

Г. И. КНЯЗЕВ

ЗАМКНУТЫЕ И ФРАГМЕНТАРНЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

553,065

Г.И. Князев

ЗАМКНУТЫЕ И ФРАГМЕНТАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

3177

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ—1973

Геологический институт АН АрмССР
Научная библиотека

УДК 551.24+553.065.3

553
К54

В книге рассмотрены принципы и методика выделения замкнутых рудных поясов. Приведено описание замкнутых и фрагментарных рудных поясов на территории Восточного Забайкалья, Украины и других регионов. Проанализированы причины концентрации эндогенного оруденения в замкнутых рудных поясах. Показано значение оконтуривания замкнутых рудных поясов для прогнозирования пространственного размещения оруденения и выделения перспективных площадей.

Рассмотрена металлогеническая специализация рудных поясов в связи с региональной рудной зональностью и объяснены причины ее проявления.

Книга предназначена для геологов производственных организаций и научных учреждений, изучающих закономерности размещения оруденения, а также для преподавателей и студентов геологических вузов.

Ответственный редактор

докт. геол.-мин. наук В.И. СКАРЖИНСКИЙ

Рецензенты:

кандидаты геол.-мин. наук
М.А. ЕРЕМЕНКО, Ю.Н. ЛАЗАРЕНКО, В.Л. РЕШИТЬКО

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В.Н. ЗАВИРЮХИНА

К $\frac{0292-162}{M221(04)-73}$ 74-73

ВВЕДЕНИЕ

По мере детализации геологических, тектонических и металлогенических карт все отчетливее вырисовывается складчато-глыбовое строение многих рудных провинций. Теперь уже очевидно, что оно характерно для всей земной коры и мы находимся, по меткому высказыванию А.В. Пейве (1956), "... в преддверии всеобщего признания этой идеи". Прав он и в том, что расшифровка глыбового строения земной коры "... ставит перед геологами старые проблемы в совершенно ином свете".

В.А. Обручев (1935-1938, 1946, 1954), О.С. Вялов (1937), А.П. Карпинский (1939 а, б, в), М.А. Усов (1940), Г.Ф. Мирчинк (1940), А.Д.Архангельский (1941), Н.С. Шатский (1947), В.А. Николаев (1953) обратили внимание на дискретное складчато-глыбовое строение земной коры, чему теперь посвящено множество публикаций. В.А. Обручеву принадлежит приоритет в познании исключительно важной роли складчато-глыбовых дислокаций в формировании основных структур земной коры. Из опыта многолетних полевых исследований в Забайкалье и Восточной Монголии он с поразительной для того времени ясностью раскрыл сущность и историко-геологические особенности проявления складчато-глыбовых дислокаций.

А.В. Пейве (1945, 1950, 1956 а, б, в; 1961 а, б) и Ю.А. Косыгин (1969) всесторонне осветили роль глубинных разломов и глыбовых дислокаций в заложении и развитии последокембрийских подвижных зон и убедительно показали их определяющее значение в мощном осадконакоплении, складкообразовании, интрузивно-эффузивном магматизме, с которыми связано эндогенное рудообразование.

В.Г. Бондарчук (1946, 1947, 1959) подметил складчато-глыбовое строение докембрийских щитов и в течение многих лет отстаивает эту точку зрения применительно к Украинскому щиту, которая теперь признана всеми. Пионером выделения в докембрийских щитах

срединных массивов и окружающих их мобильных поясов, имеющих первостепенное рудоконтролирующее значение, является Н.П. Семененко (1964).

Глыбовое строение земной коры влияет на пространственное размещение месторождений полезных ископаемых, в особенности эндогенных. Межглыбовые пространства обладают повышенной проницаемостью для магм и постмагматических флюидов. В межглыбовых зонах неминуемо должна проявляться концентрация эндогенного оруденения. Несмотря на очевидность данного положения, ему до сих пор не уделяют необходимого внимания при выявлении закономерностей пространственного размещения оруденения. На прогнозно-металлогенических картах оконтуриваются линейные рудоносные зоны, а рудоконтролирующее значение межглыбовых зон не показано, за редким исключением, даже в тех случаях, когда оно намечается эмпирически.

С.С. Смирнов (1934) и Д.А. Билибин (1935) на примере Колымского срединного массива, а Б.С. Батлер (1937) в отношении плато Колорадо и Колумбия одни из первых подметили важное рудоконтролирующее значение подвижных зон, окаймляющих выступы консолидированного основания, и вплотную подошли к выделению замкнутых рудных поясов. Однако в те годы представление о складчато-глыбовом строении земной коры еще только зарождалось и было известно сравнительно мало примеров отчетливой концентрации оруденения в замкнутых рудных поясах. Теперь, когда степень изученности рудных провинций резко повысилась и на региональных геологических и тектонических картах четко проявляется складчато-глыбовое строение многих рудных провинций, а главное - воочию стала видна явно повышенная рудоносность межглыбовых зон, не обращать внимания на эту ведущую закономерность пространственного размещения эндогенного оруденения просто нельзя. И можно с уверенностью утверждать, что преимущественная концентрация оруденения в межглыбовых зонах по мере открытия новых рудных районов и месторождений будет вырисовываться все более и более отчетливо.

Автор в течение двадцати лет изучал условия образования и закономерности размещения разнообразных видов полезных ископаемых в нескольких регионах СССР с составлением прогнозно-металлогенических карт. Материалы этих исследований положены в основу данной книги.

Глава I. ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, СИСТЕМАТИКА

При металлогенических исследованиях особое внимание уделяется расшифровке рудоконтролирующего значения различного рода разрывных структур. Во многих публикациях и на металлогенических картах в пространственном размещении месторождений полезных ископаемых подчеркивалась важная роль глубинных разломов, пограничных швов между структурно-фациальными зонами, протяженных зон смятия, рассланцевания, повышенной трещиноватости и других региональных нарушений.

Рудоконтролирующее влияние перечисленных структурных элементов выражается в линейно-полосовом или цепочковидном расположении рудных районов, узлов и месторождений. Металлогенические зоны линейного типа описаны почти по каждой рудной провинции и выделены в качестве главных рудоконтролирующих структур на металлогенических картах (Урал, Забайкалье, Рудный Алтай, Кавказ, Средняя Азия, Украина, Дальний Восток и др.).

Признавая ведущее значение линейных ослабленных зон и дизъюнктивных нарушений в размещении эндогенного оруденения, исследователи нередко интерпретируют их как некие самостоятельные (самодавлеющие) структуры, а не как ограничения блоков земной коры, которыми они являются в действительности. Одиночные разрывы в земной коре - явление крайне редкое. Не подлежит сомнению, что все сколько-нибудь значительные разрывные нарушения являются отражением объемных глыбовых или складчато-глыбовых дислокаций. Поэтому они, как правило, сопряжены с другими нарушениями, ограничивающими блоки. Равным образом и рудоконтролирующие разрывные нарушения, в принципе, должны ограничивать блоки земной коры на всем доступном наблюдению протяжении, предопределяя тем самым

появление з а м к н у т ы х рудных поясов. Конечно, из-за ряда неблагоприятных причин некоторые интервалы замкнутых рудных поясов (по периметру блоков) могут быть слаборудоносными либо прерывистыми и "пустыми". Такие рудные пояса, учитывая их неполную замкнутость, предлагается называть ф р а г м е н т а р н ы м и.

В зависимости от величины блоков земной коры масштабы окаймляющих их замкнутых рудных поясов могут быть различными - вплоть до планетарного.

Общеизвестно, что большинство постпротерозойских эндогенных месторождений приурочено к геосинклинальным областям, обрамляющим платформы - крупнейшие континентальные блоки земной коры. Так, рудные провинции, расположенные на периферии Сибирской платформы, насыщены эндогенными месторождениями несравненно гуще, чем сама платформа. Совокупность различных рудных провинций, расположенных на периферии Сибирской платформы, составляет весьма протяженный приплатформенный рудный пояс. Восточно-Европейская платформа почти на всем протяжении окаймлена цепью рудных провинций. К окраинам Северо-Американской платформы также приурочены многие рудные районы.

Тихоокеанский рудный пояс (Смирнов, 1946), протягивающийся вдоль нескольких платформ, относится к категории замкнутых рудных поясов планетарного масштаба.

Еще более выразительно проявляется рудоконтролирующее влияние срединных массивов, расположенных внутри геосинклинальных областей. Примерами их могут служить Колымский, Паннонский (Венгерский), Центральный Французский и другие срединные массивы.

Как установили еще С.С. Смирнов (1934) и Ю.А. Билибин (1935), Колымский массив контролирует положение Верхоянского золото-оловянного пояса (рис. 1). Выделенный ими рудный пояс вытянут более чем на 1000 км вдоль границы Верхоянской складчатой области с Колымским срединным массивом. Оловорудные и золоторудные месторождения многочисленны в окраинном складчатом поясе, но значительно реже встречаются в пределах Колымского массива. Плато Колумбия и Колорадо также окружены рудными поясами (рис. 2). Б.С. Батлер (1937) показал, что плато Колорадо в течение длительного времени в дотретичный период представляло собой приподнятую сушу, окруженную областями мощного осадконакопления. В дальней-

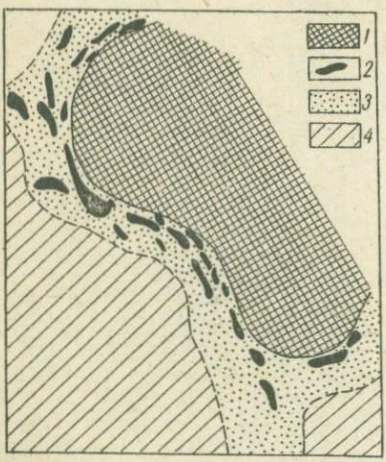


Рис. I. Рудный пояс, вытянутый вдоль края Колымского массива (по С.С.Смирнову).

I-Колымский массив; 2-граниты; 3-рудный пояс; 4-складчатая область.

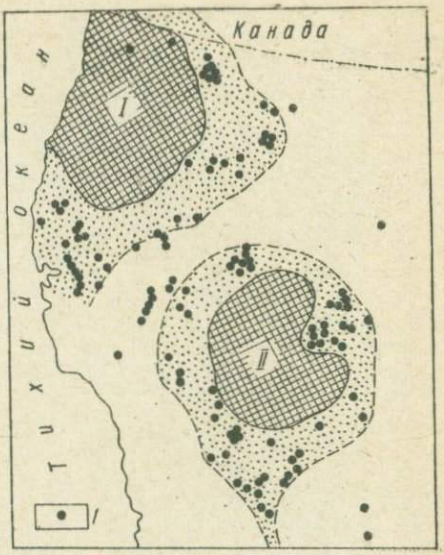


Рис. 2. Рудные пояса вокруг плато Колумбия (I) и Колорадо (II) (по Б. Батлеру).

I-рудные месторождения и районы.

шем накопленные толщи были интенсивно дислоцированы, интрудированы и минерализованы. А.М. Бетман (1949) также указывает, что влияние плато Колорадо на положение рудных районов и "... локализация оруденения в пределах его краевых частей неоспоримы".

Паннонский срединный массив, окаймленный альпийскими складчатыми сооружениями, может служить не менее ярким примером влияния выступов консолидированного фундамента на размещение эндогенного оруденения (рис. 3). Он окружен почти со всех сторон рудными районами (Восточные Карпаты и горы Апусени в Румынии, рудные районы восточной окраины Чехословакии, северных окраин Венгрии и Югославии). Закарпатский рудный район, расположенный в пределах СССР, представляет собой не что иное, как фрагмент (северо-восточный сегмент) рудного кольца, опоясывающего Паннонский срединный массив (Князев, 1967б).

С востока к Паннонскому массиву примыкает еще один - Тран-

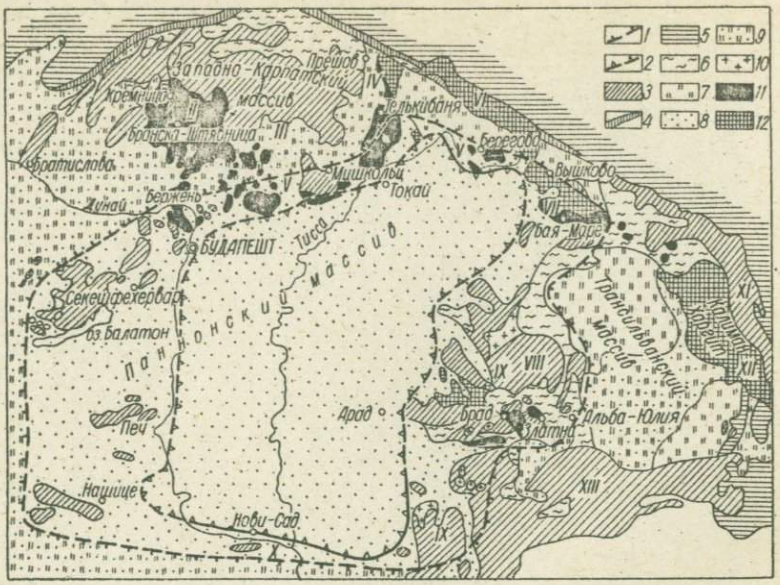


Рис. 3. Рудные пояса, окаймляющие Паннонский, Трансильванский и Западно-Карпатский срединные массивы (по Э.А. Лазаренко, с дополнениями).

I,2-внешняя и внутренняя границы рудного пояса на периферии Паннонского массива; металлогенические подзоны: I-Западно-Карпатская, II-Кремницко-Штявницкая, III-Южно-Словацкая, IУ-Прешовская (в обрамлении Западно-Карпатского массива), У-Бержень-Береговская, УI-Выгорлат-Гутинская, УII-Бая-Марская, УIII-Апусенская, IX-Банатская, X-Новисадская (в обрамлении Паннонского массива), XI-Мармарошская, XII-Калиман-Харгитская, XIII-Южно-Карпатская (в обрамлении Трансильванского массива); 3-докембрийские, палеозойские, триас-юрские породы - нижний структурный этаж; 4-верхнемеловые отложения Южной утесовой зоны; 5-карпатский флиш ($Cr_1 - Pg_3$); 6-внутрикарпатский флиш ($Cr_2 - Pg$) - средний структурный этаж; 7-молассы внутренних прогибов (N_1); 8-отложения Большой Венгерской впадины (N_2); 9-отложения окраинных плиоценовых впадин - верхний структурный этаж; I0-банатиты (граниты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты); II-миоценовые вулканические и гипабиосальные породы; I2-плиоценовые вулканические породы.

сильванский - срединный массив, обрамленный также альпийскими складчатыми зонами (Онческу, 1960), отличающимися обильным проявлением разнообразного эндогенного оруденения в районе Бая-Маре, в горах Апусени, Восточных и Южных Карпатах. К рудному поясу, окаймляющему Трансильванский срединный массив, тяготеет юго-восточная

окраина Закарпатского рудного пояса СССР, охватывающего Раховские и Чивчинские горы (Князев, 1967б).

Центральный Французский массив (рис. 4) почти со всех сторон окаймлен зонами распространения телетермальных свинцово-цинковых, медных, флюоритовых и баритовых месторождений. Телетермальное оруденение здесь контролируется краевыми разломами на периферии Центрального Французского массива. На севере Франции, на окраине Арморикансного срединного массива, также локализовано телетермальное оруденение (см. рис. 4).

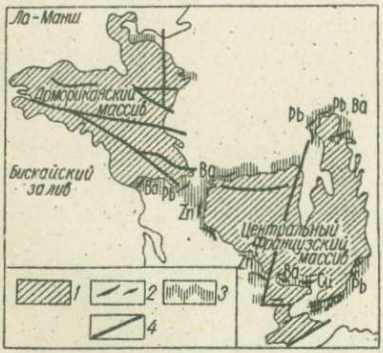


Рис. 4. Схема размещения пластовых свинцово-цинковых, флюоритовых, баритовых и пиритовых месторождений на периферии срединных массивов Франции (по П.Лаффиту).

I-срединные массивы; 2-пластовые месторождения свинца, цинка, флюорита, барита, пирита; 3-рудные зоны с многочисленными признаками минерализации (*Ba, F, Pb, Zn*, пирит); 4-глубинные разломы.

В обрамлении Чешского срединного массива расположены телетермальные свинцово-цинковые месторождения Силезии, галенито-сфалерито-сидеритовые и галенито-сфалеритовые месторождения Рейнской зоны.

С детализацией геологических, тектонических и металлогенических карт, охватывающих достаточно обширные территории складчатых областей, все яснее обнаруживается рудоконтролирующее значение выступов консолидированного основания и окружающих их более молодых складчатых зон. В особенности это касается областей, претерпевших в постгеосинклинальный этап развития интенсивные складчато-глыбовые дислокации.

Несколько замкнутых рудных поясов, приуроченных к периферии консолидированных массивов, выявлено в последние годы в Восточном Забайкалье, отличающемся типичным складчато-глыбовым строением (Князев, 1957, 1965). Многочисленные полиметаллические месторожде-

ния в этом регионе сконцентрированы в кольцевом юрском мобильном поясе, окаймляющем Кутомарский консолидированный массив. Большинство редкометальных месторождений локализовано на периферии Агинского консолидированного массива в примыкающем к нему юрском мобильном поясе. Многие золоторудные месторождения приурочены к окраинам Борщовочного консолидированного массива. Аналогичная картина в размещении мезозойского эндогенного оруденения наблюдается в Шилкинском, Урулюнгуевском, Аленгуйском, Куэнгинском и других консолидированных массивах (см. рис.I5).

Выделение консолидированных массивов и окаймляющих их юрских мобильных поясов в условиях Восточного Забайкалья существенно облегчает прогнозирование на цветные, редкие, благородные металлы и другие полезные ископаемые.

В некоторых районах Восточного Забайкалья отмечено рудоконтролирующее влияние сравнительно небольших блоков, расположенных внутри юрских мобильных поясов, обрамляющих консолидированные массивы. Вдоль границ таких блоков следуют цепочки месторождений и рудопроявлений, образующие более мелкие замкнутые рудные пояса, измеряющиеся в поперечнике километрами, реже первыми десятками километров (Нерчинскозаводский, Газимурозаводский, Александровозаводский, Южно-Приаргунский, Хапчерангинский рудные районы) (см. рис. 2I). Подробнее этот регион рассматривается во второй главе.

Рудоконтролирующее влияние выступов фундамента и консолидированных массивов, не участвующих в позднейшей складчатости, прослеживается на составленных в последние годы металлогенических картах Урала, Алтае-Саянской области, Средней Азии, Украины, Северо-Востока СССР и др.

