верхнем структурном этаже.

Наиболее существенным при отмеченной модели структурных зон является многогеосинклинальный режим развития, превалирующий в первом цикле, сменяющийся эвгеосинклинальным во втором — наложенном. Вслед за длительным периодом, полностью лишенным магматической деятельности, геосинклинали испытали кратковременное погружение, сопровождавшееся бурным базальтоидным вулканизмом, сменившимся во время консолидации еще более обильным интрузивным магматизмом. Вероятно, в этот период были сформированы глубинные разломы, в которых в условиях ультраметаморфизма воз-

никла палингенная гранитная магма за счет плавления осадков первого цикла. Эта последняя частично смешалась с базальтовой магмой, порожденной геологическими событиями второго цикла. В результате возникли двухфазные плутоны умереннокислых гранитов. Первая фаза внедрения ознаменовалась формированием базальтоидных пород (габбро, тоналиты, сиениты, монцониты), а вторая — гранитоидных (гранодиориты, банатиты, порфировидные граниты).

Медно-молибденовое оруденение, по всем данным, связано с наиболее поздними порфировидными разновидностями гранитов, по отношению к выходам которых оно размещается зонально, залегая преимущественно в монцонитах и сиенитах первой фазы внедрения. На периферии рудных полей часто развиты жильные кварц-карбонат-полиметаллические рудные тела. В отдельных случаях в рудных районах расположены небольшие вольфрамовые (гюбнерит, вольфрамит) рудопроявления. Характерна и рудоносность пород первой фазы, с которой связаны скарново-магнетитовые месторождения.

В одних районах резко преобладает металлогения базальтоидной линии, когда в рудах мало молибденита и они представлены почти исключительно халькопиритом и отчасти сульфидами свинца и цинка (Джиндара в Зангезуре, Браден в Чили, Алмалык в Карамазаре), в других — наоборот, более четко проявлена гранитоидная металлогения, главным рудным минералом является молибденит, присутствуют вольфрамсодержащие соединения (Каджаран и Кизыл-Чанглы в Зангезуре, Кляймекс в США, Мачкатица и Юрия в Югославии). Вероятно, в обрисованных геологических условиях геохимические связи меди ведут этот металл к базальтовой магме, тогда как молибдена — к гранитной. Совместное проявление разнотипного магматизма в одной геологической структуре и обусловило возникновение месторождений медно-молибденовой формации.

Геологическая позиция месторождений пятиэлементной формации также определяется достаточно отчетливо. В этом случае мы снова встречаемся с двухэтажным строением рудных районов. Однако в отличие от первого случая нижний структурный этаж представлен здесь древним фундаментом, для Средиземноморского пояса — рифейским. Выступы фундамента установлены в Корнуэлле (мыс Лизард), в Галиссийской глыбе на территории Португалии и в Рудных горах Центральной Европы. Во всех отмеченных случаях, так же как и на площадях развития аналогичного оруденения за пределами Средиземноморского пояса (например, в районе Большого Медвежьего озера), фундамент содержит впаянные в него блоки офиолитов, состоящие из перикристаллизованных образований древнего меланжа, ультраосновных и основных изверженных пород, амфиболитов и т. д.

Верхний структурный этаж является результатом эвгеосинклинального развития терригенного типа, завершившегося внедрением массивов палингенных гранитов. К более поздним магматическим образованиям, возможно выходящим за рамки геосинклинального режима и принадлежащим уже к стадии развития молодой платформы, относятся небольшие массивы рудоносных кислых гранитов. С ними и связываются образования месторождений пятиэлементной формации. Рудные тела обычно обладают жильной формой и отличаются непостоянным составом.

В этой группе формаций мы склонны объединить не только месторождения, принадлежащие к собственно пятиэлементной формации (кобальт, никель, мышьяк, серебро, уран) и ее разновидностям (медь, висмут, кобальт, уран, медь, серебро, свинец, цинк, уран и др.), но и обладающие более простым составом — флюорит-барит-настурановые; галенит-барит-настурановые; кальцит-кварц-настурановые и др.

Отмеченная группа формаций изолирована в пространстве и может считаться самостоятельной.

Очевидно, при возникновении гранитной палингенной магмы в условиях плавления пород фундамента имела место мобилизация рудного вещества из древних офиолитовых пород (кобальт, никель, медь, серебро, цинк, свинец). Металлы «гранитной линии» — уран, висмут, мышьяк — геохимически связаны с молодыми гранитами. Происхождение группы аномальных рудных формаций автором предположительно связывается с регенерацией древних месторождений или мобилизацией металлов, рассеянных в основных породах под воздействием молодого гранитного магматизма.

Что касается других примеров аномальных рудных формаций, то их образование также может быть представлено в виде процессов смешивания магм различного состава либо регенерацией в условиях анатексиса и палингенеза фундамента складчатых зон. Высказанные соображения на современной стадии изученности вещества месторождений аномальных формаций не выходят за рамки предположений.

Анализируя приведенный в данной монографии обширный фактический материал по металлогении Средиземноморского пояса, можно предположить, что эндогенное оруденение в большинстве рудоносных площадей возникает, по-видимому, одновременно с процессами, определившими основные особенности их геологической структуры. Если мы имеем дело с эвгеосинклиналями вулканогенного типа, то главным процессом, обусловившим образование развитых здесь колчеданных, барит-полиметаллических, железо-марганцевых, скарново-магнетитовых, жильных кварц-полиметаллических и других рудных формаций, является базальтоидный магматизм. При рассмотрении магматических месторождений офиолитовых зон особое внимание следует обращать на ультраосновной магматизм. При анализе металлогении эвгеосинклинальных зон терригенного типа в первую очередь необходимо изучать гранитоидный магматизм. В образовании сурьмяно-ртутных, медных, стратиформных свинцово-цинковых и других телетермальных месторождений внимание должно быть обращено на изучение краевых разломов в поздних наложенных впадинах. В древних кристаллических породах срединных массивов наибольшей продуктивностью обладают месторождения зон тектонической активизации, где рудоносными являются молодые наземные вулканические излияния и т. д.

Таким образом, почти во всех случаях наиболее молодые геологические процессы, определяющие принадлежность геосинклинальных зон к тому или иному типу, обусловливают их металлогеническую специфику. Месторождения предыдущих эпох, заключенные в породах фундамента, относятся к метаморфическому типу. В других случаях эти месторождения уничтожены наложенными процессами гранитизации.