Во многих рудных провинциях замкнутые рудные пояса, по-видимому, еще не изучены. Заслуживают особого внимания с этой точки зрения Казахстан и Средняя Азия (рис. 5-8). В Центральном Казахстане и особенно в Рудном Алтае замкнутые и фрагментарные рудные пояса могут быть намечены уже на составленных металлогенических картах. Украинский щит, стабилизировавшийся в верхнем протерозое, ограничен на значительном протяжении краевыми дислокационными зонами, несущими разнообразное эндогенное оруденение, также является "ядром", окруженным замкнутым (пока еще фрагментарным) рудным поясом (см. рис. 26). На составленной в последние годы прогнозно-ме-

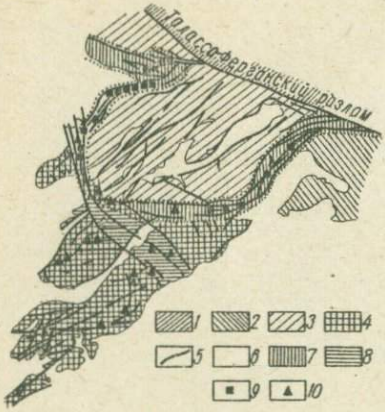


Рис. 5. Замкнутые рудные пояса в Чаткальско-Кураминской рудной провинции (по Грушкину).

I-Таласский район (нижний палеозой); 2-Нарынкинский район (верхний палеозой и мезозой); 3-Чаткальский район (главным образом средний палеозой); 4-Кураминский район (главным образом верхний палеозой); 5-дизъюнктивные нарушения; 6-верхнемеловые, третичные, четвертичные и современные отложения; 7-пояс верхнепалеозойского флексурообразного краевого изгиба и осложняющих его разрывов; 8-пояс верхнепалеозойских секущих разрывов; 9-месторождения и рудопроявления кварц-флюорит-баритовые с блеклыми рудами (*Cu, Sb, Hg*) или киноварью и антимонитом; I0-месторождения и рудопроявления кварц-флюорит-баритовые с галенитом и сфалеритом.

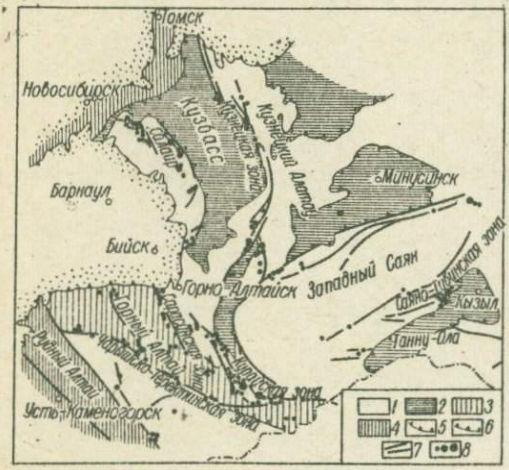


Рис. 6. Схема размещения ртутнорудных зон Алтае-Саянской области (по В.А. Кузнецову):

I-салаирские и каледонские складчато-глыбовые структуры; 2-герцинские прогибы на каледонском фундаменте; 3-Ануйско-Чуйский каледонско-герцинский прогиб; 4-герцинские складчатые структуры; 5-окраины Западно-Сибирской низменности; 6-границы прогибов; 7-региональные разломы, элементы зон глубинных разломов; 8-ртутные месторождения, рудопроявления и пункты концентрации киновари в шлихах.

таллогенической карте Украины (Князев и др., 1968) оконтурено несколько замкнутых рудных поясов и в пределах самого Украинского щита (в Приднепровье, Приазовье и Волыно-Подолии), где широко проявилось оруденение в заключительные этапы развития архейско-

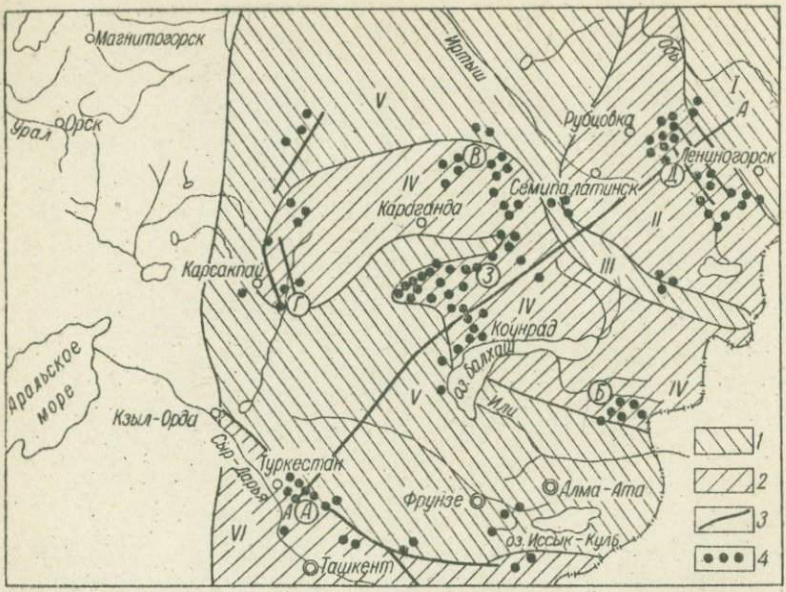


Рис. 7. Фрагментарные рудные пояса в Казахстане (по М.Н.Юдичеву).

I-каледонские поднятия; 2-герцинские геосинклинальные области; I-Алтайское поднятие; П-Зайсанская геосинклиналь, Ш-Делеген-Чингиз-Тарбагатайское поднятие, IУ-Джунгаро-Казахская геосинклиналь; 3--зоны разрывов; 4-рудные районы: А-Каратауский, Б-Джунгарский, В-Северо-Балхашский и Центрально-Казахстанский, Г-Джезказганский, Д-Рудный Алтай.

протерозойской геосинклинали, когда наметилась ее дифференциация на относительно устойчивые поднятия (консолидированные массивы) и окаймляющие их мобильные пояса.

Итак, с учетом масштабов и типов геотектонических элементов, предопределяющих появление замкнутых и фрагментарных рудных поясов, последние целесообразно подразделять следующим образом.

I. Планетарные рудные пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский).

2. Рудные пояса, протягивающиеся вдоль краев платформ и щитов (Сибирская и Северо-Американская платформы, Украинский щит).

3. Рудные пояса, окаймляющие срединные массивы (Колымский, Центральный Французский, Паннонский, Трансильванский, плато Колорадо и Колумбия).

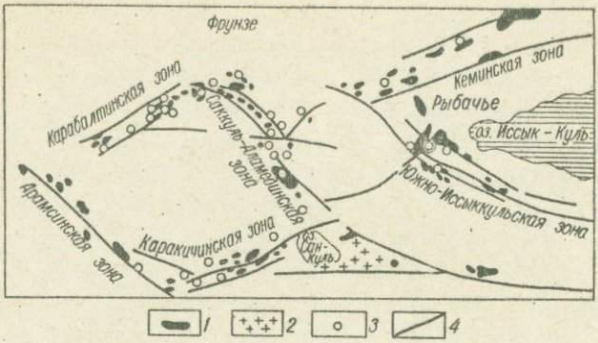


Рис. 8. Фрагментарные рудные пояса в северном Тянь-Шане (по Помазкову, 1958).

1-интрузивные тела; 2-Сонкульский гранодиоритовый массив; 3-полиметаллические месторождения; 4-главнейшие разломы.

4. Рудные пояса на периферии консолидированных массивов (редкометальные, полиметаллические, золоторудные пояса на периферии Агинского, Кутомарского, Борщовочного, Урулюнгуевского, Шилкинского и других консолидированных массивов в Восточном Забайкалье; полиметаллический пояс в Рудном Алтае; рудные пояса Центрального Французского массива).

5. Рудные пояса, приуроченные к периферии небольших блоков внутри подвижных зон, окаймляющих консолидированные массивы (Газимурозаводский, Нерчинскозаводский, Южно-Приаргунский рудные районы в Восточном Забайкалье). Замкнутыми нередко оказываются минерализованные зоны и штокверки, расположенные вдоль границ блоков в пределах рудных полей (Кляймакс).

Контуры замкнутых рудных поясов могут быть кольцевыми, овальными, эллиптическими и прихотливыми по форме, сообразно с очертаниями контролирующих их мобильных зон. Классифицировать их можно и по этому признаку.

Отдельные сегменты замкнутых рудных поясов нередко недоступны наблюдению - там, где они погребены или еще не вскрыты эрозией, а также из-за положения их под водами морских и океанических акваторий. Кроме того, на некоторых интервалах оруденение может быть

проявлено незначительно либо уничтожено (из-за отсутствия рудоносных интрузий, из-за глубокой эрозии, гранитизации рудовмещающих толщ). В таких случаях рудные пояса не являются замкнутыми в полном смысле этого слова, их правильнее будет называть фрагментарными.

При глыбовых дислокациях амплитуды и направления перемещения по стенкам блоков были разными. Блоки испытывали не только вертикальные, но и горизонтальные движения. При этом тектонические напряжения по различным системам разрывных нарушений, ограничивающих блоки, проявлялись по-разному. Одни стенки блоков оказывались в условиях сжатия, другие - обычно перпендикулярные к первым - в условиях растяжения. Естественно, что проницаемость различно ориентированных нарушений и межблоковых зон была неодинаковой. Поэтому рудоподводящими и рудоконтролирующими чаще всего были лишь наиболее ослабленные межглыбовые зоны. В них локализована основная масса месторождений полезных ископаемых, в то время как другие интервалы межглыбовых зон слабоминерализованы, либо вообще "безрудны". Это одна из главных причин прерывистости и неполной замкнутости (фрагментарности) рудных поясов, обрамляющих блоки.

Кроме того, глыбовые дислокации в течение многоэтапного рудообразования проявлялись неоднократно с изменением плана тектонических напряжений. Степень проницаемости для магм и постмагматических флюидов различных систем разрывных нарушений также изменялась во времени. Отсюда очевидна возможность смены состава оруденения в различно ориентированных по периметру блоков нарушениях и мобильных поясах. Это предопределяет металлогеническую неоднородность замкнутых рудных поясов на отдельных интервалах. Причиной такой неоднородности могли служить и различия в геологическом строении разных интервалов мобильных поясов (т.е. рудовмещающей среды), а также металлогеническая специализация приуроченных к ним интрузивов.

При неоднократном возобновлении глыбовых дислокаций образовывались новые системы тектонических нарушений - происходила перестройка ранее сформированных блоков. Поскольку план блокировки при повторных дислокациях существенно изменялся, конфигурация окаймляющих блоки рудных поясов усложнялась. Очевидно, что разновозрастные разрывные нарушения (по периметру вновь "нарезанных" блоков) должны отличаться и по составу оруденения. Более позднее

оруденение проявлялось лишь на отдельных наиболее ослабленных интервалах ранее сформированных рудных поясов.

Все это вместе взятое нарушает и осложняет общую картину блокового контроля оруденения. Поэтому мы чаще всего наблюдаем прерывистые (фрагментарные) рудные пояса. Необходимо также учитывать то обстоятельство, что отдельные интервалы рудных поясов недостаточно изучены и многие месторождения полезных ископаемых еще не выявлены. С накоплением новых сведений о размещении месторождений полезных ископаемых, в особенности в детально изученных и опоискованных районах, блоковый контроль оруденения становится все более очевидным.

Замкнутые и фрагментарные рудные пояса, независимо от их масштабов и конфигурации, контролируются стыками областей и блоков земной коры, обладающих различной подвижностью или своего рода структурной автономностью по отношению к окружающим пространствам. Стыки областей различной подвижности, структурные швы и дизъюнктивные нарушения, ограничивающие блоки, отличаются повышенной проницаемостью для магм и постмагматических выделений. Именно в этом главная причина преимущественной приуроченности к ним гипогенного оруденения и концентрации месторождений в замкнутых рудных поясах. Особенно благоприятны для локализации эндогенного оруденения места сочленения нескольких консолидированных массивов и резких поворотов огибающих их мобильных поясов, к которым, как правило, приурочены рудные узлы (Князев, 1957, 1967а, 1968а).

Рудоконтролирующее значение стыков областей разной мобильности уже подчеркивал В.И. Смирнов (1954). Он указывал, что рудные пояса, протягивающиеся вдоль границ "... областей различной геологической мобильности обладают значительно бо́льшим протяжением, чем пояса, вытянутые вдоль отдельных разрывов в пределах складчатых зон". Стыки областей различной мобильности зачастую контролируют также и распределение рудоносных интрузивов, внедряющихся вдоль протяженных ослабленных зон и крупных разрывных нарушений. В.И. Смирнов справедливо указывал на то, что более или менее четкое поясное распределение рудоносных интрузий и месторождений проявляется при длительной устойчивости границ областей, которые отличаются различной подвижностью нередко в течение целых периодов. Он подчеркивал, что рудогенерирующие интрузивы и месторождения чаще всего приурочены к границам массивов, сложенных

"... древними породами, уплотненными при предшествующих тектонических деформациях, не участвующих в складчатости и обжимающихся окружающими их породами" (Смирнов, 1964).

Расшифровка блокового строения рудных провинций приобретает первостепенное значение для выявления закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения. Таким путем удается наметить сравнительно узкие перспективные районы. Необходимо особо подчеркнуть, что выявление блоковых структур – задача сложная и весьма трудоемкая. Блоковые и складчато-глыбовые структуры не легко выявляются даже в сравнительно хорошо обнаженных регионах, о чем свидетельствует то обстоятельство, что подобное строение некоторых длительное время изучающихся рудных областей СССР намечается лишь в самые последние годы. Рассмотрим основные особенности консолидированных массивов (блоков) и окружающих их мобильных поясов.

В молодых складчатых областях консолидированные и срединные массивы сложены, как правило, более древними породами, чем окружающие их мобильные пояса. Представляя собой выступы древнего консолидированного основания складчатых областей, они служили своего рода "жесткими" упорами, о которые сжимались в складки более молодые напластования. Границы массивов часто совпадают с протяженными и крупноамплитудными разломами, подвижки по которым происходили неоднократно. Многие из этих разломов являлись долгоживущими и служили стратиграфическими "барьерами", границами структурно-фациальных зон. Нередко консолидированные и срединные массивы длительное время были приподнятыми над окружающими мобильными поясами (Восточное Забайкалье, Северо-Восток СССР, Западная Европа). Некоторые срединные массивы в конечные этапы развития складчатых областей, напротив, испытывали нисходящее движение (Паннонский, Трансильванский, Иссык-Кульский и др.). К мобильным поясам, обрамляющим консолидированные и срединные массивы, приурочены цепочки наиболее молодых (часто рудогенерирующих) интрузивов и протяженные дайковые пояса (Восточное Забайкалье). В мобильных поясах и отчасти на окраинах срединных и консолидированных массивов в больших масштабах проявлялась эффузивная деятельность (периферия Паннонского срединного массива, окраины многих консолидированных массивов в Восточном Забайкалье).

В докембрийских щитах консолидированные массивы и примыкающие к ним мобильные пояса удалось выявить лишь в последние годы, когда накопленные геологические и геофизические данные позволили расшифровать в общих чертах складчато-глыбовые структуры.

В.Г. Бондарчук (1946, 1947, 1959) неоднократно подчеркивал важную роль глыбовых дислокаций в формировании Украинского щита. Срединные массивы впервые показаны на геолого-тектонической карте щита Н.П. Семененко (1964). И.И. Чебаненко (1966) наметил основные разломы в Украинском щите. Складчато-глыбовое строение Украинского щита особенно отчетливо видно на составленных В.А.Рябенко (1967а, б; 1968), К.Ф. Тяпкиным и др. (1966а, б; 1967) тектонических картах, а также на структурно-формационной карте (Князев и др., 1968). Складчато-глыбовое строение Алданского щита освещено в работах Т.В. Билибиной (1966) и др.

Консолидированным массивам в Украинском щите (Князев и др., 1968) соответствуют угловатые и овальные выступы (блоки) гранито-гнейсового основания архейско-нижнепротерозойского возраста, интерпретируемые некоторыми исследователями (Каляев, 1965) как купольные структуры. Большинство из них ограничено региональными разрывными нарушениями, часть из которых сопровождается специфической приразломной складчатостью. Консолидированные массивы испытали крупноамплитудные дифференциальные вертикальные перемещения и резко отличаются глубиной эрозионного среза (по Тяпкину, 1967 – до нескольких километров). Из-за этого ориентировка складчатых структур даже в соседних массивах (блоках) оказывается часто резко различной. К межглыбовым пространствам приурочены цепочки интрузивов метабазитов и метаультрабазитов архейского и протерозойского возраста. Здесь же преимущественно распространены метаморфизованные и сложнодислоцированные осадочно-вулканогенные образования. К окраинам массивов тяготеют наиболее молодые (средне- и верхнепротерозойские) интрузивы гранитов, апогранитов и щелочных пород, а также дайкообразные тела базитов и ультрабазитов. Все это свидетельствует о том, что промежуточные области между консолидированными массивами в архее и протерозое послужили местом сосредоточения интрузивной и эффузивной деятельности, осадконакопления. Здесь же происходила разрядка тектонических напряжений, выразившаяся в глубоких расколах фундамента и

Библиотека

формировании региональных разрывных нарушений, сопровождающихся своеобразной приразломной линейной складчатостью в зонах шириной от нескольких до 10-20 км. Это дает достаточно оснований отождествлять межглыбовые зоны в щитах с мобильными поясами, окаймляющими консолидированные массивы в молодых складчатых областях. Перечисленные особенности консолидированных массивов и мобильных поясов могут служить критериями при их оконтуривании в условиях докембрийских щитов.

Очевидно, для уточнения границ блоков и консолидированных массивов в рудных провинциях и районах необходимы специальные исследования. Нужно проводить разносторонний анализ геологического строения исследуемых территорий с использованием стратиграфических, тектонических и иных критериев. Контуры консолидированных массивов нередко удается наметить в общих чертах, исходя из особенностей пространственного размещения интрузивных, эффузивных и дайковых пород, образование которых происходило в период глыбовых дислокаций. Большую помощь в этом отношении может оказать дешифрирование аэрофотоснимков.

В слабообнаженных районах оконтуривание блоков облегчается при сочетании геологических и геофизических методов исследования, а в закрытых районах значение геофизических методов еще больше возрастает (гравика, магнитометрия, сейсмика, электрометрия, аэромагнитная съемка). Геофизические методы нередко оказываются эффективнее и при прослеживании границ блоков в условиях сравнительно хорошо обнаженных районов, но отличающихся относительно однообразным геологическим строением (широкие поля интрузивных пород, магматитов, гнейсов).

Поскольку рудная минерализация контролируется межглыбовыми мобильными поясами, ценную информацию для оконтуривания консолидированных массивов можно получить на основании металлометрической и шлиховой съемок, особенно в районах, обеспеченных только мелкомасштабными геологическими картами.

Совокупность всех материалов, вместе с фактическими данными о размещении известных месторождений и рудопроявлений, обеспечивает возможность более или менее обоснованного оконтуривания замкнутых рудных поясов или их отдельных интервалов. Естественно, что сбор, обобщение и анализ таких разносторонних данных, необходимых для выявления замкнутых рудных поясов, связаны с большими затратами средств и времени, но они неизбежны и окупятся.

Глава II. ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Закономерности пространственного размещения оруденения в Восточном Забайкалье уже давно привлекают к себе внимание исследователей. Опубликованная более ста лет назад работа А.Д. Озерского "Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья" (1867) содержит много интересных сведений о геологии и металлогении рассматриваемой территории. Анализируя факторы, контролирующие оруденение, Озерский уже в то время указал на генетическую связь серебро-свинцово-цинковых месторождений с дайками порфиров. Он впервые отметил ведущую роль в локализации оруденения состава вмещающих пород, подчеркнув, что большинство месторождений приурочено к древним карбонатным отложениям. Первостепенное рудоконтролирующее значение придавалось разрывным нарушениям регионального и более мелкого порядка. Эти положения А.Д.Озерского сохранили свое значение до наших дней.

В первые послереволюционные десятилетия существенный вклад в познание условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в Восточном Забайкалье внесли С.С. Смирнов, В.М. Крейтер, О.Д. Левицкий, Ю.А. Билибин, Е.А.Радкевич, Г.С. Лабазин, С.И. Талдыкин, Г.Л. Падалка. С.С. Смирнову принадлежит основная заслуга в разработке общей схемы металлогении региона, начатой им еще в 1932 г. и получившей законченную трактовку в монографии "Очерк металлогении Восточного Забайкалья" (1944), являющейся до сих пор настольной книгой геологов-металлогенистов. В ней сформулированы основные положения о региональной рудной зональности и дана сжатая, но всеобъемлющая характеристика металлогении рассматриваемого региона. С.С. Смирнов подчеркивал, что преобладающая масса эндогенных месторождений Восточного Забайкалья образовалась в один этап – в верхнекиммерийскую эпоху. Ведущее рудоконтролирующее значение он придавал разрывным нарушениям – как региональным, так и локальным.

Последующими металлогеническими исследованиями подтверждены выводы С.С. Смирнова и детализированы его металлогенические построения. В частности, выделены многочисленные металлогенические зоны линейного типа, контролируемые крупными разрывными нарушениями северо-восточного и отчасти северо-западного направления.

Вместе с тем региональные закономерности размещения оруденения многие исследователи анализировали без учета ведущей роли глыбовых дислокаций в киммерийский тектогенез, когда образовалось подавляющее большинство месторождений, и поэтому они остались недостаточно расшифрованными. Подмечено, что на размещение мезозойского эндогенного оруденения решающее влияние оказали консолидированные массивы и окаймляющие их юрские мобильные зоны, предопределившие появление замкнутых рудных поясов (Князев, 1957, 1960, 1962б, 1965, 1967б, 1968д).

В последние десятилетия многие районы Восточного Забайкалья охвачены геологосъемочными, стратиграфическими, региональными геофизическими, металлогеническими и иными тематическими исследованиями. В ходе геологических съемок и тематических исследований, выполнявшихся Читинским ГУ, ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ и другими учреждениями, собрано много новых данных о геологическом строении междуречья Шилка-Аргунь, левобережья Шилки, а также Агинского массива и сопредельных с ним районов. Существенно обновлены и пополнены сведения по стратиграфии докембрия, палеозоя и мезозоя, повысилась степень изученности интрузивных образований, расшифрованы некоторые важные детали тектонического строения рассматриваемой территории.

На современном этапе изучения геологии Восточного Забайкалья, пожалуй, более, чем когда-либо назрели необходимость и возможность оценить справедливость высказанных ранее положений о геотектоническом режиме в киммерийском цикле - главной эпохе эндогенного рудообразования. Коль скоро преобладающая масса эндогенных месторождений этого региона образовалась в конце юрского периода, расшифровка отличительных особенностей геотектонического режима, при котором протекало рудообразование, может иметь важное прикладное значение.

В течение многих лет параллельно развивались три основные концепции, по-разному интерпретирующие фактические данные об исто-

рии геологического развития рассматриваемого региона в юрском периоде: согласно первой, юрский этап считается типично геосинклинальным; в основу второй положено признание юрской "остаточной" геосинклинали или парагеосинклинали, а третья отрицает геосинклинальное развитие региона в юрском периоде и признает ведущее значение складчато-глыбовых дислокаций.

Первая и третья концепции были выдвинуты почти одновременно во второй половине 30-х годов текущего столетия и обоснованы в работах М.М. Тетяева (1927а, б), С.А. Музылева (1932), Ю.М. Шейнманна (1933), с одной стороны, и В.А. Обручева (1928, 1938) - с другой. В дальнейшем наиболее полно была развита первая концепция (Шейнманн, 1937; Валицкая, 1940; Смирнов, 1944; Билибин, 1953; Падалка, 1953), получившая к началу 50-х годов широкое признание. Следует отметить, что монопольное положение эта концепция получила без компрометирующей критики третьей концепции. Полемика В.А. Обручева и М.М. Тетяева в 20-30-х годах проводилась, как известно, в несколько ином аспекте и закончилась не в пользу М.М. Тетяева, хотя его вывод о крупнейших надвиговых структурах в регионе может восторжествовать.

Вторая концепция, выдвинутая в конце 40-х - начале 50-х годов текущего столетия, при всех ее нюансах в интерпретации различных исследователей (Флоренсов, 1948; Павловский, 1951; Якжин, 1955; Козеренко, 1956) сводится к признанию остаточного ("вырождающегося") развития юрской геосинклинали. При этом в качестве главного тезиса выдвигается принцип унаследованного заложения геосинклинальных прогибов перми, триаса и юры (при сохранении северо-восточной ориентировки палеозойских геосинклинальных прогибов) с сокращением территорий, охваченных морскими трансгрессиями. Отсюда и вытекает признание юрской геосинклинали "остаточной", т.е. развивавшейся, после сокращения палеозойской геосинклинали, путем сужения мобильной территории, с тенденцией к распаду некогда единого прогиба на разобщенные геосинклинальные "овалы". Крупные перерывы в морском покрытии в среднем - верхнем карбоне и нижнем - среднем триасе, когда на территории всего региона преобладал континентальный режим, считаются несущественными эпизодами в развитии геосинклинали.

В противовес первой и второй концепциям, другие исследователи отстаивают положение о замыкании палеозойской геосинклинали в зак-

лючительный этап герцинского тектогенеза,а также усматривают коренные качественные изменения в последующих геологических процессах,отрицая их геосинклинальную природу.Предполагается,что замыканию палеозойской геосинклинали способствовали проявления в заключительный этап развития интенсивного складкообразования,внедрение крупных массивов гранитоидов(приведшее к консолидации земной коры)и,наконец,эпейрогеническое поднятие всей складчатой области вплоть до полного прекращения морского осадконакопления и установления континентальных условий на длительный отрезок времени (средний - верхний карбон). Признается, что консолидация фундамента предопределила наложенное, а не унаследованное, развитие пермских и верхнетриасовых впадин, формировавшихся в различном плане, с полной ликвидацией морского покрытия в нижнем - среднем триасе. Последующий, юрский, период понимается как естественно-историческое продолжение резко обострившегося процесса формирования наложенных впадин (на фоне аркогенического поднятия и коробления земной коры) с преобладанием глыбовых дислокаций в фундаменте и складчато-глыбовых в перекрывающих толщах. При этом интенсивные киммерийские складчато-глыбовые дислокации распространяются на широкие территории Восточного, Центрального и Западного Забайкалья, а также сопредельных регионов, имевшие различный во возрасту фундамент и неодинаковый палеогеографический режим в палеозое, раннем мезозое и юре, а не локализуются в пределах каких-либо "остаточных" линейных или овальных геосинклинальных прогибов.

Основные положения третьей концепции были сформулированы В.А. Обручевым (1938), Г.И. Князевым (1957) и М.С. Нагибиной (1963).

Проанализируем геологическое строение Восточного Забайкалья, акцентируя внимание на его особенности.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Стратиграфический разрез рассматриваемого региона включает следующие основные комплексы пород (снизу):

Протерозой. Даурская серия.

Уровская свита - кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы мощностью более 1000 м; нижний - верхний протерозой.

Бамбуинская свита – кварцево-серицитовые, серицитовые, серицито-хлоритовые сланцы, кварциты мощностью до 500 м. Верхний протерозой. Перерыв.

Нортуйская свита – мраморы, серицито-хлоритовые и карбонатные сланцы мощностью около 900 м. Верхний протерозой. Перерыв.

Быркинская свита – серицито-хлоритовые, слюдистые, углисто-графитовые, зеленокаменные сланцы, амфиболиты, порфироиды, порфиритоиды, конгломераты мощностью до 2000 м. Верхний протерозой. Крупный перерыв, складчатость, интрузии гранитов.

Урулюнгуевская свита – кварцево-серицитовые очковые сланцы, метаморфизованные песчаники, гравелиты, конгломераты мощностью до 1300 м. Верхний протерозой. Перерыв.

Синий – кембрий. Б ы с т р и н с к а я с е р и я.

Кадаинская свита – доломиты, известковистые доломиты, редко известняки, прослои метаморфизованных глинистых сланцев мощностью до 1700 м. Синий. Перерыв.

Услонская свита – мергелистые, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты мощностью 200–300 м. Нижний кембрий (?). Перерыв.

Георгиевская свита – доломиты, известняки, доломитовые известняки, прослои метаморфизованных углисто-глинистых алевритовых сланцев мощностью до 2000 м. Верхняя половина алданского – нижняя половина ленского ярусов.

Алтачинская свита – метаморфизованные глинистые, алевритовые сланцы, песчаники, туфопесчаники, прослои известняков, доломитов мощностью более 1700 м. Нижний – средний (?) кембрий. Крупный перерыв, складчатость, интрузии гранитоидов.

Силур. Н и ж н и й с и л у р (венлок) – глинистые сланцы, песчаники, туфы, конгломераты мощностью более 50 м. Перерыв (?).

Н и ж н и й с и л у р (?) (могойтуйская, агинская, ундургинская свиты) – песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, порфиритоиды, порфироиды мощностью более 2000 м. Перерыв (?).

Девон. К о б л е н ц с к и й я р у с (благодатская свита) – аргиллиты, кремнистые сланцы, известняки мощностью более 500 м.

Э й ф е л ь с к и й – ж и в е т с к и й я р у с ы (ильдиканская свита) – аргиллиты, известняки, песчаники мощностью до 400 м.

Ф р а н с к и й – ф а м е н с к и й я р у с ы (яковлевская свита) –

песчаники, алевролиты, известняки и кремнистые сланцы мощностью до 800 м.

Нижний карбон. Турнейский ярус - песчаники, алевролиты, гравелиты, глинистые сланцы, известняки мощностью до 2700 м.

Визейский ярус - известняки с прослоями песчаников, алевролитов и глинистых сланцев мощностью 1250 м. Крупный перерыв, складчатость, интрузии гранитоидного и иного состава.

Пермь. Нижний отдел.

Чиронская (кундойская) свита - конгломераты, глинистые сланцы, песчаники мощностью до 900 м.

Унгадыйская (харанорская) свита - песчаники, алевролиты, гравелиты мощностью до 600 м.

Верхний отдел.

Белетуйская свита - песчаники, конгломераты мощностью до 1000 м.

Борзинская свита - песчаники, прослои алевролитов, гравелитов, конгломератов мощностью до 850 м. Крупный перерыв, складчатость (?).

Верхний триас. Карнийский ярус - гранитные конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы мощностью до 2000 м.

Норийский ярус - песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты мощностью до 1000 м. Перерыв, складчатость.

Юра. Лейас - аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, конгломераты мощностью до 2000 м.

Доггер - песчаники, конгломераты, аргиллиты мощностью до 1500 м. Перерыв, складчатость, интрузии.

Мальм - конгломераты, порфириты, порфиры, туфы, песчаники мощностью до 2500 м. Перерыв, складчатость, интрузии преимущественно гранитоидного состава.

Нижний мел (и верхняя юра). Лузитан - валанжин - песчаники, аргиллиты, конгломератобрекчии, пласты углей. Мощность до 1000 м.

Готерив - баррем - алевролиты, песчаники, порфиры и их туфы, пласты углей. Мощность до 1000 м. Перерыв, складчатость.

Палеоген-неоген. Базальты, андезиты, липариты, галечник, пески мощностью до 500 м.

Антропоген. Аллювиальные, делювиальные песчано-галечные отложения мощностью до 50 м.

В геологическом очерке первоначально приводится сжатая характеристика стратифицированных толщ и особенностей их структур, после чего рассматриваются интрузивные образования и интерпретируется геотектонический режим развития региона по основным этапам.

Протерозой - нижний палеозой

В пределах Восточного Забайкалья нижний палеозой и докембрий выделяются во многих районах, но подтвержденный фауной нижний кембрий, на базе которого возможно однозначное решение вопроса о наличии докембрия, пока известен лишь на юго-востоке Забайкалья.

Находка нижнекембрийских археоциат М.В. Бесовой (1932) в Газимурозаводском районе имела решающее значение для обоснования возраста древнейших отложений Восточного Забайкалья. Эта находка служила единственным "репером" в стратиграфических построениях по докембрию и нижнему палеозою в работах В.А. Мелиоранского (1934), В.А. Обручева (1935), Д.С. Соколова (1940), Е.В. Павловского, И.В. Лучицкого (1940), И.И. Катушенка, М.С. Нагибиной (1945) и многих других исследователей.

Широкое распространение нижнего палеозоя в юго-восточной части Забайкалья было признано сразу же после находки археоциат М.В. Бесовой. Иначе обстоит вопрос с докембрием.

После В.А. Обручева, А.П. Герасимова и А.Э. Гедройца (1899), впервые указавших на преобладание докембрийских отложений в составе древнейших толщ Восточного Забайкалья, лишь В.А. Мелиоранский (1934) и А.Н. Чураков (1940) допускали возможность весьма широкого распространения докембрия в этом регионе. В.А. Мелиоранский считал докембрийским весь нижний терригенный этаж толщи так называемого немого палеозоя Приаргунья, а к кембрию относил только верхнюю, известняково-доломитовую, ее часть. Этот вывод был принят В.А. Обручевым (1935) в сводной работе по геологии Сибири. А.Н.Чураков относил к докембрию обширные выходы метаморфизованных песчано-сланцевых отложений и эффузивов в бассейне Онона, которые многие исследователи считают теперь среднепалеозой-

скими и даже пермо-триасовыми. Мнение Чуракова в последнее десятилетие разделяли только Б.В. Тимофеев (1958) и Г.И. Князев (1962а; 1967а, б).

В 1956-1962 гг. изучение стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских отложений проводилось под руководством автора (Князев, 1962) и продолжалось в последующие годы М.И. Стецюком и др.

В результате изучения большого числа опорных разрезов и благодаря новым находкам нижнекембрийской и нижнесилурийской фауны представления о стратиграфическом положении и о возрасте древнейших толщ существенно уточнены, а в ряде районов претерпели серьезные изменения. Предложенное нами стратиграфическое деление докембрия и нижнего палеозоя отражено в приведенном сводном стратиграфическом разрезе Восточного Забайкалья. Следует отметить, что некоторые положения предложенного стратиграфического деления нижнего палеозоя и докембрия оспариваются рядом исследователей.

Стратиграфические разрезы нижнего палеозоя и протерозоя имеют различное строение и неодинаковую полноту. В южных районах Приаргунья, к югу от широты 50°30′, прослеживаются наиболее полные разрезы докембрия, но незначительно развиты нижнепалеозойские отложения. Здесь пока еще не выявлены возрастные аналоги георгиевской свиты быстринской серии, нет отложений алтачинской свиты и нижнего силура. Центральные районы Приаргунья (между параллелями 50°30′ и 52°), напротив, характеризуются более полными разрезами нижнего палеозоя, включающими отложения всех свит быстринской серии, алтачинской свиты и нижнего силура (венлока). Север Приаргунья, от широты 52° до стрелки рек Шилки и Аргуни, отличается широким развитием отложений быстринской серии, при подчиненном распространении докембрия и отложений алтачинской свиты. Положение морских бассейнов и геоантиклинальных поднятий в верхнем протерозое - среднем палеозое показано на схемах (рис. 9, 10).

Наиболее полные разрезы даурской серии установлены на востоке Быркинского района (в секторе с. Талман-Борзя - совхоз Пограничник - с. Новоцурухайтуй), на юго-востоке Нерчинскозаводского района (в секторе сел Нерчинский Завод - Горбуновка - Олочи) и в смежной части Газимурозаводского и Нерчинскозаводского районов (верховья р. Урова). В перечисленных районах есть отложения всех свит даурской серии (уровская, бамбуинская, нортуйская и быркинская свиты).

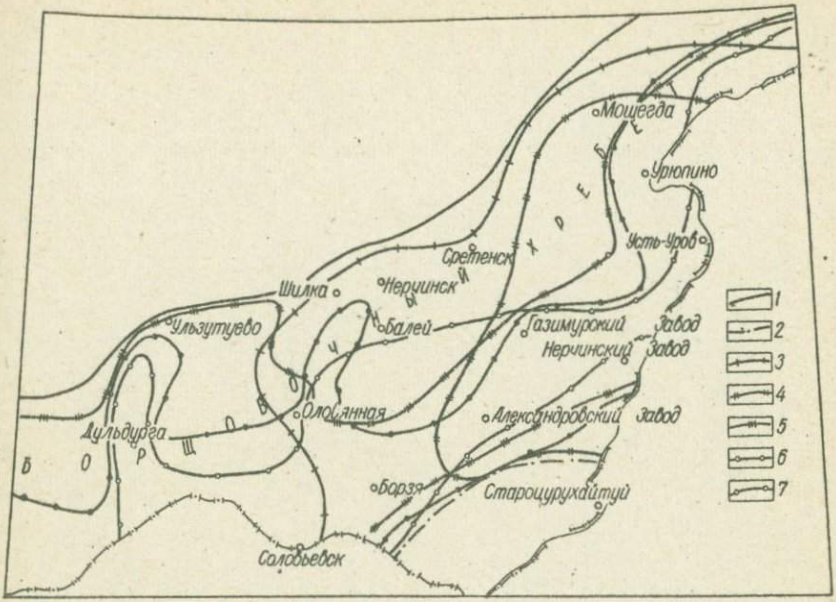


Рис.9. Ориентировочное положение границ морских трансгрессий в протерозое, нижнем и среднем палеозое в Восточном Забайкалье. ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. Северные границы распространения отложений: 1-быркинской свиты даурской серии; 2-урулюнгуевской свиты; 3 - кадаинской свиты быстринской серии. Нижний палеозой. Границы распространения: 4-нижнекембрийских отложений условской и георгиевской свит быстринской серии и алтачинской свиты; 5-венлокских и условно силурийских отложений. СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ. Границы распространения: 6-девонских отложений; 7-нижнекарбоновых отложений.