Следовательно, в металлогении земной коры определяющими являются геологические циклы (металлогенические эпохи), завершающие геосинклинальное развитие рудных провинций в складчатых областях, а отчасти и процессы, следующие вслед за ликвидацией геосинклинального режима. Такой вывод, могущий иметь большое прикладное значение, требует подтверждения фактическим материалом по металлогении других геосинклинальных поясов и древних платформ, что будет, очевидно, сделано в дальнейшем. В этом случае ряд высказанных здесь предположений следует считать предварительными, подлежащими дальнейшему уточнению, а возможно, и замене новыми, более обоснованными выводами. Сохранив полностью стремление к продолжению исследований в намеченном перспективном направлении металлогенического анализа рудных провинций, автор с признательностью примет критические замечания по предпринятому им опыту, какими бы строгими они ни были.

Список литературы

Абдуллаев Х. М. Опыт классификации рудно-петрографических провинций. «Узб. геол. журнал», 1959, № 4.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7, М., изд-во «Наука», 1964.

Альмела А. Бетские Кордильеры. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Альмела А., де Кастелло Б. Варисциды Иберийского полуострова. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, изд-во «Айпетрат», 1958.

Атанасов А. Н. Стадии на минерализация първична зоналност и генезис на полиметалното месторождение Маджарово. Год на Софийския ун-т, кн. 2, Геология. София, изд-во «Наука и изкуство», 1962.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 20. Изд-во АН СССР, 1958.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Бархатов Б. П. О палеозойской истории и северной границе Альпийского складчатого пояса юга СССР. В сб. «Орогенические пояса». Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1968.

Белевцев Я. Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., изд-во «Недра», 1968.

Белевцев Я. Н. и др. Металлогенический очерк Украинской железорудной провинции. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., изд-во АН СССР, 1962.

Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). «Геотектоника», 1967, № 3.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.

Бердичевская М. Е. К вопросу о меденосности цехштейновых отложений Прибалтики. В сб. «Рудоносность Русской платформы». М., изд-во «Наука», 1965.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А. А. Области варисцийской складчатости. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38 (3), 1963.

Богданов Б. Геоложки строеж и структура на Мадански рудень район. Год. на минно-геол. ин-т, т. VI, ч. 1 и 2, София, 1960.

Богданов Ю. В. и др. Геология, закономерности размещения и условия образования медистых песчаников Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны. «Советская геология», 1965, № 11.

Больц Ж. Новые взгляды на металлогению Северной Африки. В кн. «Рудные регенерированные месторождения». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Бончев Ек. Бележки върху главниже разломни структури в България. Тр. върху геол. на България, сер. стр. и тект., кн. II, София, 1961.

Бородаевская М. Б. и др. Сходство и различие залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Б. Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.

Буадзе В. Н. Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения. Геол. сб. № 2 КНИМСа, М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., изд-во «Недра», 1965.

Вадиа Д. Н. Тектоника Северной Индии. Тр. XVII сессии МГК, т. 2, ГОНТИ, 1939.

Ванечек М. Закономерности размещения и промышленная оценка полиметаллических месторождений Чешского массива. Автореф. доктор. диссерт. М., 1966.

Вардабассо С. Геология герцинских свинцово-цинковых месторождений Сардинии. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. Тр. Глав. геол.-развед. управ. ВСНХ СССР, вып. 22, 1931.

Василев Л., Кулаксъзов Г., Саввов С. Обяснителна записка към геологическата карта на НР България. Гл. Упр. по

геол. и охр. на земн. недра, София, 1962.

Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. В сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. Сибирского научн.-исслед. ин-та, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия. «Геохимия», 1961, № 9.

Виноградов П. Д. Памир. В кн. «Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Галкевич Т. Замечания отьосительно взглядов М. М. Константинова на генезис Силезско-Краковских цинково-свинцовых месторождений. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.

Гамкрелидзе И. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. геол. ин-та, серия геол., т. 10 (15). Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1957.

Гансер А. Геология Гималаев. М., изд-во «Мир», 1967.

Гимаразьс Дос Саитос Х. Португалия. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Гланжо Л., Марсе Ж. Альпийская складчатая система Северной Африки. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Горжевский Д. И., Козеренко В. П. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., изд-во «Недра», 1965.

Готте В. Новые данные по геологии и рудоносности района Бранд, близ Фрейберга. «Геология рудных месторождений», 1963, № 2.

Грендор М. Ж. Районы древних складчатостей Франции. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Губин П. Е. Памир, как северная часть Пенджабского синтаксиса. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Даннинг Ф. У. Британские острова. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., изд-во «Наука», 1961.

Де Ситтер Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит. 1960.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.

Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании вмещающих пород и руд. М., изд-во «Недра», 1970.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых чертах сходства вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Карпато-Балканская ассоциация, VII конгресс, доклады, ч. III, София, 1965.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.

Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. Некоторые впечатления от осмотра свинцово-цинкового месторождения Блейберг в Восточных Альпах. «Геология рудных месторождений», 1970, № 2.

Димитревич М. Д., Чирич Б. Тектоническое строение Сербско-Македонского массива. «Геотектоника», 1966, № 5.

Доков Р. Д., Попов А. Г. О некоторых особенностях зональности размещения минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе. Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1963.

Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Дудек А., Сук М. Обзор геологического развития Молданубикума. «Советская геология», 1966, № 1.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.

Журавский Г., Пермежа Ф., Булядон Ж., Агар Ж. Два типа свинцовых месторождений Французского Марокко. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Зоненшайн Л. П. О многогеосинклиналях. «Геотектоника», 1969, № 4.

Зоубек В. Некоторые закономерности рудообразования в связи с магматизмом и тектоникой в Чешском массиве и Западных Карпатах. «Геология и геофизика», 1965, № 5.

Зоубек В., Машка М. Чешский массив. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Иванкин П. Ф. О генетических типах и этапах сульфидного оруденения на Рудном Алтае. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, т. 2. 1959.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. В сб. «Проблемы генезиса руд», Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Иванова Т. Н. Закономерности локализации апатитовых месторождений в Хибинском плутоне. В сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон», ч. I. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Инксон М. Н. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 1.

Повчев П. С. Полезни ископаеми на НР България. Цветные металы. София, изд-во «Техника», 1961.

Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. «Геотектоника», 1966, № 3.

Калугин П. Н. Схема тектонического районирования советского Копет-Дага. Изв. АН ТуркмССР, 1964, № 4.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», 1959, № 8.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

Кастерас М. Пиренеи. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., изд-во «Недра», 1965.

Кетин И. Турция. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции. В сб. «Тектоника Альпийской области». М., изд-во «Мир», 1965.

Киппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В сб. «Магматизм и тектоника геосинклиналей». М., изд-во «Наука», 1969.

Кольбертальдо Д. Свинцово-цинковое месторождение Райбл во Фриули. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954.

Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. «Природа», 1956, № 4.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

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

Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955.

Лазько Е. М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских поясов Евразии. В сб. «Геология докембрия». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Лаффит П. Металлогения Франции. Вести МГУ, 1969, № 1.

Лобанов М. Ф. Металлогения севера Сибирской платформы. «Советская геология», 1960, № 7.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

Магель М. Основные черты строения Западных Карпат. «Геотектоника», 1966. № 5.

Малахов А. А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Мамедов Х. М., Курбанов М. Ртуть и сурьма в Западном Копет-Даге. Изв. АН Туркм. ССР, 1963, № 4.

Манфреднни М. Тектоническая эволюция переходной зоны между Абруцкой и Умбрийской геосинклиналями (Центральная и Южная Италия). «Геотектоника», 1966, № 5.

Маринос Г. Свинцовые и цинковые руды в Греции. В кн. «Геология, парагенезис и запасы зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Матейка А. Чехословацкие Карпаты. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Маттауэр М. Основные черты строения Пиренейской складчатой системы. «Геотектоника», 1966, № 5.

Медный пояс Северной Родезии. Сб. переводных статей под редакцией И. Н. Томсона. М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Большой Кавказ, Предкавказские краевые прогибы, Куринская и Рионская межгорные впадины. Малый Кавказ. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты тектонического развития Альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. В сб. «Орогенические пояса», Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., изд-во «Наука», 1968.

Мирчник Г. Ф. Основные закономерности размещения земного лика. Бюлл. МОИП. нов. серия, т. 18, № 3—4, 1940.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.

Мобус Г. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.

Мовсесян С. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во Арм. фил. АН СССР, 1941.

Мрня Ф. К вопросу генезиса рудных жил в Яхимове (Рудные горы, Чехословакия). В кн. «Конференция Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, изд-во Чехосл. АН, Прага, 1963.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1949.

Муратов М. В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.

Муратов М. В. Основные черты строения и истории развития Альпийской складчатой области. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Муратов М. В. Горный Крым и Керченский полуостров. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», 1965, № 1.

Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. «Геотектоника», 1965, № 6.

Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. «Геология и разведка», 1966, № 3.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 10.

Муратов М. В., Архипов И. В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 4.

Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. В сб. «Проблемы региональной тектоники». Тр. ГИН, вып. 92. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. «Геотектоника», 1967, № 4.

Надирадзе В. Р. К металлогенической характеристике Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тр. Груз. политех. ин-та, 1957, № 8 (56).

Назаров Ю. И. Особенности формирования и прогноз глубинных (скрытых) месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М., изд-во «Недра», 1966.

Петреба А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа. Ученые записки САНИГМСа, Ташкент, 1961.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. Горн. ин-та, № 2, 1955.

Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.

Новарезе В. Свинцово-цинковые месторождения в Сардинии. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», 1922, № 8—9.

Обуэн Ж. Итало-Динарская система и ее соотношения с Альпийской дугой. В сб. «Тектоника Альпийской области». М., изд-во «Мир», 1965.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., изд-во «Мир», 1967.

Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. В сб. «Химия земной коры». М., изд-во «Наука», 1964.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Онческу П. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат. Киев, изд-во «Наукова думка», 1968.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезойских структур Восточной Сибири, Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Павловский Е. В. Проблема возраста кристаллических сланцев Центрального массива Франции. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.

Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В сб. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Мат-лы совещания по проблемам тектоники. М., изд-во «Недра», 1964.

Павловский Е. В. Новое о тектонике Пиренеев. «Геотектоника», 1965, № 5.

Панто Г. Некоторые особенности геологического строения месторождения железных руд Рудобанья в Венгрии. «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., изд-во «Мир», 1966.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб. «Гималайский и альпийский орогенезис». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Первушин С. Л., Свет Я. М. Испания. В сб. «Минеральные ресурсы зарубежных стран», вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1947.

Перес Д. Современное положение и перспективы развития урановой горной промышленности Испании. Тр. 2-й Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, т. 8. М., Атомиздат, 1959.

Петкович М. Геосинклинальный магматизм и рудообразование в округе Вареш (Югославия). «Геология рудных месторождений», 1965, № 2.

Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 4.

Поникаров В. П., Кузьмин В. Г., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой области в позднем докембрии и палеозое. «Геотектоника», 1969, № 1.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Разницин В. А. К вопросу о происхождении земной коры и о главных этапах ее развития. Изв. вузов, геология и разведка, 1965, № 10.

Розин М. С. Хромиты. В сб. «Минеральные ресурсы капиталистических стран». М., Госгеолтехиздат, 1959.

Рудоносность вулканогенных формаций. Сборник. М., изд-во «Недра», 1965.

Рутье П. Некоторые современные направления во Франции в области геологии рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В сб. «Геология докембрия». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Сатпаев К. И. Комплексные металлогенические карты Центрального Казахстана. В сб. «Материалы научн. сессии по металлогении и прогнозным картам». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Семененко Н. П. Генетическая классификация метаморфических пород и процессов (закономерности формирования метаморфических пород). В сб. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». Тр. 2-го Всес. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа. «Советская геология», 1955, № 43.

Сидоренко А. В. К минералогии и геохимии жильных месторождений Западного Копет-Дага. Изв. Турк. фил. АН СССР, 1945, № 2.

Синицин В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1955, вып. 2.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., изд-во «Недра», 1966.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вестник МГУ, 1960, № 2.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В сб. «Проблемы генезиса и рудообразования». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т. 177, 1967, № 1.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. «Советская геология», 1936, № 10.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.

Соколов Б. А. Основные черты геологической истории Сулейман-Киртарской

складчатой системы. В сб. «Орогенические пояса». Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., изд-во «Наука», 1968.