В составе уровской свиты повсеместно доминируют кристаллические парасланцы и гнейсы (биотитовые, двуслюдяные, силлиманитовые с кордиеритом, гранат-силлиманитовые и др.) Максимальная мощность свиты до 1000 м (окрестности с. Новоцурухайтуя, юг Приаргунья).

Бамбуинская свита на юго-востоке Газимурозаводского района представлена преимущественно кварцитами (кварцито-гнейсами) и в меньшей мере кварцево-мусковитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами. В Нерчинскозаводском и Быркинском районах в составе

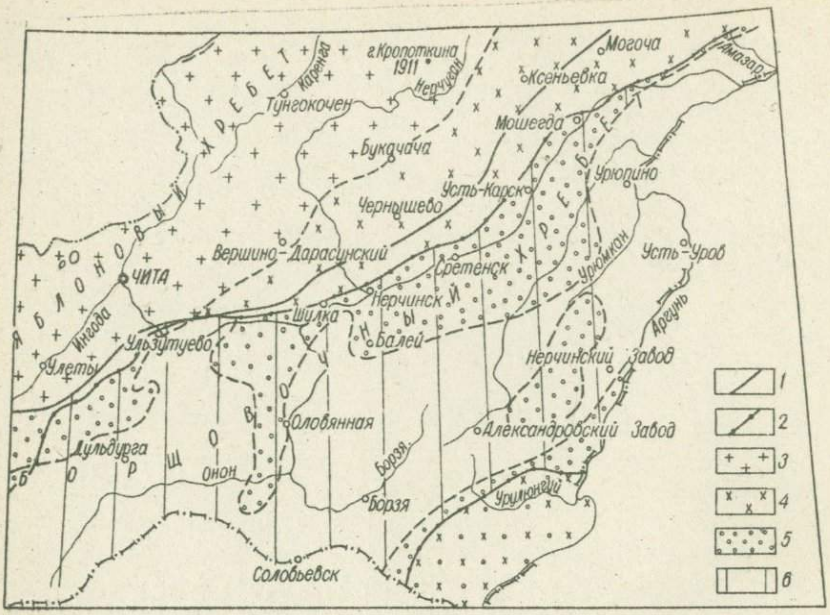


Рис. 10. Тектоническая схема Восточного Забайкалья (докембрий – средний палеозой).

1–северо-западная граница верхнепротерозойской геосинклинальной области; 2–северо-западная и юго-восточная границы нижне- и среднепалеозойской геосинклинальной области; 3–области раннекаледонской консолидации; 4–среднепалеозойские краевые и внутригеосинклинальные поднятия; 5–предкарбоновые геоантиклинальные поднятия; 6–палеозойская геосинклиналь.

свиты преобладают кварцево-мусковитовые и кварцево-серицитовые сланцы. Кварциты здесь меньше распространены (в виде пачек мощностью до первых десятков метров). Максимальная ориентировочная мощность свиты 700–800 м (окрестности с. Новоцурухайтуя, юг Приаргунья).

Нортуйская свита на юге Приаргунья сложена большей частью мраморами (преимущественно кальцитовыми). В Нерчинскозаводском и Газимурозаводском районах в составе свиты, наряду с мраморами, имеются пачки серицито-хлоритовых сланцев. Максимальная мощность свиты 500–800 м (окрестности с. Талман-Борзя, юг Приаргунья).

Между отложениями нортуйской и бамбуинской свит на севере Приаргунья установлено стратиграфическое несогласие.

В составе быркинской свиты всюду преобладают серицито-хлоритовые микросланцы. В Быркинском и Нерчинскозаводском районах среди отложений свиты обильно проявляются порфироиды, порфиритоиды, амфиболиты и зеленокаменные сланцы, соответствующие метаморфизованным субвулканическим интрузивам, эффузивам и туфам. В этих же районах в составе свиты есть прослои внутриформационных и базальных конгломератов, вероятно, соответствующих перерывам как перед накоплением, так и в процессе накопления отложений свиты. В ряде мест отмечены маломощные прослои мраморов. Максимальная мощность свиты до 2000 м (окрестности с. Талман-Борзя, юг Приаргунья). С отложениями быркинской свиты сходны кулиндинская и особенно ононская свиты Агинского массива.

Отложения урулюнгуевской свиты распространены только на юге Приаргунья. Именно вследствие наличия этой свиты, представленной преимущественно грубообломочными отложениями (грубозернистые песчаники, гравелито-брекчии, конгломераты, превращенные, как правило, в очковые кварцево-серицитовые сланцы), в Борзинском районе отчетливо выявляется крупное стратиграфическое несогласие на границе протерозоя и палеозоя (в окрестностях быв. с. Дырбылкей, с. Надаровского). Урулюнгуевская свита залегает на различных горизонтах подстилающего ее протерозойского комплекса пород, испытавшего складчатость перед накоплением отложений урулюнгуевской свиты. Максимальная мощность свиты - до 1000-1300 м (окрестности быв. с. Дырбылкей, юг Приаргунья).

Отложения быстринской серии, представленные преимущественно карбонатными породами, являются одним из наиболее распространенных комплексов пород юго-восточного Забайкалья. На их долю приходится свыше половины всей площади палеозойских стратифицированных толщ междуречья Шилка - Аргунь. Особенно широко развиты мощные пачки доломитов кадаинской свиты, отвечающие началу синийской - раннепалеозойской морской трансгрессии. Полоса крупных, но изолированных выходов отложений этой свиты протягивается вдоль всего левобережья р. Аргуни, начиная от ее истоков до устья. Северо-западнее р. Шилки, в верховьях Амура и к западу от меридиана г.Борзи синийско-кембрийские отложения развиты ограниченно или их совсем нет. Максимальные мощности кадаинской свиты до 1700 м.

Нижний кембрий, включающий сравнительно маломощную (200–300 м) терригенную условскую свиту и доломито-известняковую георгиевскую свиту до 2100 м в Нерчинскозаводском районе, распространен значительно меньше, чем подстилающая их кадаинская свита.

Фаунистически охарактеризованный нижний кембрий пока известен только в Нерчинскозаводском и Газимурозаводском районах. В северо-восточной части междуречья Шилка – Аргунь наличие нижнего кембрия вполне возможно, но в южных районах Приаргунья, к югу от пос. Клички, отложений, соответствующих по возрасту георгиевской свите, скорее всего нет (Князев, 1962а).

Контуры распространения отложений алтачинской свиты охватывают северо-восток и центральную часть Приаргунья до широты с. Быркы. В южных районах Приаргунья наличие их маловероятно. Максимальная сохранившаяся мощность алтачинской свиты в Нерчинскозаводском и Газимурозаводском районах достигает 1500–1700 м. Алтачинской свитой завершается разрез кембрия юго-востока Забайкалья.

Отложения ордовика на территории всего Восточного Забайкалья и смежных с ним регионов (Центральное Забайкалье, Восточная Монголия, западная окраина Б.Хингана) достоверно не установлены. Ордовику, вероятнее всего, соответствуют главные фазы каледонской складчатости и континентальный режим.

Выявленные сравнительно недавно в окрестностях с. Благодатского в Нерчинскозаводском районе маломощные отложения венлокского яруса, залегающие со стратиграфическим несогласием на отложениях быстринской серии, отвечают, по-видимому, кратковременной и локальной морской трансгрессии, так как эти отложения распространены весьма ограниченно, а в верхнем силуре на территории Восточного Забайкалья вновь преобладали континентальные условия.

В синийско-кембрийских и верхнепротерозойских отложениях сосредоточено большинство полиметаллических месторождений Приаргунского полиметаллического пояса. На основании корреляции рудовмещающих толщ по всем основным рудным районам (Князев, 1962а, 1967а; Князев и др., 1967а) выяснено, что полиметаллическое оруденение тяготеет к нескольким интервалам разреза сланцево-карбонатных толщ, занимающих такое стратиграфическое положение (снизу):

1) верхи быркинской свиты (верхний протерозой);

2) основание быстринской серии (синий);
3) средняя часть кадаинской свиты (синий);
4) основание алтачинской свиты (нижний кембрий);
5) нижняя половина алтачинской свиты (нижний кембрий).

Средний палеозой

Первые упоминания о находках среднепалеозойских фаунистических остатков (карбон, силур) в Восточном Забайкалье относятся еще к середине прошлого столетия (Эйхвальд, 1846; Шмидт, 1859; Озерский, 1867). В настоящее время среднепалеозойские отложения установлены во многих районах Восточного Забайкалья. Среди них фаунистически подтверждены нижний, средний, верхний девон и нижний карбон. Верхнесилурийских отложений не установлено.

Выделенная в конце 40-х годов текущего столетия в Нерчинско-заводском районе верхнесилурийская благодатская свита по новым определениям более представительных коллекций фауны датирована кобленцом (Князев, 1962а). Не подтвердились также указания Е.В.Павловского, И.В. Лучицкого (1940) и других исследователей о наличии верхнего силура в Газимурозаводском районе (ильдиканская свита), включенного после повторных сборов и определений фауны в состав девона (Тихомиров, 1961).

Датируемые силуром ононская и кулиндинская свиты (Агинский массив) очень сходны с отложениями выделенной нами верхнепротерозойской быркинской свиты, широко развитыми в Приаргунье. В отложениях ононской свиты Б.В. Тимофеевым (1958) найдены остатки докембрийских спор. Это обстоятельство, а также другие мотивы (Князев, 1962б), указывают вероятнее всего на верхнепротерозойский возраст ононской и кулиндинской свит. Значительно больше оснований есть для предположения о наличии отложений нижнего силура в толщах, перекрывающих ононскую и кулиндинскую свиты. К ним можно отнести, например, мощные пачки песчано-сланцевых отложений, включаемых в состав агинской, могойтуйской, ундургинской свит. Вообще же в стратиграфии немых толщ Агинского массива остается еще много неясного.

Девонские отложения наиболее полно представлены и фаунистически охарактеризованы в Газимурозаводском районе. В основании девонского разреза, по И.Н. Тихомирову (1961), в этом районе залегают карбонатные отложения кобленца (тайнинская свита) мощностью

около 200 м. Они перекрываются согласно эйфельско-живетской толщей массивных зеленовато-серых и пепельно-серых аргиллитов с прослоями известняков (ильдиканская свита) общей мощностью 410 м. Разрез венчается толщей аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, известняков мощностью 790 м, относимых к франскому ярусу (яковлевская свита). На них согласно залегают отложения нижнего карбона.

В других районах Восточного Забайкалья разрезы девонских отложений менее полны. В Нерчинскозаводском районе, в окрестностях с. Благодатки, они включают лишь отложения кобленца и представлены пестрыми аргиллитами с прослоями известняков общей мощностью свыше 500 м. Здесь они подстилаются отложениями венлока (Князев, 1962а). В бассейне нижнего течения Урова А.А. Смирнов (1941) выделил среднедевонские известняки, сланцы и конгломераты мощностью более 100 м.

На территории Агинского массива в составе девона наряду с карбонатными и песчано-сланцевыми отложениями довольно широко развиты эффузивные образования спилито-кератофировой формации (окрестности с. Усть-Борзя).

Среди нижнекарбоновых отложений в большинстве районов преобладают песчаники и алевролито-сланцевые отложения. Лишь в Газимурозаводском районе, где сохранился наиболее полный разрез нижнего карбона (турне, визе), широко развиты известняки. Общая мощность нижнекарбоновых отложений достигает 4000 м. На севере Приаргунья в составе нижнего карбона установлены пепловые туфы.

Структуры докембрия и нижнего-среднего палеозоя

П р о т е р о з о й

В пределах сравнительно обширных выходов протерозоя в Восточном Забайкалье установлены широтные, северо-восточные, северо-западные и меридиональные складки (рис. II). Близширотные и северо-западные простирания характерны для большинства выходов протерозоя на северо-востоке Яблонского хребта (бассейн р. Каренги, верховья р. Читинки); аналогичные направления древних складок, по данным С.П. Смеловского (1965), преобладают и в более северных районах Читинской области. Северо-восточные простирания свойственны протерозойским образованиям юго-востока Борщовочного хребта

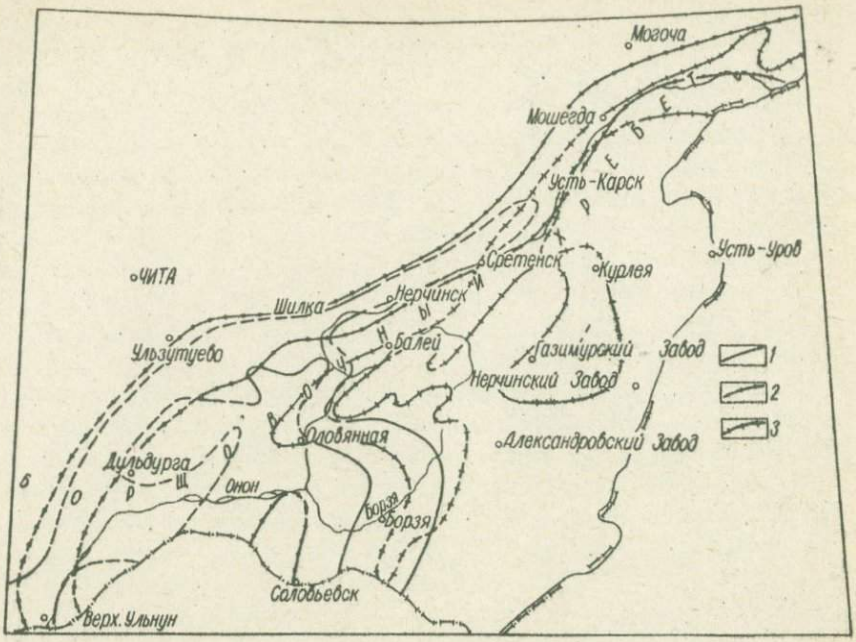


Рис. II. Положение главнейших складчатых структур (докембрий – средний палеозой).

I–антиклинали; II–синклинали; I–протерозойские; 2–каледонские; 3–варисские.

(южнее г. Читы), в бассейне р. Каренги, на юге Приаргунья в окрестностях пос. Приаргунска (Новоцурухайтуй) и совхоза "Пограничник"; близмеридиональные – в бассейне рек Читинки и Кручины, в верховьях Урулюнгуя (бассейн пади Дырбылкей). В центральных районах Приаргунья протерозойские отложения смяты в складки северо-восточного, близмеридионального (окрестности с. Нерчинского Завода) и северо-западного (верховья Урова) направлений. На северо-востоке междуречья Шилка – Аргунь, к северу от широты 52°, преобладают северо-восточные и меридиональные простирания протерозойских толщ. Докембрийские отложения северо-востока Борщовочного хребта собраны в складки преимущественно северо-восточного, реже близширотного и меридионального простираний. На территории Агинского массива толщи, относимые нами к протерозою (кулиндинская и

ононская свиты), смяты в складки северо-восточного (бассейн нижнего течения р. Аги) и северо-западного простираний (окрестности ст. Оловянная).

Складчатые структуры протерозоя в большинстве районов Восточного Забайкалья имеют исключительно сложное строение. В связи с этим элементы залегания пород резко изменяются на коротких расстояниях; оси складок нередко обнаруживают крутые склонения, вплоть до вертикального положения (окрестности пос. Клички, совхоз "Пограничник" В южных районах Приаргунья осевые поверхности многих складок опрокинуты на юг и юго-восток (северо-восток и восток Приаргунского района). Опрокинутые на юго-восток складки установлены также на территории Агинского массива.

Сильнейший динамометаморфизм претерпели более или менее пластичные сланцы быркинской (ононской) свиты с образованием плойчатых, гофрированных и будинированных структур (Приаргунский, Оловяннинский, Агинский районы).

Протерозойские складчатые сооружения, по-видимому, подверглись значительной перестройке в палеозое и, как справедливо отметил Ю.П. Деньгин (1960), "... сохранились лишь в сильно переработанном виде".

С и н и й - к е м б р и й

На долю синийско-кембрийских отложений в междуречье Шилка - Аргунь приходится свыше половины общей площади распространения стратифицированных толщ фундамента мезозоя. Они всюду сложно дислоцированы, но складчатость их, в сравнении с протерозойским комплексом пород, менее напряженная. Выходы отложений алтачинской свиты, занимающей в разрезе кембрия Приаргунья наиболее высокое положение, в сочетании с отложениями быстринской серии соответствуют большей частью ядрам синклинориевых структур. На крыльях синклинориев и антиклинориев обнажены породы быстринской серии и протерозойские образования.

Складчатые структуры рассматриваемых толщ имеют преимущественно северо-восточное простирание, с отклонениями до меридионального, северо-западного и широтного (см. рис. II). Преобладание северо-восточных простираний свойственно синийско-кембрийским отложениям в пределах наиболее значительных выходов в междуречье Газимур - Урюмкан, Уров - Аргунь, в бассейне нижнего течения Га-

зимура и Будюмкана. Близмеридиональные и северо-западные простирания синийско-кембрийских толщ отмечены в окрестностях сел Нерчинский Завод, Уровские Ключи, Култума, Б.Ильдикан, в бассейне пади Дырбылкей и проч. Складки широтного простирания выявлены в окрестностях с. Бырки и пос. Клички. Сравнительно резкие изменения простираний синийско-кембрийских отложений наблюдаются, как правило, в местах центроклинальных замыканий синклинориевых структур (окрестности сел Нерчинский Завод, Газимурский Завод, бассейн нижнего течения Газимура).

В синклинориевых структурах не участвуют верхнекембрийские и более молодые палеозойские отложения (ордовик). Это дает основание датировать самые древние складчатые дислокации синийско-кембрийских толщ средним-верхним кембрием, т.е. по возрасту эти дислокации отвечают салаиридам.

В процессе складчатости сланцевые и карбонатные толщи синия-кембрия, обладающие различной компетентностью, сминались в дисгармоничные складки со срывами на контактах пластичных сланцев и менее пластичных карбонатных пород. В связи с этим наблюдаемые контакты мощных пачек карбонатных пород и сланцев в большинстве случаев осложнены в той или иной мере разрывными нарушениями, синге-нетичными складчатости, и более поздними.

В каледонские структуры вовлечены протерозойские толщи, отделенные от синийско-кембрийских отложений крупным перерывом и тектоно-магматическим циклом, проявившимся до накопления отложений урулюнгуевской свиты (верхний протерозой), занимающей межформационное положение на границе протерозойских и синийско-кембрийских образований. Вероятно, из-за межформационного положения и грубокластического состава отложения урулюнгуевской свиты в процессе салаирской складчатости подверглись интенсивному развальцеванию и раздавливанию. Это привело к образованию эллипсоидальных кварцитовых галек в конгломератах, катакластических структур в песчаниках и появлению параллельной оптической ориентировки у кварца и серицита в кварцево-серицитовых сланцах, в цементе песчаников, гравелитов и конгломератов.