Соловьев С. П. Рудоносный район Тырныауз (молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырныауз). В кн. «Петрография СССР», серия 2, вып. 6, ОНТИ, 1910

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Старицкий Ю. Г. Основные черты металлогении Сибирской платформы. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых в платформенных щитах». Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 6.

Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.

Сурков В. С. Складчатые структуры Урала и Западной Сибири и их отображение в гравитационном и магнитном аномальных полях. «Геология и геофизика», 1964, № 4.

Сэльфельд Н. Месторождения свинца и цинка Туниса. В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа. «Советская геология», 1957, № 59.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г. А. О металлогенической эволюции земной коры. Сб. КПМС, № 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. М., изд-во «Наука», 1964.

Твалчрелидзе Г. А. О некоторых особенностях эндогенного оруденения, связанного с эффузивным вулканизмом. В сб. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». М., изд-во «Наука», 1965.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., изд-во «Недра», 1966.

Твалчрелидзе Г. А. Главные металлогенические особенности базальтоидных и гранитоидных геосинклиналей. «Геология рудных месторождений», 1967_1, № 5.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые вопросы металлогении Болгарии. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967_2.

Твалчрелидзе Г. А. Главные типы металлогенической зональности рудных провинций. В сб. «Вопросы генезиса эндогенных месторождений». Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., изд-во «Наука», 1968.

Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. «Геология рудных месторождений», 1970, № 1.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., изд-во «Наука», и «Недра», 1964.

Тернер Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. В кн. «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. В сб. «Тектоника Альпийской области». М., изд-во «Мир», 1965.

Тугезов Н. К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР. «Советская геология», 1966, № 1.

Уайт Д. Термальные источники и эпитермальные рудные месторождения. В сб. «Проблемы рудных месторождений». М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы. «Советская геология», 1959, № 3.

Уран в древних конгломератах. Коллектив авторов под редакцией В. П. Котляра. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ушев А., Маринова-Чипчакова Ст., Ангелков Кр. Медетският плутон и свързаното с него медно месторождения. «Медет» — Панагюрско Пришоп към геол. на България, т. I. София, 1962.

Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. Изд. 3. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Фон-Гертнер Г. Р., Батцнауер А. Среднеевропейские варисциды. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-ва «Наука» и «Недра», 1964.

Форган К. Свинцово-цинковое месторождение Стрип. В кн. «Геология, парагенезис и запасы зарубежных месторождений свинца и цинка». М., Изд-во иностр. лит., 1951.

Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Ланн-Дилль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Фор-Мюре А., Шубер Ю. Принципы изображения альпийских складчатых зон на международной тектонической карте Африки в масштабе 1 : 5 000 000. «Геотектоника», 1966, № 4.

Фюрон Р. О структуре Иранского пла-

тр. эволюция геосинклинальных зон. тектонические осн. Тр. XVII сессии МГК, т. 2, ГОНТИ, 1937.

Хаин В. Е. Важнейшие типы геосинклинального развития. Докл. АН СССР, т. 31, 1951, № 5.

Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. «Советская геология», 1964$_1$, № 6.

Хаин В. Е. Положение Кавказа в Альпийском геосинклинальном поясе Евразии и его отношение к смежным складчатым сооружениям (по новым данным). Вести. МГУ, 1964$_2$, № 4.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964$_3$.

Хаин В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. Вести. МГУ, 1968$_1$, № 1.

Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вести. МГУ, 1968$_2$, № 6.

Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вести. МГУ, 1969, № 1—2.

Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950.

Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Советская геология», 1960, № 11.

Хаин В. Е., Славин В. И. Тектоника Карпат. Вести. МГУ, 1966, № 5.

Хамидов М. Х. Мезо-кайнозойский магматизм и рудные процессы юга Средней Азии. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпирогенез. В сб. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Хитаров Н. И. Вопросы эндогенных процессов в свете экспериментальных данных. Автореф. доктор. диссерт. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Хорева И. И. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. «Геотектоника», 1966, № 6.

Хрущов И. А. Молибден в рудах Тырныауза. «Цветные металлы», 1948, № 2.

Хуттенлохер Х. Ф. Оруденение Западных Альп, его временная и пространственная классификация. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Черницин В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М., Изд-во АН СССР, 1945.

Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. «Геотектоника», 1967, № 6.

Шаталов Е. Т. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., изд-во «Недра», 1964.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и истории тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Автореферат доктор. диссерт. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965.

Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. В сб. «Рудные регенерированные месторождения». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Штёклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.

Штемпрок М. Распределение месторождений Sn—W—Mo-формаций вокруг гранитов. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2, Прага, 1965.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В сб. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_1$.

Штилле Г. Тектоническое развитие Америки, как восточного обрамления Тихого океана. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_2$.

Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_3$.

Штилле Г. Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатости Европы. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_4$.

Штилле Г. Субсеквентный магматизм. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_5$.

Штилле Г. Варисцийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964$_6$.

Штрейс Н. А. Проблема связи магматизма и складчатости. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., изд-во «Наука», 1969.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана. «Геология рудных месторождений», 1969, № 3.

Щербаков Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. «Вопросы минералогии, геохимии и петрологии». М., Изд-во АН СССР, 1946.

Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных жил, связанных с гранитными батолитами. В сб. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия). «Геотектоника», 1967, № 2.

Яранов Д. Тектоника на България. София, изд-во «Техника», 1960.

Яншевский Е. М., Константинов В. М. О влиянии тектонических и литологических факторов на локализацию гидротермального уранового оруденения в Рудных горах. «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.

Agard I. Les gites minéraux et l'industrie minière de la zone nord du Maroc. Notes maroc., 1957, N. 9—10.

Ahefeld F. Die Wolframlagerstätten Spaniens. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1954, Nr. 7.

Alcoulfe A. Les ressources minières des provinces de Meknes et du Tafilalet. Bull. econ. et social Maroc, 1957, N. 72.

Altan G. Genesis of some cupreous pyrite deposits of Turkey. «Symp. Mining Geol. a. Base Metals», Ankara, 1961 (Centr. Treaty Organ.).

Arribas A. Mineralogia y metalogenia de los yacimientos espanoles de uranio: Burguillos del Cerro (Badajoz). «Estud. Geol.» 1962, N. 3—4.

Aubaque M., Prouhet Y., Slansky M. Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gites Pb—Zn dans la zone causscnarde. «Bull. Bureau rech. géol. et minière», 1966, N. 1.