В некоторых районах Приаргунья синийско-кембрийские толщи наблюдались в опрокинутом залегании. Отмечена опрокинутость осевых поверхностей складок на юг (окрестности с. Бырки) и северо-запад (окрестности с. Нерчинский Завод). Там, где толщи синия -

кембрия и протерозоя опрокинуты, отмечены крупные надвиги. Опрокинутые складки и надвиги в древних толщах Восточного Забайкалья - явление обычное, но слабо изученное.

Наблюдаемые во многих местах сравнительно резкие изгибы осей каледонских складчатых структур (в окрестностях сел Нерчинский Завод, Георгиевское, Гагарск, Уровские Ключи, Зерен, Култума, Аркия, Кучугай) некоторые исследователи считают результатом проявлений дислокаций в последующий варисский тектогенез. Однако поворот шарниров складок к северу от широты с. Нерчинский Завод можно рассматривать как следствие обтекания последними выступов консолидированных толщ докембрия, хотя первичные изгибы шарниров складок возможны и вне связи с этим явлением.

Средний палеозой

По распространенности среднепалеозойские отложения в большинстве районов Восточного Забайкалья значительно уступают синийско-кембрийским и протерозойским. Исключение представляет лишь Агинский массив, в пределах которого силуро(?)-девонские и нижнекарбоновые отложения являются преобладающими в верхней части фундамента мезозоя.

Напластования среднего палеозоя повсеместно нарушены, но, как правило, менее интенсивно, чем подстилающие их более древние толщи. Различие в степени дислоцированности среднепалеозойских и более древних толщ улавливается даже при анализе мелкомасштабных карт. Оно выступает еще отчетливее на среднемасштабных и детальных картах и, в особенности, при непосредственном сопоставлении простираний пород этих комплексов в маршрутах вдоль границ их соприкосновения. Среднепалеозойским и, в частности, девонским отложениям свойственна линейная изоклинальная складчатость с более или менее выдержанными простираниями пластов на крыльях складок. Таковы, например, пликативные структуры девона в бассейне нижнего течения р. Борзи, на восточной окраине Агинского массива и в других районах. Но в целом в региональном плане простирания складчатых структур среднего палеозоя подвержены весьма резким изменениям (см. рис. II).

На юго-западе региона, в пределах Хапчерангинского рудного узла, девонские (?) пачки песчаников и алевролитовых сланцев собраны в широтные складки. Северо-восточные простирания характерны

для среднего палеозоя западной окраины Агинского массива (правобережье и левобережье Онона). На востоке Агинского массива, где среднепалеозойские образования особенно широко развиты, преобладают меридиональные простирания складок, местами отклоняющиеся к северо-востоку и реже - к северо-западу. Отмечено опрокидывание силуро (?) -девонских толщ на восток и запад (в окрестностях сел Усть-Борзя, Старый и Новый Чиндант), что обусловливает преобладание моноклинальных падений пластов на сравнительно обширных площадях. В центральной части Агинского массива простирание складок наиболее изменчиво: северо-восточное, северо-западное, близширотное и меридиональное, но преобладает, как и на востоке Агинского массива, северо-восточное.

Сравнительно резкие изгибы мощных пачек силуро-девонских отложений могут быть объяснены замыканиями крупных складок и ундуляциями их шарниров. Однако на восточной окраине Агинского массива резкие развороты среднепалеозойских толщ обнаруживают довольно отчетливую связь с выступами докембрия - они повторяют (обтекают) контуры последнего. Это хорошо видно в пределах междуречья Онон - Ага, в окрестностях ст. Оловянная, сел Усть-Борзя и Старый Чиндант. В этом районе простирания среднепалеозойских отложений изменяются от преобладающих меридиональных и северо-восточных на юге, через северо-западные вблизи ст. Оловянная, до северо-восточных в пределах Борщовочного хребта - в полном соответствии с изгибами угловатых выступов докембрия. Рассматриваемые структуры образуют в плане так называемую агинскую сигмоиду. Автором сигмоида объясняется как сочетание глыбовых структур докембрия и обволакивающего их среднепалеозойского "плаща". Очевидно, глыбовые дислокации играли важную роль в формировании структур уже в среднепалеозойский этап развития региона. И это вполне естественно, так как Агинский массив имеет на большей части территории протерозойский субстрат, реагировавший на палеозойские дислокации не только прогибанием, но и глубокими расколами (глыбовыми перемещениями).

Ю.П. Деньгин (1960) впервые высказал предположение о наличии в пределах Агинского массива в среднем палеозое жесткой массы типа срединного массива: "... мы считаем более уместным рассматривать Агинский структурный блок как срединный массив в варисских структурах Забайкалья, сложенный в своей основе нижнепалеозойскими

и докембрийскими (?) отложениями". Этим он объясняет приспособление складчатых структур нижнекаменноугольных и пермских толщ к ограничениям Агинского массива.

В пределах немногочисленных и сравнительно небольших выходов среднепалеозойских отложений междуречья Шилка - Аргунь доступны наблюдению большей частью лишь обрывки крупных складок в ксенолитах среди палеозойских гранитоидов и грабенах. Судить о преобладающих направлениях складчатых структур в подобных условиях, за редким исключением, не представляется возможным. В бассейне нижнего течения Урова, где оконтурены наиболее значительные в Приаргунье выходы девона, преобладающими являются близмеридиональные и северо-западные складки с падениями крыльев 35-40°. Нижнесилурийские и девонские отложения окрестностей с. Нерчинский Завод преимущественно широтного простирания; девонские отложения в окрестностях с. Газимурский Завод - северо-западного и широтного.

В междуречье Шилка - Аргунь среднепалеозойские дислокации, по-видимому, широко проявились в протерозойских и синийско-кембрийских напластованиях. К этому времени (средний-верхний карбон), вероятно, относится формирование крупнейших антиклинориевых структур, в пределах которых происходило становление варисских гранитных массивов, обнаженных в бассейнах Газимура, Урюмкана, Урова, Унды, на правобережье Шилки и левобережье Аргуни. Варисские антиклинориевые структуры, отличаясь сравнительно выдержанным северо-восточным простиранием (30-40°), сочетаются кулисообразно и обнаруживают отчетливые признаки погружения на флангах, что придает им брахиантиклинориевый облик. В промежутках между антиклинориями расположены крупные брахиосинклинориевые структуры, соответствующие в большинстве случаев площадям современного распространения синийско-кембрийских отложений. Среднепалеозойские гранитные интрузии в пределах синклинориевых структур распространены несравненно меньше.

Интрузивные образования

Роль интрузивных пород в строении фундамента неодинакова в различных районах юго-востока Забайкалья. Если в пределах Агинского массива домезозойские интрузии в обнаженной части фундамента имеют подчиненное развитие, то в междуречье Шилка - Аргунь их выходы составляют около половины всей площади, а на севере региона (к северу от рек Ингоды и Шилки) они преобладают.

Домезозойские интрузивные образования подразделяются на докембрийские, каледонские и варисские. Превалируют породы гранитного ряда, менее распространены средние, субщелочные, основные и ультраосновные. По всеобщему признанию, резко преобладают палеозойские гранитоиды, а среди последних - варисские. Такое мнение, однако, нельзя признать вполне обоснованным, так как возрастные соотношения многих палеозойских интрузивов со среднепалеозойскими отложениями не наблюдались. Не исключено, что некоторые крупные массивы гранитоидов, прорывающих в междуречье Шилка - Аргунь синийско-кембрийские и докембрийские отложения и датируемых сейчас средним-верхним палеозоем, в действительности являются каледонскими. Особенно это касается северных районов Восточного Забайкалья, где возраст большинства интрузивов пока нельзя определить точно из-за отсутствия фаунистически охарактеризованных отложений карбона, девона, силура и ордовика. По этой причине при знакомстве с геологическими картами по северу региона создается впечатление об относительно однородном его строении. Но эта однородность в значительной мере кажущаяся и выражается в преобладающем развитии здесь гранитоидов с провесами складчатой кровли метаморфических пород докембрия и кембрия (?), относимых условно к палеозою. Среди палеозойских интрузивов предположительно выделяются варисские и каледонские. Проблематичность положения границы областей проявления каледонского и варисского тектоно-магматических циклов в пределах левобережья Шилки и Ингоды не позволяет достоверно оконтурить и территории проявления соответствующих этим циклам интрузий гранитоидов. Уточнение в отдельных местах детальными геологическими съемками относительного возраста гранитоидов показывает, что в составе их, кроме многоэтапных палеозойских, проявлены многофазные мезозойские и более древние интрузии. Есть основание, в частности, для предположения о более древнем, возможно, протерозойском возрасте некоторой части гранитоидов севера и северо-востока золото-молибденового пояса (севернее рек Ингода и Шилка).

Несколько полнее датируются интрузивные образования междуречья Шилка - Аргунь, так как здесь местами имеются фаунистически охарактеризованные отложения кембрия, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры и мела. Однако и в этом районе возраст многих

палеозойских интрузивов определяется еще в широких пределах, позволяющих рассматривать их с равными основаниями – либо каледонскими, либо варисскими. Более того, некоторые условно каледонские и даже варисские гранитоидные массивы могут оказаться протерозойскими.

Еще совсем недавно считалось, что наиболее древними гранитоидами юга Приаргунья являются каледонские. После уточнения стратиграфии древних толщ (Князев, 1962а) стало очевидным наличие в этом районе крупных массивов протерозойских гранитов, перекрытых трансгрессивно верхнепротерозойскими и синийско-кембрийскими отложениями урулюнгуевской свиты и быстринской серии. В соответствии с этим, условно варисские интрузии, прорывающие протерозойские (считавшиеся ранее каледонскими), могут быть в действительности каледонскими. Подобные изменения датировки палеозойских интрузивов допустимы и в других районах Восточного Забайкалья.

Рассмотрим некоторые морфологические особенности интрузивов, в основном палеозойских, поскольку они являются преобладающими и более или менее детально оконтурены (в междуречье Шилка – Аргунь).

Большинство палеозойских гранитоидных массивов юго-восточного Забайкалья, в первом приближении, в плане имеют овальную, вытянутую в северо-восточном направлении форму. Таковы, например, варисские плутоны в междуречье Урюмкан – Уров, Газимур – Шилка, а также Кутомарский, Кадаинский, Кличкинский и др. К межинтрузивным пространствам тяготеют наиболее обширные поля распространения синийско-кембрийских толщ. Эти выходы синия-кембрия, как отмечалось ранее, соответствуют синклинориевым структурам, отчетливо видимым по соотношению контуров распространения отложений быстринской серии и вышележащей алтачинской свиты, а также подстилающих их протерозойских образований (бассейны рек Газимура, Урюмкана, Урова, центр и юг Приаргунья). В промежутках между синклинориями, т.е. в местах, где должны быть антиклинории, в современном эрозионном срезе обнажены, как правило, палеозойские гранитоидные массивы. Иными словами, контуры рассматриваемых интрузивов как бы вписываются в складчатые структуры синия – нижнего кембрия и протерозоя, наследуя антиклинориевые структуры. Это позволяет утверждать, что многие палеозойские интрузивы конкордантны по отношению к складчатым структурам синийско-кембрийских и протерозойских толщ.

Положение выходов синийско-кембрийских отложений на периферии "овальных" интрузивов, вытянутых в северо-восточном направлении, а также в провесах сложноскладчатой кровли среди интрузивов, характерно для всей территории междуречья Шилка - Аргунь. И поскольку варисские граниты очень редко бывают гипабиссальными даже в мелких телах, есть основания предполагать существование в момент их становления сплошного плаща из синийско-кембрийских толщ, мощность которых достигала 5000-6000 м.

Все это наталкивает на мысль о том, что интрузии гранитной магмы в варисский тектоно-магматический цикл были в главной массе межформационными. Многие варисские интрузии, по-видимому, приурочены к границе протерозойских образований и отделенных от них несогласием синийско-кембрийских толщ. Кровля и почва крупнейших гранитных плутонов, вероятно, на широких площадях залегают сравнительно полого. Здесь не принимаются во внимание синклинальные провесы кровли, так как по сравнению с горизонтальными размерами интрузивов, достигающими нередко многих десятков километров, эти остатки кровли представляют собой мелкие детали. Протерозойский комплекс пород частью был ассимилирован, либо сохранился в "постели" гранитов. С учетом сказанного, легче всего объяснить относительно небольшое распространение древнейших толщ в пределах Восточного Забайкалья.

В итоге варисского тектоно-магматического цикла суперкрустальные образования оказались впаянными в гранитный субстрат, имевший весьма широкое горизонтальное распространение. Последовавшее затем общее поднятие региона (в среднем и верхнем карбоне, верхней перми, нижнем и среднем триасе) способствовало денудации складчатой кровли палеозойских интрузивов. Прогрессирующей эрозией интрузивы были выведены на поверхность еще в предъюрское время, в результате чего триасовые и юрские отложения во многих районах Забайкалья залегают на гранитном фундаменте, реагировавшем на киммерийские движения глыбовыми дислокациями.

В этой связи заслуживает особого внимания установленное во многих районах Восточного Забайкалья преобладающее развитие северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений. Именно эти направления должны быть свойственны крутым контракционным трещинам в телах многочисленных плутонов, приуроченных к антиклинориям се-

веро-восточного простирания (продольные и поперечные первичные трещины в интрузивах; Пэк, 1939). Такие же преобладающие направления должны иметь и контракционные сколовые (сбросо-взбросовые) нарушения, повторяющие контакты интрузивов с вмещающими их породами - северо-восточные на крыльях антиклинориев и северо-западные и широтные на периклинальных замыканиях антиклинориев. Есть основания предполагать, что третьей преобладающей системой нарушений в районах широкого развития палеозойских интрузивов является серия пологих трещин (почти параллельных кровле интрузивов), способствовавших проявлению мезозойских надвигов.

Появление крупных палеозойских интрузивов коренным образом изменило геологическое строение Восточного Забайкалья. Осадочные отложения фундамента к этому времени претерпели интенсивную складчатость и метаморфизм, стали более плотными и менее пластичными, значительные массы их были ассимилированы. Оставшаяся часть спаяна межформационными лакколитоподобными интрузивами. Все это способствовало общей консолидации фундамента и предопределило доминирующее значение глыбовых дислокаций в мезозойскую эру.

Из полезных ископаемых с палеозойскими интрузиями гранитоидов генетически связаны сравнительно малочисленные железорудные контактово-метасоматические месторождения в Приаргунье, а с габброидами - титано-магнетитовые гистеромагматические месторождения в бассейне среднего течения Ингоды.

Пермь и триас

Фаунистически охарактеризованные пермские отложения распространены локально. Впервые они были выявлены С.А. Музылевым и В.Н. Рудневым в 1928г. в районе Торейских озер. Наиболее значительные выходы морской перми оконтурены в Борзинском районе и на левобережье низовий р. Аги. Пермские отложения, выделенные в последние годы на западе Агинского массива, принадлежат скорее всего прибрежной и континентальной фациям.

В литологическом отношении все они довольно однообразны. Это - мощные (до 3-5 км) толщи граувакковых и аркозовых песчаников, глинистых и песчанистых сланцев и конгломератов (терригенная сероцветная формация); карбонатные породы встречаются редко.

В пределах Чиронского и Борзинского районов известны нижне-

пермские и верхнепермские отложения (Куликов, 1961). С.П. Смеловский (1951) на основании находок плохо сохранившихся остатков фауны предполагал наличие в Чиронском районе карбоновых отложений, что подтвердилось исследованиями последних лет.

Для отложений пермской системы характерно наличие внутренних перерывов и стратиграфических несогласий, а также неоднократное чередование морских и прибрежных фаций (Куликов, 1961).

Нижнетриасовые отложения ранее выделяли Н.И.Толстихин(1936) в бассейне рек Унды и Куренги, но в последующем на основании иной интерпретации возраста найденной здесь фауны были датированы нижней юрой (Кипарисова, 1961)*.

Основные выходы верхнетриасовых отложений расположены в междуречье Ингода - Ага, в бассейне Туры, а также на левобережье Шилки. Они включают карнийский (верхи) и норийский ярусы. Впервые разрезы их описали М.М. Тетяев и Т.С. Иванова (1929) в междуречье Ага - Ингода. В этом районе верхнетриасовые отложения протягиваются широкой полосой от слияния рек Ингоды и Онона на северо-востоке до курорта Дарасун - на юго-западе. В составе их преобладают песчаники и конгломераты, подчиненным развитием пользуются черные глинистые сланцы и изредка встречаются маломощные прослои известняков; суммарная мощность - более 2000 м. На верхнетриасовые отложения местами надвинуты палеозойские и докембрийские отложения. На левобережье Шилки, между Нерчинском и Сретенском, Н.И. Толстихин, Л.Д. Кипарисова, Б.А. Иванов, С.И. Другов и П.Г. Белик выделили верхнетриасовые отложения, представленные мощными (около 2000 м) морскими песчаниково-сланцевыми толщами; они залегают на сложнодислоцированных докембрийских породах. В бассейне р.Куренги верхнетриасовые отложения с крупным угловым несогласием перекрываются верхнеюрскими (?) - нижнемеловыми конгломератами, причем триасовые отложения смяты в крутые складки с углами падения до 90°, а перекрывающие отложения имеют слабый наклон слоев в пределах 15-20°.

Установленное в некоторых районах несогласное залегание верхнетриасовых отложений на пермских и, в свою очередь, на верхнетриасовых - юрских свидетельствует о крупных перерывах в осадконакоплении в этом промежутке времени. Наблюдались в рассматри-

*В последние годы нижнетриасовые отложения выделены на западе Агинского массива

ваемых отложениях и внутриформационные перерывы и несогласия. В перми и в конце триаса происходили излияния лав среднего и основного состава, представленные главным образом порфиритами, реже диабазами и кварцевыми порфиритами. Покровы эффузивных пород отмечены в пермских отложениях Борзинского района и на границе триасовых и юрских отложений в бассейне среднего течения р. Туры (Дучицкий, 1950).

Сравнительно узкие поля распространения пермских и триасовых отложений, вместе с терригенным, нередко грубокластическим составом и резкой фациальной изменчивостью, указывают на накопление их в стесненных рукавообразных заливах, в которые проникали морские ингрессии (рис. 12). Сообщение с открытым морем временами прерывалось, о чем свидетельствует сравнительное однообразие и эндемичность многих форм пермской фауны (Масленников, 1952). Контуры заливов значительно превышали современные площади распространения перми и триаса, но, тем не менее, очевидно локальное проявление глубоких опусканий, где были обеспечены условия для накопления отложений мощностью в несколько тысяч метров. Очертания заливов резко вытянутые или дугообразные (на периферии Агинского массива).