Bächtiger K. Ein neues intramagmatisches Kupfervorkommen in den Keratophyrlaven des Gandstockes. «Schwez. miner. und petrogr. Mitt.», 1960, Nr. 2.

Banaś M. Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika — Kłodzkiego. «Prace geol.», 1965, N. 27.

Bard Y. P. Introduction à la géologie de la chaine hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne), hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaine. «Rev. géogr. phys. et géol. dynam», 1965, N. 4.

Barland P., Issakhanian V., Sadrzadeh M. Preliminary metallogenic map of Iran. «Geol. Surv. of Iran», 1965. No. 7.

Baumann L. Stand und Aufgaben der geologischen Erkundung in den Buntmetallbergbaubetrieben des erzgebirgischen Raumes. «Ber. Geol. Ges», 1962, Nr. 2.

Baumann L. Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des «Felsithorizontes» von Halsbrücke. «Freiberger Forschungsh»., 1965, Nr. 186.

Bell H. Uranvorkommen von Piemont (Italien). «Aufschluß», 1960. Nr. 4.

Bell E. A. L'uranium en France. «Chem. Rundscau», 1958, N. 19.

Beyer E. Tektonische Untersuchungen im Bereich der Annaberger Graugneiskuppel. «Geologie», 1960, Nr. 7.

Bloot C., De Wolf L. C. M. Geological features of the Panasqueira tin — tungsten ore — occurence (Portugal). Bull. Soc. Geol. Portugal, II, No. 1, 1953.

Bodechtel I. Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba. «Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.», 1966, Nr. 2.

Borchert H. Der imitiale Magmatismus und die Zugehörigen Lagerstätten «Neues Jahrbuch für Mineralogie», 1957, Nr. 1/3.

Borchert H. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie denen Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. «Freiberger Forsch. Hefte», 1960, Reine c., 79.

Borchert H. Fazieswechsel in den Zechstein — Salzlagerstätten in ihrer Beziehung zur Entwicklung der Roten Fäul des Kupfer — Schiefere und deren Entwicklung. «Z. angew. Geol», 1965, Nr. 11.

Bottke H. Die exhalativsedimentären devonischen Roteisensteinlagerstätten des Ostsauerlandes. «Geol. Jahrb.», 1965, B. 63.

Brunn I. H. A la recherche du rameau médian des chaines périméditerranéennes. «Ann Soc. Géol. Nord», 1961, N. 3.

Bülthemann H. Uran in Schwarzwald. «DVJ — Nachr», 1961, Nr. 12.

Bürg I. Kupferführende Sandsteine in Oligozän Nordspanions. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1958, Nr. 10.

Cabla V., Tichy K. Nové výsledky geologického průzkumu na Cínovci. «Sb. geol. věd», 1955, N. 3.

Charrin V. Les Alpes et leurs gites métallifères. «Chimie et industrie». 1959. N. 5.

Chazan W., Fauvelet E. Facteurs de répartition de certains indices télithermaux de plomb — zinc — cuivre au Maroc. Essai d'application à une carte métalogénique prévisionnelle. «Chronique mines outre — mer», 1958, N. 269.

Chrt J. Mědnorudné a kyzové ložisko v Tisové u Kraslic. «Časop. mineral. a geol». 1959, N. 2.

Chrt J., Bolduan H. Die postmagmatische Mineralisation des Westteils der Böhemischen Masse. Sb. «Ložisková geologie». Cheskosl. Akad. věd. Praha, 1966.

Colbertaldo D. Il pensiero di O. M. Friedrich sulla genesi dei giacimenti piombozinciferi nelle Alpi orientali. «Rend. Soc. Mineral. Ital.», 1965, 21.

Davidson C. F. Rejuvenation of pitchblende in Hercynin ore deposits. «Econ. Geol.», 1960, No. 2.

Davidson C. F. A possible mode of origin of stratabound copper ores. «Econ. Geol.», 1965, No. 5.

Derry D. R., Clark G., Gillat N. The northejate ore bodier in Ireland — a preliminary review of the geology. «Canad. Mining J.», 1963, No. 4.

Dessau G. Cenni sul giacimento ditungsteno e molibdeno di Perda Majori (Sardegna). «Boll. Soc. Geol. Ital.», 1956, N 1.

Dewey H. The mineral zones of Cornwall. «Proc. Geol. Assoc. London», 1925, vol. 36, p. 2.

Emberger A. Elèments pour une synthèse métallogénique du district plombifère de la Haute Moulogga. «Notes et mém. Serv. géol. Maroc.», 1965, N. 181.

Fišer M., Klominský I., Sattran V. Problémy vztahu geochemie vyvřelin a endogenních rudních ložisek. «Časop. mineral. a geol», 1966, N. 4.

Foglierini M. F. Apercu d'ensemble sur le gisement de St. Sebastien — d'Aigrefeuille (Gard). «Rev. Ind. minérale». 1958, N. 4.

Galkiewicz T. Slaskokrakowskie złoża cynkowa — olowiowe. «Probl. geol. i surowc. Gornoślask. Okregu Przemysl.», Cz. I. Katowice, 1964.

Galkiewicz T. Teoria rozwoju metalogenicznego Czechosłowacji. «Przegl. geol.», 1965, N. 5.

Gansser A. Ausseralpine ophiolithprobleme. «Eclogae geol. helv.», 1959, No. 2.

Glason I. L'evolution géologique et les gites métallifères du Tell algérien au Nord et au Sud de Sétif. «Compt. rend. Soc. géol. France», 1963, N. 7.

Glovacki Z., Sadklewicz H. Rudy uranowe Dolnego Slaska. «Geol. Ziem. Zachod.», Wroclaw, 1966.

Grabert H. Metasomatische Blei — Zink — Erze in Nordspanien. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1956, Nr. 12.

Grégoire M. E., Boyard I. Monographie de la mine de Touissit. «Rev. ind. minérale», 1960, N. 2.

Guitard G. Gedanken zum Problem des Alters der Spatiesensteine in den Pyrenäen und in den Ostalpen. «Berg und Hüttenmän», 1958, Nr. 12.

Güntner F. Die Eisenerz und Porphyrit — Vorkommen der Sierra de Eumedio bei Almendricos, Prov. Murcia Spanion. «Neues Jahrb. Mineral Abhandl.», 1961, Nr. 1.

Hannak W., Kraume E. Die Rammelsberger Zink — Blei — Kupfer — Erzlagerstätte. «Fortschr. Mineral», 1965, Nr. 2.

Hansjust W. W. Orogen — Struktur und Metallverteilung im östlischen Zagros (Südost Iran). «Geologische Rundschau», 1960, 50.

Harlass E., Schützler H. Zur paragenetischen Stellung der Uranpechblende in den hydrothermalen Lagerstätten des westlichen Erzgebirges. «Z. angew. Geol.», 1965, N 11.

Hegemann F. Geochemische Untersuchungen über die Bildungswelse einiger Ostalpiner Erzlagerstätten (Ein Beitrag zur Vererzung des Ostalpen). «Tschermaks mineral und petrogr. Mitt.», 1958, Nr. 4.

Hegemann F. Über extrusio-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen, II. Teil: Blei — Zinkerzlagerstätten. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1960, Nr. 2.

Helke A. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman District, Turkey. «Econ. Geol.», 1962, No. 6.

Hewett D. F. Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese. «Econ. Geol.», 1966, No. 3.

Hosking K. F. G. The major characteristic of primary zoning in the South — West England. Symposium «Problems of postmagmatic ore deposition», Prague, 1963.

Hüttenhain H., Ohnemüller W. Das Westfeld der Grube Hilfe Gottes bei Bad Grund als Teiglied der Oberharzer Blei — Zink — Erzgänge. «Neues Jahrb. Mineral. Abhande», 1957, Nr. 1—3.

Iensen M. L., Dessau G. Ore deposits of south — western Sardinia and their sulfur isotopes. «Econ. Geol.», 1966, N. 5.

Havský I. Metalogenetický vývoj gemerid a jeho problemy. «Geol. práce, GÚDS. SAV. Zpravy», 1962, N. 61.

Havský I. Zur metallogenetischen Karte der Westkarpaten 1 : 1000000. «Geol. práce, GÚDS. SAV. Zprávy», 1968, N 44—45.

Ippolito F. Le formationi uranifere comprese nel sedimentidel tardo Paleozoico alpino. «Ind. mineraria», 1958, N. 11.

Ivanov M. Vztah zrudnenia Tribča k štiavnickeja kremnickej rudnej mineralizacii. «Geol. práce, GUDS. SAV. Zprávy», 1967, N. 61.

Janečka I., Stemprok M. Nové ložiskové a petrografické poznatky ze západny části krupkéhorevíru. «Věstn. ustřed. ústavu geol.» 1967, N. 2.

Jankovič S. Metalogenetske epohe i rudonosna područja Jugoslavije. Beograd, 1967.

Jaskólski S. Zloze lupków pirytonośnych w Wieściszowicach na Dolnim Slacku i próba wyświetlenia jego genezy. «Roczn. Polskiego towarz. geol.», 1964, N. 1—2.

Kaaden G. On relationship between the composition of chromites and their tectonic magmatic position in peridotite bodies in the S. W. of Turkey. «Bull. Mineral. Ores and Explor. Inst. Turkey», 1959, No. 52.

Kauter K. Uran in Westdeutschland. «Z. angew. Geol.», 1962, Nr. 3.

Kober L. Das alpine Europa, ein geologisches Gestaltungsbild. Berlin, 1931.

Koděra M. Vyskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štrivnice. «Geol. práce, GÚDS. SAV. Zprávy», 1965, N. 37.

Konstantynowicz E. Pozycja metalogeniczka mineralizacji miedzionosnej w Sudetach. «Rudy i metale nieżel», 1967, N. 2.

Kostelka L., Petroscheck W. E. Genesis and classification of Triassic Alpine lead — zinc deposits in the Austrian Region. «Econ. Geol. Monogr», 1967, No. 3.

Kraft M., Tischendorf I. Die Ergebnisse von Tiefbohrungen im Freiberger Lagerstättenbezirk. «Z. angew. Geol.», 1960, Nr. 8.

Kraute E. Stratigraphie und Tektonik in der Umgeburg der Rammelsberger Lagerstätte. «Roemeriana», 1954 (1955), Nr. 1.

Kräutner H. G. Die Genesis der Sulfidlagerstätten aus den kristallinen Schiefer der Ostkarpaten. «Rev. roumaine géol., géophys. et géogr. Sér. géol.», 1966, Nr. 2.

Kun N. The mineralogenetic provinces of Africa. «Econ. Geol.», 1963, No. 5.

Kutina I. The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Příbram ore veins. Simposium «Problems of postmagmatic ore deposition», Prague, 1963.

Laffitte P., Permingeat F. Maquet-

te d'une carte métallogénique de France en 2 500 000e. «Bull. Soc. géol. France», 1961 (1962), N. 5.

Lange H. Genetische Probleme der Skarnerzlagerstätten im Erzgebirge. «Bergakademie», 1962, Nr. 2.

Leconte J. R. Sur la présence de vanadates d'Urane dans certaines formations filoniennes de Sidi — Ayad. C. r. Acad. Sci., 1956, № 21.

Lefavrais-Raymond A., Lineguel., Renaud L., Scolari G. Contribution à l'étude géologique et métallogenique du Nivernais septentrional (Région de Chirty, les Mines, Nievre). «Bull. Bureau rech. géol. et minières», 1965, N. 2.

Lenoble A. Caractères géologiques des gisements français d'uranium. Leurs conséquences dans les différents stades de la mise en valeur. «Rev. ind. minérale», 1959, N. 1.

Lenoble A. Caractères géologiques de trois nouveaux gisements français d'uranium. «Bull. inform. scient. et techn. Comis. énerg. atom.», 1962, N. 59.

Llopis L. N., Sanchez de la Terre L. M. Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. «C. r. Soc. géol. France», 1962, N. 8.

Llopis L. N. Sur la structure hercynienne de l'Espagne et ses rapports avec la chaine hercynienne en Europe occidentale. «C. R. Acad. sci.», 1966, N. 25.

Love L. G. Early diagenetic pyrite in fine-grained sediments and the genesis of sulphide ores. «Sedimentol and ore genesis». Amsterdam — London — New York, 1961.

Lucca V. Le magmatisme et la métallogénie du territoire de la Roumanie. «Studia Univ. Babes—Bolyai. Ser. geogr.», 1967, N. 1.