Границы пермских и верхнетриасовых отложений с подстилающими образованиями почти на всем протяжении тектонические; они совпадают с крупными разрывными нарушениями сбросового и надвигового типов. По отношению к складчатым структурам фундамента выходы перми и верхнего триаса соответствуют впадинам наложенного типа.

Заслуживает особого упоминания тот факт, что наиболее глубокие впадины перми и триаса не унаследовали преобладающую северо-восточную ориентировку нижне- и среднепалеозойских прогибов, а закладывались в ином структурном плане: меридиональном - в перми и почти широтном - в верхнем триасе. Это противоречит представлениям о сохранении геосинклинального прогиба северо-восточного простирания в Восточном Забайкалье вплоть до верхнеюрского времени. Независимость формирования впадин перми и триаса от северо-восточной ориентировки геосинклинальной области нижнего-среднего палеозоя особенно отчетливо обнаруживается в Борзинском районе и в междуречье Ингода - Ага. На обводных геологических картах видно также, что пермские и верхнетриасовые отложения тяготеют к окраинам Агинского массива (первые - к восточной, северной и западной, вторые - к северной и южной).

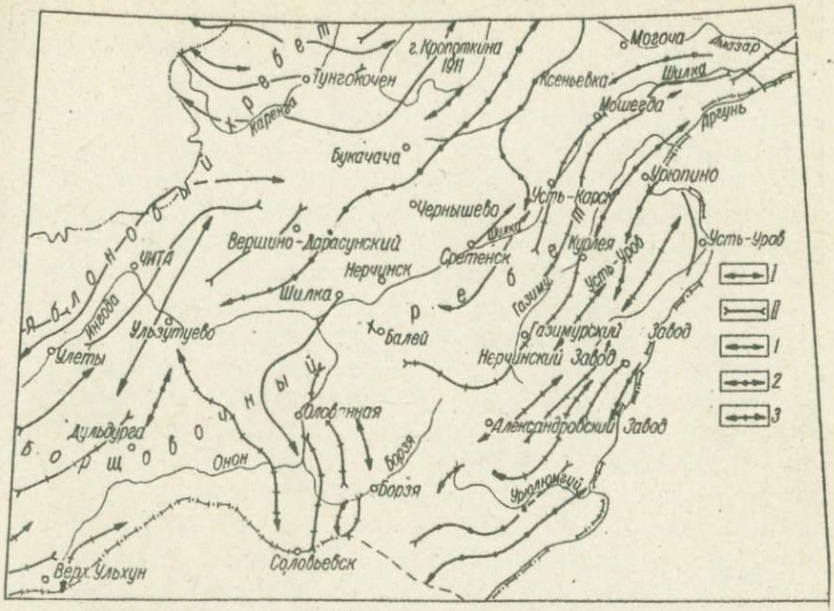


Рис. I2. Ориентировочное положение границ морских ингрессий: I-пермских; 2-верхнетриасовых; 3-нижне- и среднеюрских.

Приаргунье, северо-восток междуречья Шилка – Аргунь, весь север и северо-запад Восточного Забайкалья в перми и триасе морем не покрывались, т.е. подавляющая часть территории рассматриваемого региона в течение верхнего палеозоя и раннего мезозоя находилась в континентальных условиях. Вполне вероятно, что преобладающей формой геотектонического движения в этот период являлось эпейрогеническое поднятие, на фоне (и в результате) которого отдельные клиновидные блоки земной коры испытывали проседание.

Некоторые исследователи в подтверждение представления о геосинклинальном развитии в пермо-триасовое время Восточного Забайкалья указывают на связь морских заливов этого времени с более обширными морскими бассейнами соседних областей и, в частности, северо-востока Азии (пермская и верхнетриасовые бореальные трансгрессии из Охотско-Верхнеамурской области, в трактовке Д.Ф. Масленникова, Л.Д. Кипарисовой (I932, I96I), М.В. Куликова (I96I)). Но сама по себе связь пермского и верхнетриасового заливов с об-

широкими морскими бассейнами не может иметь решающего значения для доказательства геосинклинальных условий. Связь эта могла быть, во-первых, временной, во-вторых, существование геосинклинальных условий в одном из сообщающихся морских бассейнов не влечет за собой наличия сходной обстановки в других.

Конфигурация глубоких впадин пермского и триасового периодов определялась в основных чертах положением Агинского и прилегающих к нему консолидированных массивов, сформировавшихся в итоге проявления варисского тектоно-магматического цикла, а не каким-либо гипотетическим линейно вытянутым геосинклинальным прогибам северо-восточного простирания. Стадия образования прогибов по периферии консолидированных массивов знаменует постепенный, весьма продолжительный, переход Восточного Забайкалья в качественно новый этап развития, получивший наиболее яркое выражение в складчато-глыбовых дислокациях юрского периода.

Юра

Юрские отложения в Восточном Забайкалье сравнительно широко распространены и представлены всеми тремя ее отделами. Они залегают, как правило, с явно выраженным несогласием на глубоко размытых сложно дислоцированных более древних отложениях и палеозойских изверженных породах.

В нижней и средней юре осадконакопление происходило как в морских, так и прибрежно-континентальных условиях. Верхняя юра установлена только в континентальных фациях, причем в составе ее во многих районах есть эффузивные и эффузивно-осадочные образования. Характерно широкое развитие грубообломочных отложений.

О находке морской юрской фауны в Восточном Забайкалье сообщал еще А.Д. Озерский (1867), но впоследствии о ней забыли. В 1926 г. Г.К. Войновский-Кригер нашел остатки юрских белемнитов, пелеципод и морских лилий в районе поселков Шивия, Б.Кулинда, Государева (правые притоки р. Газимура). В дальнейшем были выявлены одна за другой находки морской юрской фауны в нижнем течении р. Онон (Шейнманн, 1927), в районе с. Турги (Призант, 1927) и в других местах, в результате чего создавалось впечатление о весьма широком распространении морских юрских отложений в пределах Восточного Забайкалья. Однако теперь выяснено, что морская юра распространена относительно мало.

Область максимального развития мощных (до 4-5 км) и сравнительно сильно дислоцированных юрских морских отложений примыкает с северо-востока к Агинскому массиву; здесь они прослежены в полосе близширотного простирания от ст. Оловянная на западе до с. Клин на востоке на протяжении около 150 км. Значительно меньшие по площади выходы морских юрских отложений закартированы в окрестностях сел Шалопугино и Газимурский Завод.

Д.С. Соколов (1936) оконтурил известные в то время площади, занятые морской и алгачинской фациями юры. Уже на этой карте было отчетливо видно, что юрские прибрежно-континентальные отложения окаймляют морские с северо-запада и юго-востока. По мнению Д.С. Соколова, нижне-среднеюрский морской бассейн заходил в Восточное Забайкалье в виде залива с северо-востока, из верховьев Амура, распространяясь на юго-запад приблизительно до 115° восточной долготы. Предполагалось, что в периферических частях залива накапливались прибрежные и частью континентальные отложения.

На рис. 12 показаны ориентировочные контуры морского залива с учетом современных данных о распространении морских юрских отложений. Составленная схема не только подтверждает вывод Соколова о локальном проявлении морского осадконакопления в юрском периоде, но и позволяет говорить о сильно вытянутых рукавообразных (фиордовых) очертаниях юрского залива. Конечно, размеры бассейна осадконакопления были значительно шире, но юрские отложения, расположенные вне контуров морского залива, всюду принадлежат только прибрежно-континентальной и континентальной фациям.

Исключительно резкая фациальная изменчивость юрских отложений, несопоставимость разрезов соседних районов в возрастном отношении, широкое развитие грубообломочных отложений и наличие краевых разломов, ограничивающих выходы юрских отложений, - все это говорит о том, что накопление их происходило в период образования впадин и поднятий, т.е. на фоне глыбовых дислокаций в фундаменте. Впадины заполнялись материалом, доставлявшимся с примыкавших к ним приподнятых блоков. Характерно, что юрские отложения представлены только терригенными и, что особенно важно, очень часто грубообломочными и косослоистыми отложениями, большая часть которых накапливалась быстро, с участием рек. В юрских песчаниках О.Н. Белоусовой (1954) встречены остатки крон деревьев, погребенных с сохранением первоначального (наклонного) положения ветвей. Разумеется, это возможно только при быстром захоронении.

Осадконакопление в большинстве районов не продолжалось до конца юры, так как в средней юре, на границе средней и верхней юры, и в верхней юре во многих районах прослеживаются крупные перерывы и поднятия, сопровождавшиеся значительным размывом ранее накопленных отложений. Активизация движений отвечает главным фазам киммерийского тектоно-магматического цикла; к этому периоду относится внедрение многочисленных киммерийских и верхнекиммерийских интрузивов, дайковых пород, а также проявление интенсивных вулканических извержений.

Осадочно-вулканогенные юрские образования

Прибрежные и континентальные юрские отложения во многих районах сопровождаются осадочно-вулканогенными образованиями, залегающими на них местами несогласно.

В составе осадочно-вулканогенного комплекса преобладают эффузивы среднего состава, главным образом различные порфириты. Кислые эффузивы имеют подчиненное развитие. В основании разреза в большинстве районов залегают грубообломочные породы с примесью вулканогенного материала. Стратиграфически выше обычно залегают мощные многослойные покровы порфиритов и смешанных по составу туфов, лавобрекчий и туфобрекчий. Кислые эффузивы занимают верхнюю часть разреза. В самых верхах появляются туфоконгломераты и плохо отсортированные конгломераты. Общая мощность покровов эффузивов и туфогенно-осадочных отложений не превышает 1000 м.

В ряде районов Восточного Забайкалья на осадочно-вулканогенном комплексе несогласно залегают фаунистически охарактеризованные нижнемеловые отложения, что позволяет датировать их верхней юрой.

И.В. Лучицкий (1950) датирует этот комплекс пород более осторожно, полагая, что для отнесения всей вулканогенной толщи к верхней юре нет достаточных оснований. Он указывает на многочисленные примеры внутриформационного положения покровов эффузивов в осадочных отложениях юрского возраста (включая и нижне-среднеюрские). Вулканогенные образования низовий р. Унды, например, некоторые исследователи сопоставляют с морской юрой бассейна среднего течения р. Онон, рассматривая их как соответствующую по возрасту фацию морских юрских отложений.

Эффузивы верхнеюрского возраста в ряде районов тесно связаны пространственно с гипабиссальными и малыми интрузивами диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и сиенит-порфиров (Новоширокинское и Козулинское рудные поля, Александровозаводская группа месторождений, район Куйтунского штока и др.). Обоснование возраста мезозойских интрузий во многих районах Восточного Забайкалья базируется на соотношениях их с условно верхнеюрскими эффузивно-осадочными образованиями. Массивы, интрудировавшие морскую или прибрежно-континентальную юру, но не имеющие эруптивных контактов с верхнеюрскими эффузивами, считаются предверхнеюрскими, т.е. собственно киммерийскими (Цаган-Олуевский, Шахтаминский, Сретенский и др.). Если же гранитоиды прорывают верхнеюрские эффузивно-осадочные образования, то они рассматриваются как верхнекиммерийские (Акатуевский, Кукульбейский и др. массивы). В связи с этим уточнение возраста юрских эффузивно-осадочных образований является весьма актуальной задачей.

Структуры перми, верхнего триаса и юры

Пермские отложения на юге Борзинского района характеризуются близмеридиональным простиранием; с продвижением к северу оно отклоняется на северо-восток, а севернее г. Борзи - разворачивается к северо-западу. Почти на всем 100-километровом протяжении пермские отложения падают на запад, образуя очень крупный моноклинорий, осложненный на юге и севере более мелкими складками. Борзинский пермский моноклинорий окаймляет Агинский массив с востока (рис. 13).

Значительно сложнее дислоцированы пермские отложения в Чирокском районе. Здесь они смяты в серию близширотных складок, нарушенных многочисленными разрывами, и обнаруживают типичное складчато-глыбовое строение. С южной и восточной сторон на пермские отложения в бассейне р. Хара-Шибир надвинуты докембрийские толщи, чем, по-видимому, частично и обусловлена сравнительно сложная их дислоцированность. На западе Агинского массива пермским отложениям свойственно преимущественно моноклинальное падение в северном направлении; моноклинальное залегание осложнено складками второго и более высокого порядка, сбросами и надвигами, что обусловливает их складчато-глыбовое строение.

Для верхнетриасовых отложений преобладающими являются близширотные простирания с отклонениями к северо-востоку и реже – к северо-западу. Особенно сложно дислоцирован верхний триас в бассейне р. Туры, где намечена целая серия сравнительно мелких складок широтного, северо-восточного и северо-западного простираний (см. рис. 13). На северной окраине Агинского массива и в районе Баин-Цаган преобладают моноклинальные залегания, широтные – в первом и меридиональные – во втором. Границы верхнего триаса с подстилающими образованиями почти всюду тектонические; рассечены многочисленными сбросами и сами верхнетриасовые отложения, что определяет их складчато-глыбовое строение.

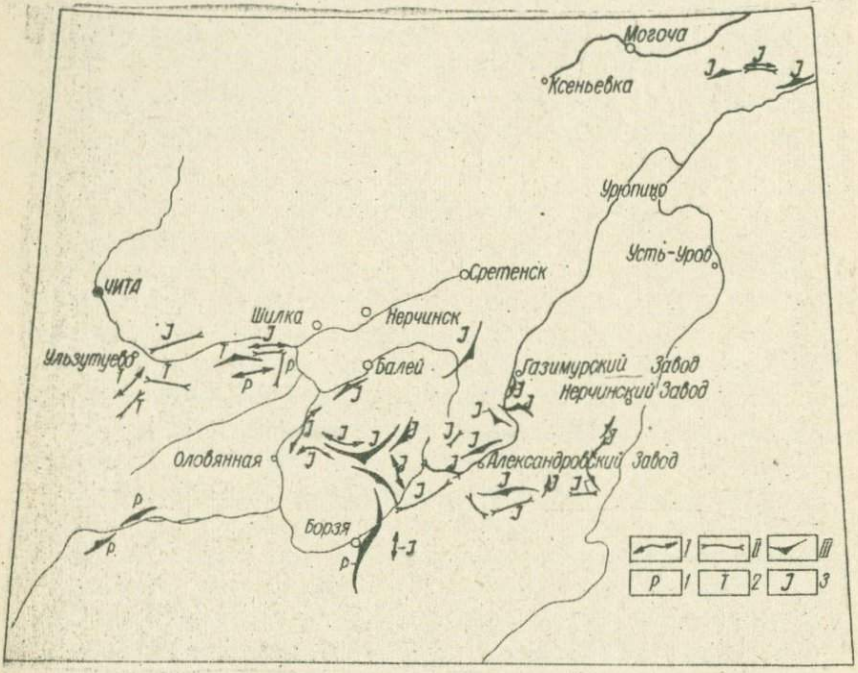


Рис. 13. Положение главнейших пермско-мезозойских складчатых структур: I-антиклинали; II-синклинали; III-моноклинали.

I-пермские; 2-верхнетриасовые; 3-юрские.

Резко изменчивыми простираниями характеризуются юрские отложения. Выше отмечалось, что наиболее обширные выходы морских и

прибрежных нижне-среднеюрских отложений приурочены к восточной окраине Агинского массива, окаймляя его угловатые контуры в интервале от низовий р. Унды до границы с МНР в районе ст. Харанор (южнее г. Борзя). В бассейне Унды юрские отложения простираются в юго-западном направлении на протяжении около 50 км. С продвижением к югу простирание их изменяется первоначально на близширотное (в окрестностях с. Караксары - 20 км), затем - меридиональное (в районе Цугуловского Дацана - 30 км). Далее вновь преобладает близширотное простирание с отклонением к северо-востоку (от с. Хара-Бырка на западе до с. Александровский Завод на востоке - 150 км), затем происходит резкий разворот юрских толщ к югу и юго-западу - в сторону г. Борзя (около 100 км). Иными словами, юрские отложения в данном районе повторяют в общих чертах изгибы Агинской сигмоиды.

Несколько меньшие по площади выходы прибрежно-континентальной и морской юры приурочены к периферии Кутомарского консолидированного массива в междуречье Газимур - Аргунь. Простирания юрских отложений здесь также подвержены резким изменениям. На юге рассматриваемого района преобладающими простираниями юрских толщ являются широтные (в интервале от с. Алгачи на западе до с. Савва-Борзя на востоке - 50 км), изменяющиеся непосредственно к востоку от широты Савва-Борзя на меридиональные. В отрезке между селами Калга и Нерчинский Завод доминируют северо-восточные простирания с отклонениями местами до меридиональных (150 км). Севернее с. Александровский Завод юрские отложения протягиваются первоначально в северо-восточном направлении (до широты с. Кузнецово - 50 км). Далее простирание их изменяется на близширотное и даже северо-западное (вблизи с. Красноярово - 20 км); затем намечается резкий поворот полосы распространения юрских толщ к северо-востоку, в направлении к с. Газимурский Завод, где юрские отложения вновь приобретают близширотное простирание. Короче говоря, выходы нижне-среднеюрских отложений опоясывают почти со всех сторон Кутомарский консолидированный массив, повторяя его контуры.

Примерно аналогичная картина в междуречье Газимур - Унда, где столь же обширный выступ фундамента окаймляется прерывистой полосой нижне-среднеюрских отложений с юго-востока, юга и северо-запада.

На северной окраине Агинского массива (низовья р. Ингоды)

юрские отложения имеют преимущественно близширотное простирание (100 км). Широтные же и северо-восточные простирания характерны для юрских толщ на стрелке рек Шилки и Аргуни и в верховьях Амура (150 км).

Из приведенных данных видно, что преобладающие простирания нижне-среднеюрских отложений в различных районах резко различные: близширотные - в Онон-Калангуйском, Савва-Борзинском, Нижнеингодинском, Верхнеамурском; северо-восточные - в Харанорo-Акурайском, Шелоцугинском, Гирюнинском, Шахтаминском; близмеридиональные - в Цугуловском, Этыкинском, Калганском и северо-западнее - в Аленуйском, Алчагинском, Верхнезолянском и Шаранайском. Юрские толщи огибают неправильные, часто угловатые в плане выступы фундамента мезозоя, в связи с чем наметить какую-либо общую (генеральную) вытянутость их не представляется возможным. Поэтому нельзя говорить о преобладающем значении северо-восточных простираний юрских отложений в Восточном Забайкалье, якобы повторяющих гипотетический линейный или овальный юрский прогиб геосинклинального типа, вытянутый в северо-восточном направлении (см. рис. 13).