Manecki A., Mlodożenlec W. Wyniki dotychczasowych badeń polimetalicznego złota, stara góra. «Rudy i metale nieżel», 1960, N. 9.

Marquets T. E. Contribucion al estudio metalogenico de «Los Petroches» (Cordova). «Not. y com. Inst. geol. y min. Espana», 1966, N. 82.

Malte P., Ribeiro A. Les rapports tectoniques entre le précambrien ancien et le paléozoique dans le Nord — Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions. «C. R. Acad. sci.», 1967, N. 19.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. «J. Petrology», 1961, N. 1.

Monseur C. Etude métallogénique du secteur central (Espagne). «Ann. Soc. géol. Belg. Mém.», 1961, N. 1.

Morávek P. K otázce geneze zlata středočeských ložisek «plutonické formace.» «Věstn. ostřed. ústav. geol.», 1966, N. 2.

Mostler H. Sedimentäre Blei — Zink — Verzung in den mittelpermischen «Sichten von Freglovo» (Nousberg, Nord — Italien). «Mineral. Deposita», 1966, Nr. 2.

Müller D. Einige Bemerkungen über Vererzung der Schariemberger Erzgänge, insbesondere der Gänge der Grube «Güte Gottes». Bergakademie, 1961, Nr. 10.

Natále P., Zucchetti S. Studi sui giacimenti piritoso—cuprifori stratiformi della Alpi occidentali. «Ind. mineraria», 1966, N. 10.

Novák I. Genele permských měděnych u obce Horn (Kalna v Podkrkonoší. «Věstn. Ustřed. ust. geol.», 1962, N. 5.

Oberc J. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosinklin. «Wydawnictwa glologiczne», Warszawa, 1966.

Oelsner O. Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi—Co—Ni Formation innerhalb dieser Vererzung. «Geologie», 1958, Nr. 3—6.

Oftedahl C. A theory of exhalative — sedimentary ores. «Geol. foren. i Stockholm förhandt», 1958, No. 1.

Omenetto P. Il giacimento piombo-zincifero die oltre il colle (Alpi bergamasche). «Mem ist. geol. e mineral. Univ. Padova», 1965—1966.

Palas M., Scharm B. Ke genezi ložisec neželeznich kovů v jesenickem devonu. «Geol. prúrkum», 1965, N. 11.

Petranek J. Sedimentární železné rudy v ejpovickém ordovicu. «Sb. geol. věd», 1964, N. 2.

Petrascheck W. E. Die alpin — mediterrane Blei — Zinkprovinz. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1960, Nr. 5.

Petrascheck W. E. Zur Diskussion über die internationale metallogenetische Karte. «Z. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen», 1963, B. XVI, H. 7.

Pfeufer H. Geologisch — petrographisch — tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bericht der Schwefelerzgrube «Bayerland» (Bayern. «Geol. Bavarica», 1966, Nr. 45.

Piekarski K. W sprawie genezy złoża rud miedzi u Miedzianej Górze koło Kielc. «Prace geol.», 1961, N. 3.

Pinar N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure). «Bull. Soc. géol. France», 1955, N. 1—3.

Pisa M. Zoning in the ore veins of the Bohutin deposit (Czechoslovakia). Simposium «Problems of Postmagmatic ore deposition». Prague, 1963.

Pouba Z. Magnetite ores of Sydvaranger type in Czechoslovakia. «21 st. Internat. Geol. Congr.», Copenhagen, 1960, p. 16.

Pouba Z. On some causes of the repetition of mineralization in ore regions and ore deposits of the Czech Massif. Simposium «Problems of postmagmatic ore deposition». Prague, 1963.

Ramdohr P. Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg — Lagerstätte. «Jahrb. Hannover», 1953, 67.

Regional Geology of Czechoslovakia. Geological Atlas 1 : 1 000 000. Geol. Surv. of Czechosl., Prague, 1967.

Riemer W. Untersuchungen am Ostrand der Galicischen Kristallinzone (Spanien). «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.», 1965, Nr. 3.

Rocci G. Géochronologie absolue. Centre National de la Recherche Scientifique. Prais, 1966.

Roger J. Les mineralisations de la Gezarenque et du Sud — Est du Mont Lozère. «Bull. Bureau rech. géol. et minière» 1965, N 6.

Rosen A. Evolution continue d'un massif granitique et succession minérale: le massif des Colettes (Echassières, Allier). «Bull. Soc. franç. minéral», 1966, N. 2.

Rösler H. J. Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ — Lahn — Dill in Ostthüringen. «Freiberger Forschungsh», 1962, Nr. 138.

Rozière M. G. Le gisement de fer du Maquesado (Espagne) et ses méthodes d'exploitation. «Rev. ind. minérale», 1959, N. 11.

Rozložnic L. Analýza štruktúrno — metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. «Sb. geol. ved. Z. K.», 1965, N. 4.

Rumbold R. Radioactive minerals in Cornwall and Devon. «Min. Mag.», 1954, vol. XCI, No. 1.

Sainfeld Paul. The lead — zinc — bearing deposits of Tunisia. «Econ. Geol.», 1956, No. 2.

Sarcia J. A. Les gites lithinifères du S.—E. des monts d'Ambazac. «Echo mines et métallurgie», 1957, N. 3511.

Sattran V. Problémy metalogeneze Českého masivu. «Sb. Ložisková geologie». Českosl. Akad. věd, Praha, 1966₁.

Sattran V. Poznamky ke kolokvium o variských a poslvariských magmatogenich ložiskách střední Evropy. «Věstn. Ustred. ústavu geol.», 1966₂, N. 3.

Schriel W. Alter und Vererzung des Westheimer Abbruches am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. «Roemeriana», 1951, Nr. 1.

Schulz H. Beobachtungen an westerzgebirgischen Quecksilbervorkommen. «Z. angew. Geol.», 1961, No. 11.

Schumacher F. Die bergbauliche Entwicklung der Türkei in den letsten 20 Jahren. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwese», 1956, Nr. 10.

Seidl K. Zur Genesis der oberschlesischen Blei — Zinkerz — Lagerstätte. T. III. «Neues Jahrb. Mineral.», 1962, Nr. 1.

Silva F. L. da. Géologie et genèse des gisements de manganèse du «Baixo Alentiel». «Portugal. Lsd. not. e trab. serv. formento mineiro», 1956, N. 3—4.

Sitter L. U., de. Hercynian and alpine orogenies in Northern Spain. «Geol. en mijnbouw», 1965, No. 11.

Socolescu M., Catana V. Ivirl de mineralizatie in Muntii Făgăras. «Rev. minelor.», 1965, N. 11.

Stadler G. Die Blei — Zink — Vererzung des Ruhrgebietes. «Aufschluß», 1962, Nr. 8—9.

Stemprok M. On the relation of the tin — tungsten — molibdenum ore deposition to granites. «Krystalinikum», 1965₁, N. 3.

Stemprok M. Ložiska cinu a wolframe ve Francii. «Věstn. Ústřed. ústav. geol.», 1965₂, N. 4.

Stern H. Über das Kobalt — Erzvorkommen von Querbach im Isergebirge. «Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen», 1960, Nr. 11.

Superceanu C. I. Die Geosinklinal — Lagerstättenprovinzen Rumäniens. «Geol. Rundschau», 1967, Nr. 3.

Tollmann A. Die alpinischen Gebirgsbildungs — Phasen in den Ostalpen und West — Karpaten. «Geotekton. Forsch.», 1966, Nr. 21.

Tollon F. Sur la métallogénie de la région de Vicdessos (Ariège). «Bull. Soc. hist. natur. Toulouse», 1965, N. 1—2.

Tufar W. Das Kupferverkommen von Eichbüchl bei Wiener Neusstadt. «Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.», 1966, No. 2.

Uras L., Violo M., Zuffardi P. Considerationi genetiche sui giacimenti stratoidi sardi polimetallici. «Rend. Soc. mineral. Ital.», 1965, N. 21.

Vardabasso S. Orogenesi e metamorfismi in Sardegna. «Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis. mat. e natur.», 1966, vol. 40, No. 3.

Vie G. Association stibine et or dans les schistes près Porto (Portugal). «Echo min. et mét.», 1958, N. 1.

Vie G. Gites métallifères de la Haja — Bidassoa. «Mines et métallurgie», 1966, N. 3611.

Watts M. 'Chromite in Iran. «Mine and Quarry Eng.», 1963, No. 1.

Wedepohl K. H. Untersuchungen an Proben von Kupferschiefer aus Bildungsbedingungen. «Freiberger Forschungsh», 1965, No. 193.

Weil R., Salnfeld P. Presentation de la feuille «Vosges» de la carte des gites minéraux de la France au 1 : 320 000 publiée par le Bureau de recherches geologiques et minières (B. R. G. M.). «C. r. 86 Congr. nat. Soc. sav. Paris», 1962.

Wild H. W. Erzführung und Erzlagerstätten im Ruhrgebiet. «Aufschluß», 1960, N. 10.

Williams D. Furhter reflections on the origin of the porphyrites and ores of Rio Tinto, Spain. «Bull. Inst. Mining and Metallurgy», 1962, No. 5.

Wlasnowolski I. Budowa geologiczno — ziozowa kopalni cynku i ołowiu Boleslaw. «Probl. geol. i surowc. Gornośląsk. Okregu Przemysl.», Cz. II, Katowice, 1964.

Wurm A. Zur Frage ältererversteifter Kristallinmassive im variskischen Gebirge Mitteleuropas. «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh», 1966, Nr. 6.

Zuffardi P. Contributo alla conescenza delle mineralizationi nel cambrico sardo. Nota introduttiva. «Res. Assoc. sarda», 1962, N. 4.

Содержание

3 Предисловие
5 Часть первая. Основы металлогении
6 О классификации геосинклиналей
14 Схема металлогенической эволюции геосинклиналей
24 Схема металлогенической эволюции платформ
33 Предварительная схема металлогении зон тектонической активизации
42 Часть вторая. Характеристика Средиземноморского металлогенического пояса
42 Металлогеническое районирование Земли
45 Средиземноморский металлогенический пояс
— Общие сведения
49 История развития
52 Металлогеническое районирование
54 Средне-Европейская Варисская металлогеническая область
55 Центрально-Европейская металлогеническая провинция . . . . .
— Тектоническая характеристика
66 Металлогеническая характеристика
113 Иберийская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
116 Металлогеническая характеристика
123 Выводы
126 Западно-Средиземноморская металлогеническая область
127 Пиренейская субпровинция
— Тектоническая характеристика
129 Металлогеническая характеристика
133 Атлассско-Андалузская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
137 Металлогеническая характеристика
158 Выводы
160 Альпийско-Динарская металлогеническая область
163 Альпийско-Карпато-Балканская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
169 Металлогеническая характеристика
201 Динарская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
204 Металлогеническая характеристика
227 Выводы
229 Кавказско-Анатолийская металлогеническая область
230 Металлогеническая провинция Большого Кавказа
— Тектоническая характеристика
231 Металлогеническая характеристика
219 Малокавказско-Понтийская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
231 Металлогеническая характеристика
260 Таврская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
261 Металлогеническая характеристика
272 Выводы
275 Иран-Афганская металлогеническая область
279 Эльбрус-Бинаудская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
280 Металлогеническая характеристика
281 Загрос-Мекранская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
286 Металлогеническая характеристика
290 Центральная металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
291 Металлогеническая характеристика
291 Сулейман-Киртарская металлогеническая провинция
— Тектоническая характеристика
296 Металлогеническая характеристика
299 Гиндукуш-Памирская металлогеническая провинция
299 Тектоническая характеристика
301 Металлогеническая характеристика
305 Выводы
316 Заключение
— О металлогенических эпохах
320 О металлогенической эволюции земной коры
322 Некоторые соображения о связи оруденения с магматизмом
329 О типах рудных формаций
333 Список литературы

Твалчрелидзе Георгий Александрович
РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА
(металлогения Средиземноморского пояса)

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Оформление художника *К. И. Чернышева*
Техн. редактор *В. В. Соколова*
Корректор *Л. М. Кауфман*

Сдано в набор 1/VII 1971 г. Подписано в печать 21/III 1972 г. Т-04031. Формат 70×108¹/₁₆
Печ. л. 21,5 Усл. печ. л. 30,10 Уч.-изд. л. 30,02. Бумага № 1 Индекс 1-6-1
Заказ 617/2610-1 Тираж 1000 экз. Цена 3 р. 44 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.