В большинстве районов юрские отложения характеризуются преобладающим моноклинальным и резко асимметричным синклинальным залеганием. Моноклинальное залегание осложнено флексурными, синклинальными и антиклинальными изгибами напластований, вызванными пликативными дислокациями, а также, по-видимому, облеканием неровностей фундамента древнего рельефа. Но все эти нарушения на фоне доминирующего моноклинального падения юрских толщ представляют собой структуры второго и более высокого порядков. Анализ геологических и тектонической карт Восточного Забайкалья (Князев и др., 1965) показывает, что моноклинальное и резко асимметричное синклинальное залегание нижне- среднеюрских отложений вызвано скорее всего наклоном ложа юрских впадин, т.е. шарнирным опусканием крупных блоков (с преимущественным креном на юг и юго-восток) в процессе осадконакопления.

Некоторые исследователи полагают, что наиболее значительные выходы нижней-средней юры отвечают киммерийским синклиналям, а разделяющие их пространства, в пределах которых обнажены породы фундамента мезозоя, отождествляют с антиклиналями. Сочетание выделяемых таким способом синклиналей и антиклиналей якобы дает основание рассматривать Восточное Забайкалье как мезозойский складчатый пояс, возникший на месте юрской геосинклинали.

Однако на сводных геологических и тектонических картах видно, что на территории Восточного Забайкалья нет выдержанных по простиранию серий крупных юрских складок. Нижне- среднеюрские отложения почти повсеместно дислоцированы, но в пределах юрских впадин не наблюдается закономерного чередования антиклиналей и синклиналей, что свойственно складчатости геосинклинального типа.

В бортовых частях более или менее значительных выходов юры, как правило, не обнаруживается симметрии в строении разрезов юрских толщ. Точно также в выступах фундамента мезозоя, примыкающих к юрским впадинам и называемых многими исследователями мезозойскими антиклиналями, нет признаков антиклинального строения. Складчатые структуры выступов фундамента сформированы в палеозое и докембрии, а в юре они были разбиты на блоки дизъюнктивными нарушениями и дифференциально приподняты. В этом нетрудно убедиться, анализируя строение так называемых Кличкинской, Цаган-Олуевской, Борщовочной, Кадаинской, Кутомарской и ряда других, ошибочно выделяемых, юрских "антиклиналей". Все они являются типичными глыбовыми (горстовыми) поднятиями.

Юрские толщи не вовлечены в складчатые структуры глыбовых поднятий, что свидетельствует о доюрском возрасте основной складчатости и независимости складчатых структур в пределах юрских впадин и глыбовых поднятий фундамента. У большинства киммерийских "антиклиналей" нет второго крыла из нижне-среднеюрских отложений - они, так сказать, являются однобокими (Цаган-Олуевская, Борщовочная, Кличкинская, Кадаинская и др.). Отсюда видно, что нет никаких оснований для выделения крупных киммерийских антиклиналей на месте глыбовых поднятий.

На составляемых в последние годы геологических картах все яснее и яснее выявляется сложное складчато-глыбовое строение юрских впадин. Складчато-глыбовые структуры свойственны наиболее обширным выходам нижне-среднеюрских отложений в Оловяннинском, Борзинском, Александрозаводском, Газимурозаводском, Шелопугинском и других районах. Во всех этих районах юрские отложения имеют складчато-глыбовое строение, обусловленное блоковыми перемещениями по многочисленным преимущественно крутым разрывам в их фундаменте. Моноклинальное залегание юрских отложений, как уже подчеркивалось, осложнено пликативными нарушениями (флексуры, коробчатые складки

облекания приподнятых блоков фундамента, брахиальные и прихотливые по форме складки), но говорить о наличии в этих районах складчатости геосинклинального типа нет никаких оснований.

Как известно, геосинклинальный режим в типичном его проявлении завершается исключительно напряженной складчатостью. Высокая мобильность ложа геосинклинали, т.е. способность его вовлекаться в пликативные дислокации, обусловливала проявление в пределах геосинклинальной области напряженной складчатости, которая характеризуется такими главнейшими особенностями: I) линейной ориентировкой складок; 2) полным (непрерывным) развитием складок как в толщах, накопленных в соответствующий геосинклинальный цикл, так и в породах фундамента; 3) равномерным (голоморфным) чередованием антиклиналей и синклиналей и 4) проявлением изоклинальных складок с выдержанным на обширных территориях наклоном (Белоусов, I948).

В Восточном Забайкалье перечисленным условиям отвечает складчатость протерозойских, синийско-кембрийских и среднепалеозойских толщ. Что же касается юрских отложений, то особенности их складчатых структур не соответствуют ни одному из приведенных условий. Следовательно, мнение о проявлении в рассматриваемом регионе в киммерийский тектогенез складчатости геосинклинального типа не соответствует действительности.

Мезозойские интрузивные образования

Широкое распространение мезозойских интрузивов в Восточном Забайкалье было доказано почти одновременно с выделением юрских отложений с остатками руководящей фауны и флоры (Деньгин, I927; Тетяев, I927; Шейнманн, I927; Пресняков, I927; Музылев, I932; Мелиоранский, I932 и др.). Наиболее полные сведения о мезозойских интрузивных образованиях и генетической связи с ними оруденения, в частности, опубликованы О.Д. Левицким (I939), И.Е. Сморчковым (I940), С.Д. Поповым (I940), С.С. Смирновым (I944), И.В. Лучицким (I950), Ю.А. Билибиным (I953), Г.Л. Падалкой (I953), Ив.Ф. Григорьевым и Е.И.Доломановой (I955), М.Б. Бородаевской (I956), Н.И. Тихомировым (I956), Д.А. Тимофеевским (I959), Н.В. Шталь (I960), М.С. Нагибиной (I963), Р.В. Лесняком (I965), Ю.И. Темниковым (I966) и др.

Большинство исследователей выделяют две возрастные группы

мезозойских интрузивов: киммерийскую (доверхнеюрскую) и верхнекиммерийскую (послеверхнеюрскую-предверхнемеловую). Преобладают интрузивы гранитоидного состава, менее распространены породы среднего, основного и субщелочного составов. Характерно широкое развитие пород гипабиссального (порфирового) облика, малых интрузивов и дайковой серии пород.

В пространственном размещении мезозойских интрузивных образований отчетливо выражена такая закономерность. Они приурочены преимущественно к юрским мобильным поясам, обрамляющим консолидированные массивы (Князев, 1965). Многие интрузивы контролируются пограничными разломами на периферии консолидированных массивов, окаймляя их в виде цепочек, и нередко вытянуты вдоль границ их (рис. 14).

В размещении верхнекиммерийских дайковых пород и малых интрузивов также намечается определенная закономерность: они сравнительно редко проявляются одиночно, а чаще всего группируются в полосы, цепочки и рои. Цепочки малых интрузивов и дайковые зоны, объединяющие многие десятки и сотни даек, известны во многих районах Восточного Забайкалья. К ним относятся, в частности, Любовь-Хавергинская, Тарбальджейско-Курылтыкенская, Былыринская, Курулгинская (к северу от пос. Хапчеранга), Дарасунская (южнее пос. Вершино-Дарасунский), Завитинская, Шахтаминско-Красноярская, Пуринско-Савва-Борзинская, Нерчинскозаводская, Уровская, Кличкинско-Куйтунская, Базаново-Акатуевская, Курунзулайская, Урюмкано-Орочинская. Существует, вероятно, еще большое число неоконтуренных (непознанных) дайковых поясов и зон малых интрузивов.

Ориентировка даек в пределах зон их распространения не всегда подчинена общей (генеральной) вытянутости последних. Заслуживает особого упоминания тот факт, что дайковые зоны и цепочки малых интрузивов лишь в относительно редких случаях наследуют простирания палеозойских и мезозойских толщ. Нарушения такого рода не могут быть производными палеозойских и мезозойских пликативных дислокаций, а являются скорее всего следствием крупных глыбовых нарушений в фундаменте. Эти зоны протягиваются на многие десятки километров и приурочены опять-таки к окраинам консолидированных массивов и обрамляющим их юрским мобильным поясам. Здесь же сосредоточено большинство мезозойских эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов, флюорита и других полезных ископаемых.

Оловянно-вольфрамовое, золото-молибденовое и полиметаллическое оруденение Восточного Забайкалья сопровождается специфическими комплексами верхнекиммерийских и киммерийских интрузивов и дайковых пород, находимых почти в каждом рудном районе и являющихся наиболее близкими по возрасту и оруденению. Между прочим, закономерное сонахождение определенных комплексов интрузивов и дайковых пород с присущим им типам оруденения обнаруживается даже в тех случаях, когда редкометальные, молибденовые и полиметаллические месторождения находятся далеко за пределами рудных зон.

Так, для оловянно-вольфрамовых рудных узлов характерны верхнекиммерийские и киммерийские (?) аляскитовые, лейкократовые, двуслюдяные, биотитовые, морионовые, амазонитовые, грейзенизированные, альбитизированные, турмалинизированные граниты, пегматиты, аплиты и гранит-порфиры. Интрузивы данного комплекса распространены на всей территории оловянно-вольфрамового пояса, независимо от особенностей геологического развития отдельных его интервалов в доюрское время и в юре (Чикой-Кыринский район, Агинский массив, Кукульбейский хребет и др.).

Пространственно-генетическая связь оловянно-вольфрамового и собственно редкометального оруденения с гранитами проявлена во многих рудных узлах весьма отчетливо и выражается либо в локализации оруденения в экзо- и эндоконтактах интрузивов, либо в наличии равномерно диспергированных ценных минералов в альбитизированных, грейзенизированных и амазонитовых гранитах. Измененные граниты местами содержат промышленные концентрации редких металлов (т.е. являются рудой) и, кроме того, сопровождаются жильными месторождениями кварцево-вольфрамитового, кварцево-касситеритового и других типов. Характерны пегматиты с редкометальной минерализацией, а также эффектные блоковые пегматиты с раухтопазом, клевеландитом, полихромным турмалином, касситеритом, лепидолитом и другими рудными минералами. Между пегматитами, рудными жильными образованиями и гранитами нередко обнаруживается теснейшая пространственная, временная, геохимическая и минералогическая зависимость, вплоть до взаимных переходов (Левицкий, 1939). Поэтому генетическая связь оруденения с интрузивами для этой группы месторождений никаких сомнений не вызывает.

Сложнее обстоит вопрос с молибденовыми и полиметаллическими

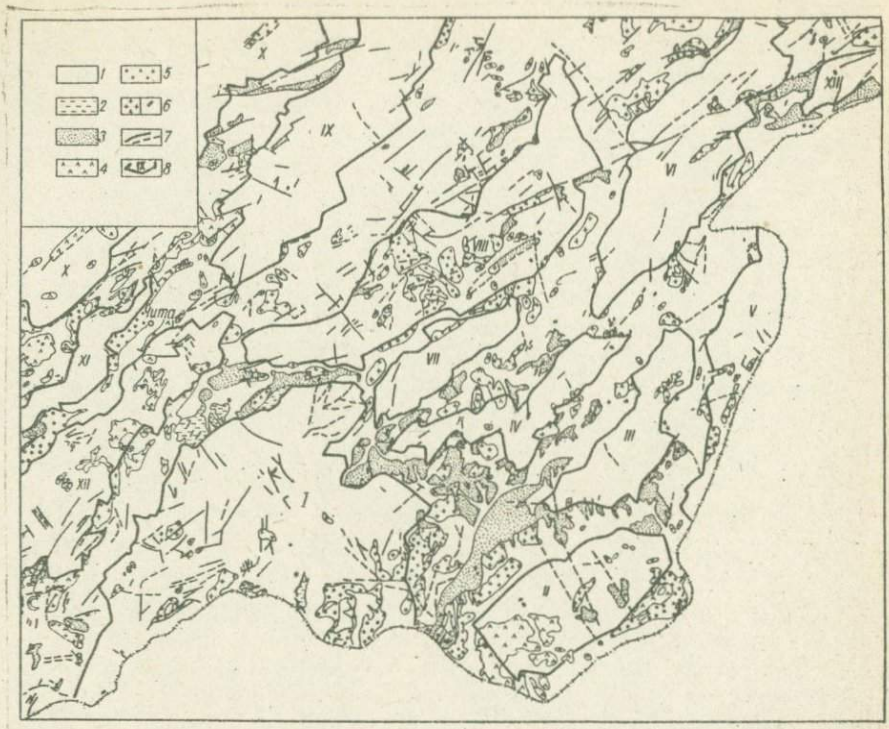


Рис.14. Структурная схема Восточного Забайкалья (мезозойский этап):

I – докембрийские и палеозойские образования; 2 – верхнетриасовые отложения; 3 – юрские морские и прибрежноконтинентальные отложения; 4 – верхнеюрские эффузивно-осадочные образования; 5 – нижнемеловые отложения; 6 – киммерийские интрузивы (гранитоиды и др.); 7 – разрывные нарушения; 8 – консолидированные массивы: I – Агинский; II – Урулюнгуевский; III – Кутомарский; IУ – Аленгуйский; У – Уровский; УI – Шилкинский; УП – Борщовочный; УШ – Кузнгинский; IX – Каренгинский; X – Витимский; XI – Хилокский; XII – Ингодинский; XIII – Амазарский.

месторождениями. Для них в большинстве рудных узлов не представляется возможным указать конкретный интрузив, с которым генетически связано оруденение. Однако и в этом случае почти всегда удается наметить пространственную и временную близость оруденения с комплексами разнообразных верхнекиммерийских гипабиссальных интрузивных пород.

Во многих полиметаллических рудных узлах оконтурены гипабиссальные интрузивы гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, реже монцонитов и диоритов. Этот комплекс интрузивных пород сопровождается полиметаллическим оруденением в районах с резко различным геологическим строением и неодинаковым геотектоническим режимом в нижней-средней юре как в полиметаллическом поясе, так и вне его контуров (центр, север и юг Приаргунья, северо-восток междуречья Шилка - Аргунь, западная и восточная окраины Агинского массива, Дарасунский район).

В пределах золото-молибденового пояса, наряду с гипабиссальными интрузивами примерно такого же состава, как и в полиметаллическом поясе, закартированы сравнительно крупные массивы так называемых сретенских (гигантопорфировидных) и шахтаминских гранитов и гранодиоритов.

Область развития этих интрузий охватывает обширные территории (в том числе расположенные за контурами молибденово-золотого пояса), имеющие опять-таки весьма существенные различия в геологическом развитии как в палеозое, так и в мезозое. Таковы, например, Шахтаминский и Витимо-Олекминский районы, отличающиеся наиболее концентрированным проявлением молибденового оруденения.

Наиболее молодыми предрудными инъекциями магм являются дайковые породы и малые интрузивы. Тесная пространственная связь оруденения с дайками и малыми интрузивами установлена и описана во многих рудных районах Восточного Забайкалья. Особенно выразительно она проявлена в полиметаллических и молибденовых рудных узлах (Новоширокинский, Краснояровский, Нерчинскозаводский, Кадаинский, Запокровский, Шахтаминский и др.).

Наряду с проходящими (сквозными) типами дайковых и малоинтрузивных пород (спессартиты, керсантиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры) в полиметаллических, золото-молибденовых и редкометальных рудных узлах выявлены своеобразные дайковые породы и малые интрузивы.

Для полиметаллических рудных узлов характерно наличие субщелочных пород, для золото-молибденовых - малых интрузивов гранодиоритового и диоритового состава, для оловянно-вольфрамовых - пород гранитного ряда. Кроме того, выявлены некоторые расхождения и в составе однотипных групп дайковых пород и малых интрузивов, сопровождающихся полиметаллическим, золото-молибденовым и редкометальным оруденением. Например, лампрофиры в полиметаллических рудных узлах имеют обычно более основной состав (спессартиты и одиниты), чем в молибденовых (малхиты). Породы гранитного ряда в оловянно-вольфрамовых рудных узлах обычно сильно перенасыщены алюминием; небольшой перенасыщенностью алюминием характеризуются гранитоиды ряда полиметаллических рудных узлов. В опубликованных и рукописных работах есть ссылки и на другие петрохимические отличия дайковых пород и малых интрузивов в рудных узлах с неодинаковым оруденением.

Необходимо отметить, что все эти различия начинают выявляться более или менее отчетливо только на основе систематического изучения большого числа даек и малых интрузивов (десятки и сотни анализов в пределах одного рудного узла).

Состав и количественные соотношения акцессорных и рудных минералов в дайках и малых интрузивах, сопровождающихся различным оруденением, также неодинаковы. В полиметаллических рудных узлах среди акцессорных рудных минералов преобладают сфалерит, галенит и другие сульфиды, в оловянно-полиметаллических - касситерит, в золото-молибденовых - золото, молибденит. Общее количество акцессориев обычно невелико (1-2%), особенно в кислых разностях пород золото-молибденовых и оловянно-полиметаллических рудных узлов. Закономерное нахождение в породах малых интрузивов и даек таких минералов, как сфалерит, галенит, касситерит, вольфрамит, молибденит, золото, флюорит, шеелит, очевидно, указывает на тесную парагенетическую связь оруденения с малыми интрузивами и дайками.

Об этом же свидетельствуют и особенности распределения в дайках и малых интрузивах элементов-примесей, свойственных мезозойским эндогенным месторождениям Восточного Забайкалья. Многочисленными спектральными анализами дайковых пород рудных районов доказано, что ведущие рудные компоненты (свинец, цинк, молибден и др.) часто присутствуют в них в количестве тысячных-сотых долей процента. В аналогичных содержаниях они устанавливаются спектраль-

ными анализами и в породах гипабиссальных и малых интрузивов. Тем не менее, принимая во внимание значительную экстенсивность проявления полиметаллической, а иногда и молибденовой минерализации, этот метод выявления рудоносных изверженных пород следует использовать более осторожно.

По данным металлометрических съемок, в некоторых районах Восточного Забайкалья установлены обширные первичные ореолы рассеяния свинца в пределах заведомо доверхнеюрских интрузивов. Например, в варисских гранитах в окрестностях с. Нерчинский Завод (г. Крестовка) и к северо-востоку от с. Явленки гипогенные ореолы рассеяния свинца (сотые-десятые доли процента) измеряются десятками тысяч квадратных метров. В этих случаях мы имеем дело с явно наложенной полиметаллической минерализацией, на что указывают признаки гидротермальных изменений гранитоидов. Руды Каменского месторождения (Кличкинская группа) представлены вкрапленно-прожилковой минерализацией в палеозойских гранитоидах. Вкрапленность галенита, сфалерита и пирита здесь наблюдается местами в сравнительно слабо измененных гранитоидах. Гидротермальные изменения иногда выражаются лишь в неполной пелитизации полевых шпатов.

Гипабиссальные интрузивы и дайковые породы очень часто обнаруживают признаки интенсивного гидротермального изменения вдали от известных рудных месторождений. Рудная минерализация в этих породах может быть и, по-видимому, чаще всего оказывается наложенной. В связи с этим распознать первичную, а не наложенную металлоносность интрузивов и дайковых пород удается далеко не всегда. Для решения этого вопроса необходимы более действенные методы исследования, так как эффективность обычных химических и спектральных анализов изверженных пород оказывается явно недостаточной.

Как отмечалось, накопленные фактические данные свидетельствуют о том, что внедрение даек и малых интрузивов предшествовало проявлению эндогенного оруденения. Признаки наложения сульфидной и иной рудной минерализации и гидротермальные изменения в дайковых породах установлены во многих месторождениях Восточного Забайкалья. Послерудные и "внутрирудные" дайки представляют собой большую редкость. Некоторые исследователи отрицают вообще их наличие. Внедрение малоинтрузивных и дайковых пород происходило в определенной последовательности. В полиметаллических рудных узлах обычно

она такова: а) гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (преимущественно малые интрузивы); б) кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты (малые интрузивы и дайки); в) лампрофиры и г) дайки диабазовых порфиритов.

Примерно аналогичный порядок внедрения малых интрузивов и даек намечается в оловянно-полиметаллических рудных узлах (Хапчеранга). В Шахтаминском молибденовом рудном узле наболее ранними являются лампрофиры (малхиты, одиниты, спессартиты, керсантиты). Их прорывают гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. В заключительную стадию внедрились малхиты. Большое разнообразие верхнекиммерийских интрузивных пород и определенная последовательность их внедрения свидетельствуют об эволюционном развитии питавшего их по глубинным разломам магматического очага с теми или иными отклонениями в дифференциации и последовательности инъекций магм в различных рудных узлах.

Выделение рудоносных флюидов начиналось тогда, когда глубинный магматический очаг достигал предельной дифференциации. Косвенным подтверждением этого является значительная изменчивость состава дайковых пород и малых интрузивов, внедрившихся в узком интервале времени (граница верхней юры и нижнего мела). Об этом же свидетельствует наличие своеобразных сложных (многослойных) даек, образованных несколькими близкоодновременными инъекциями различных по составу магм, а также значительные вариации состава пород в некоторых гипабиссальных интрузивах (Акатуевский шток габбродиорит-сиенитов, уровская цепь интрузивов диоритпорфиров - гранодиоритпорфиров - сиенитпорфиров).

Совокупностью имеющихся данных полностью подтверждаются выводы С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина и др. о парагенетической связи оруденения с интрузивными образованиями. Оруденение оказывается почти всюду более поздним, но, по-видимому, незначительно оторванным во времени от последних верхнекиммерийских инъекций магм. Доказательством этого может служить широко проявленная приуроченность рудных тел к трещинным структурам, контролирующим дайки и малые интрузивы. Очевидно, в период формирования верхнекиммерийских дайковых пород и месторождений функционировали одни и те же подводящие каналы, т.е. план деформаций во многих районах оставался неизменным. Это и обусловило первостепенное рудоконтролирующее значение дайковых зон.

Нижний мел

Нижнемеловые отложения включают терригенные озерные, озерно-аллювиальные и вулканогенно-осадочные образования, в которых во многих районах Восточного Забайкалья найдены обильные остатки флоры и фауны. Разнообразный комплекс фауны и флоры достаточно определенно указывает на их нижнемеловый возраст, но иногда предполагается наличие в низах разреза также верхней и даже средней юры (Букачача).

Многие выходы нижнего мела совпадают с долинами современных крупных рек (Аргуни, Ингоды, Шилки, Онон и др.). В структурном отношении они соответствуют изолированным депрессионным (грабеноподобным) структурам, отчетливо выраженным в современном рельефе. Большинство депрессий обнаруживает в плане линейную или дугообразную форму с удлинением в северо-восточном направлении, реже неправильную и изометричную. Складчатые структуры нижнего мела локальны и, как правило, осложнены разрывными нарушениями. Метаморфизм в нижнемеловых отложениях проявился слабо, либо вообще не улавливается. Широко распространены слабосцементированные конгломераты и песчаники.

Предложено несколько стратиграфических схем нижнемеловых отложений. М.С. Нагибина (1951) весь нижний мел рассматривает как одну литологически изменчивую толщу (тургинская свита), намечая лишь в общей форме двучленное деление отложений этого возраста. Она указывает, что для нижней части разреза более характерны грубообломочные отложения, для верхней - пелитовые или тонкозернистые (фациально сильно изменчивые). Б.А. Иванов (1949) выделил в составе меловых отложений четыре свиты: 1) конгломерато-песчаниковую, 2) аркозовую, 3) собственно тургинскую и 4) угленосную, считая, что первая может фациально замещать все выделенные им другие свиты. Вторая свита, по мнению этого исследователя, местами частично замещает тургинскую, а промышленно-угленосная свита во всех случаях залегает выше тургинской (маломощные прослои углей местами известны значительно ниже собственно угленосной свиты). Ю.П. Писцов (1961) предложил еще более сложное стратиграфическое деление нижнемеловых отложений, различное для так называемых краевой и внутренней структурно-фациальных зон. Однако знакомство с соответствующими материалами и полевые наблюдения показывают, что эти зоны выделены искусственно.

На северо-востоке Приаргунья в составе нижнего мела широко развиты эффузивно-туфогенные образования порфирового состава. В окрестностях сел Петрино, Ишаги и в бассейне р. Урова кварцевые порфиры местами обнаруживают интрузивную форму залегания (Князев и др. , 1956). Эффузивно-осадочные образования в этом районе подразделены на две толщи: нижнюю - кластическую (конгломерато-брекчии, гравелиты, полимиктовые и аркозовые песчаники с линзами алевролитов, туфопесчаников и пепловых туфов) и верхнюю - эффузивно-туфогенную (эффузивы, туфы и пирокласты кислого состава). Эффузивно-туфогенная толща залегает на отложениях нижней свиты с незначительным угловым несогласием. В туфогенных отложениях верхней толщи во многих пунктах найдены остатки нижнемеловой фауны.

М.С. Нагибина (1951) подчеркивает, что состав и мощности меловых отложений Восточного Забайкалья характеризуются сильной изменчивостью как в пределах отдельных впадин, так и при переходе из одной впадины в другую. Это позволяет усматривать в развитии их черты индивидуальности, разновременности заложения и допускать миграцию во времени осей максимального опускания. По отношению к структурам фундамента меловые депрессии можно квалифицировать как типичные наложенные впадины. Морфологические особенности впадин, выполненных меловыми отложениями, во многих районах изучены еще недостаточно.

По мнению В.А. Обручева (1938), накопление меловых отложений в Восточном Забайкалье происходило главным образом в структурах типа грабенов. Большинство других исследователей предполагают, что фундамент депрессий испытывал как плавное изгибание, так и раскалывание. Впадины восточной части Восточного Забайкалья И.В. Лучицкий (1950) трактует как ложбинообразные прогибы с постепенным увеличением глубины прогибания к осевым частям, либо к окраинам депрессий.

На наш взгляд, при формировании большинства меловых депрессий довлеющее значение имели глыбовые дислокации в фундаменте. К этому мнению склоняют такие особенности: а) ярко выраженная разобщенность в пространстве депрессий, грабеноподобная форма и резкие коленообразные изгибы их в плане; б) наличие краевых разрывов и бо́льшая дислоцированность меловых толщ у окраин депрессий; в) сложность строения меловых толщ (резкая фациальная изменчи-

вость, асимметрия разрезов на различных флангах депрессий) и приуроченность грубообломочных пород к бортовым частям депрессий.

Вместе с тем, в пределах отдельных депрессий нижнемеловые отложения имеют отчетливое мульдообразное залегание (по материалам геофизических исследований) с плавным увеличением мощностей отложений с продвижением к центральным частям мульд (Хараноро-Борзинская, Оловская, Читино-Ингодинская депрессии). Очевидно, в процессе формирования их проявилось изгибание фундамента. Правда, структуры антиклинального типа сколько-нибудь крупного масштаба в пределах нижнемеловых депрессий - явление довольно редкое.

Формирование нижнемеловых депрессий вероятнее всего явилось следствием аркогенического воздымания региона, на фоне которого происходило опускание (проседание) клиновидных и неправильных блоков земной коры, ограниченных радиальными расколами. В процессе опускания блоки испытывали дробление, изгибание, дифференциальные перемещения (с отставанием и опережением в вертикальных перемещениях отдельных их частей).

Нижнемеловые отложения во многих районах угленосны. В ряде районов в них известны горючие сланцы, но изучение их с точки зрения возможности практического использования до настоящего времени не проводилось. В ононской депрессии в нижнемеловых отложениях отмечены проявления жидких битумов нефтяного ряда.

Кайнозой

Палеоген-неогеновые отложения выделены во многих районах Восточного Забайкалья, но палеонтологически подтверждены лишь в нескольких пунктах. Озерные песчано-глинистые отложения с палеоген-неогеновой фауной беспозвоночных установлены Д.Д.Савченко в районе Торейских озер, вблизи ст. Шарасун. Мощность их достигает 30м. Песчано-глинистые отложения с неогеновой фауной вскрыты скважиной в окрестностях с. Газимурский Завод. Известны они также в бассейне р. Нерчи и других пунктах. Преобладают озерные и аллювиальные отложения (глины, пески, галечники).

Широко распространены рыхлые четвертичные делювиально-пролювиальные, аллювиальные и делювиально-аллювиальные отложения, мощность которых в долинах рек достигает 30 м и более.

В кайнозойскую эру в некоторых районах Восточного Забайкалья происходили вулканические излияния базальтовых и липаритовых лав. Среди кайнозойских эффузивов преобладали представители основной и средней магм (базальты, андезито-базальты, долериты, трахидолериты, диабазовые порфириты, андезиты и их вулканические брекчии). В размещении покровов основных и средних эффузивов намечается закономерная приуроченность к депрессиям, выполненным нижнемеловыми отложениями. Эта закономерность особенно отчетливо проявляется в северо-восточной части Приаргунья. Покровы эффузивов здесь залегают на отложениях нижнего мела с небольшими угловыми несогласиями, причем в некоторых районах намечается асимметричное строение полей их распространения. Асимметрия сказывается в том, что нижний мел обнажается из-под покровов эффузивов только на одном из флангов полей распространения последних (бассейн р. Гидари, левобережье р. Урова, к северо-западу от с. Плюснино). Это может служить веским аргументом в пользу того, что излияния лав происходили на фоне продолжавшегося опускания отдельных частей меловых депрессий.

Кайнозойские излившиеся породы кислого состава (липариты, полифировые липариты, перлиты и лавобрекчии липаритового состава, известные под названием "дучарских" брекчий) выявлены в нескольких пунктах в северо-восточной части Приаргунья. Наиболее обширный покров кислых эффузивов закартирован И.В. Лучицким (1934) и автором в районе к северу и северо-востоку от с. Дучары. Здесь они образуют штокообразные тела и покровы общей площадью около 50 км^2. Автором подтверждено высказывание И.В. Лучицкого о послебазальтовом возрасте липаритов и ассоциирующих с последними "дучарских" брекчий. Липаритовые покровы в районе р. Россыпной перекрывают базальты и андезито-базальты. Встречены также брекчии базальтов, сцементированные кислым стеклом.

Кайнозойская магматическая деятельность в Приаргунье развивалась в континентальных условиях при резком преобладании трещинных излияний. Вулканические извержения в этот период имели подчиненное значение, так как пирокластические накопления мало характерны для эффузивных толщ большинства районов. Учитывая многообразие состава кайнозойских эффузивов, значительную мощность и сложность строения эффузивных покровов, можно предполагать большую длительность и многоэтапность вулканических извержений. В пе-

риод излияния базальтовых и липаритовых лав были подновлены некоторые нижнемеловые разрывные нарушения (левобережье р. Мотогора, разрывы вдоль долин рек Урюмкана и Урова) и заложены новые. Протяженные нарушения кайнозойского возраста оконтурены в окрестностях с. Георгиевского, к северо-востоку от с. Уровские Ключи.

Дислокации кайнозоя, по-видимому, не сопровождались крупными вертикальными движениями, так как в случае крупноамплитудных перемещений на месте опущенных блоков, наряду с базальтовыми покровами, происходило бы накопление осадков. Регион сейсмичен (до 7 баллов).

Седиментационные циклы и формации

Стратифицированные толщи рассматриваемого региона образовались в шесть циклов, которым соответствуют такие формации:

I. Протерозойский цикл - аспидная, филлитовая зелено-сланцевая, формация парасланцев, гнейсов и мраморов мощностью более 5000 м.

2. Синийско-нижнекембрийский - известняково-доломитовая и флишоидная морские формации мощностью до 6000 м.

3. Среднепалеозойский (S,D,C) - терригенная флишоидная, спилито-кератофировая и известняковая морские формации мощностью свыше 7500 м.

4. Пермо-юрский (P,T_3,I) - граувакковая и сероцветная молассовая морские и прибрежные формации, осадочно-эффузивная (порфиро-порфиритовая) континентальная формация мощностью до I0000 м.

5. Нижнемеловой - угленосная озерно-континентальная, эффузивно-туфогенная (порфировая) континентальная формации мощностью до 2000 м.

6. Неоген-антропогеновый - липарито-базальтовая формация, а также аллювиальные и элювиально-делювиальные отложения общей мощностью до 500 м.

Между перечисленными седиментационными циклами, а отчасти и внутри их, в осадконакоплении отмечены крупные перерывы, сопровождающиеся глубокой эрозией и не менее чем четырехэтапным интрузивным магматизмом (докембрийским, каледонским, варисским и киммерийским). Для докембрийского, синийско-нижнекембрийского и среднепалеозойского седиментационных циклов характерна закономерная повто-

ряемость (периодичность) в осадконакоплении и развитии тектоно-магматических процессов. В начале каждого цикла накапливались преимущественно терригенные, часто грубообломочные отложения. В дальнейшем преобладали карбонатные отложения. Заключительные периоды характеризуются доминированием терригенных и эффузивно-осадочных образований, активизацией тектоно-магматических процессов, регрессией моря и установлением континентального режима. Проявление в осадконакоплении периодичности, выражающейся в закономерной смене состава накопленных толщ в предкаледонский, каледонский и герцинский этапы, отражает полицикличное развитие геосинклинали Восточного Забайкалья вплоть до момента ее замыкания. Начиная с перми, в осадконакоплении подобной цикличности уже не наблюдается.

В период каждого цикла области преимущественного развития терригенных и карбонатных отложений оставались примерно в одном и том же положении. В связи с этим карбонатные формации протерозоя, нижнего кембрия и девона преобладают на юго-восточной окраине Восточного Забайкалья, а терригенные - в центральной полосе, отличающейся феноменальной мощностью осадочных толщ (в пределах Агинского массива, по-видимому, свыше 15000 м). Очевидно, область доминирующего терригенного осадконакопления соответствует наиболее прогнутой осевой части геосинклинали Восточного Забайкалья. К ней же была приурочена наиболее активная эффузивная деятельность в протерозое и среднем палеозое, фиксирующая глубокие расколы в фундаменте. Тенденция к нисходящему движению у отдельных блоков здесь проявлялась и в более поздние этапы развития региона - в перми, верхнем триасе, юре и нижнем мелу, когда накапливались только терригенные и эффузивные образования.

Расшифровка периодичности осадконакопления может иметь прикладное значение, поскольку образование и размещение осадочных, а отчасти и эндогенных, месторождений в значительной мере определяется геотектоническим режимом осадконакопления, т.е. типом формаций, а также наличием перерывов в осадконакоплении.

Так, среди протерозойских отложений быркинской свиты, принадлежащих аспидной формации, широко распространены ванадиеносные и графитистые сланцы. Характерны для этой свиты также андалузит- и силлиманитсодержащие сланцы, являющиеся продуктом метаморфизма высокоглиноземистых пород. Среди синийских отложений быстринской серии установлены мощные пачки магнезитов и исключительно широко

распространены доломиты, пригодные для металлургических и иных целей. Пачки известняков соответствуют средним этапам выделенных седиментационных циклов (протерозойская нортуйская, нижнекембрийская георгиевская, девонская верхнеборзинская свиты). Карбонатные и терригенные отложения быстринской серии в некоторых районах Приаргунья отличаются повышенным содержанием фосфора и марганца, что свидетельствует о перспективности их на фосфориты и марганцевые руды. Отложения, образовавшиеся в период морских регрессий и в континентальных условиях, содержат осадочные железные руды (урулюнгуевская, условская, алтачинская свиты).

Эндогенное оруденение Восточного Забайкалья, проявившееся в основном в мезозое, также тяготеет к определенным формациям. Так, полиметаллическое оруденение сконцентрировано в аспидной и известняково-доломитовой формациях синийско-кембрийского и протерозойского возраста, широко развитых на юго-востоке региона.

Оловянно-вольфрамовое оруденение проявилось преимущественно в районах широкого распространения терригенных и эффузивно-осадочных толщ, господствующих в центральной полосе региона. Золото-молибденовые узлы расположены преимущественно в северных районах Восточного Забайкалья, где преобладают протерозойские метаморфические формации и прорывающие их гранитоиды различного возраста.

КОНСОЛИДИРОВАННЫЕ МАССИВЫ И ОКАЙМЛЯЮЩИЕ ИХ ЗАМКНУТЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

На современных геологических картах наглядно видно своеобразное складчато-глыбовое строение Восточного Забайкалья. Складчато-глыбовые структуры отчетливо видны и на составленных под руководством автора региональных тектонической и геологической картах (1965).

Неоднородность и мозаичность геологического строения региона подчеркивается разобщенным положением полей распространения мезозойских эффузивно-осадочных и интрузивных образований, с резкой сменой их по простиранию и вкрест простирания выступами домезозойского фундамента, нередко имеющими в плане угловатую форму (см. рис. 14). Такое сочетание и чередование выходов разновозрастных толщ и интрузивов обусловлено интенсивным проявлением склад-

чато-глыбовых дислокаций в юрском периоде, но крупноамплитудные глыбовые перемещения в фундаменте отмечаются, как это было показано, начиная с конца протерозоя. Новые геологические и геофизические данные подтверждают вывод В.А. Обручева (1938) о доминирующей роли в киммерийский тектогенез складчато-глыбовых дислокаций. Последние предопределены консолидацией фундамента в заключительный этап варисского тектоно-магматического цикла.

В связи с этим обращает на себя внимание крайне неравномерное размещение на территории рудных поясов киммерийских и верхнекиммерийских интрузий и дайковых пород, с которыми пространственно и парагенетически связано свинцово-цинковое, молибденовое, золотое и редкометальное оруденение. Наряду с узлами и зонами "сгущения" мезозойских интрузивных и дайковых пород наблюдаются обширные выступы докембрийско-палеозойского фундамента, почти лишенные мезозойских интрузивных образований. Отсюда видно, что верхнекиммерийские и киммерийские интрузивные породы размещаются на территории Восточного Забайкалья не хаотично, а приурочены в основном к сравнительно узким зонам на периферии выступов консолидированного основания, образуя вокруг них своего рода "интрузивные ожерелья" (см. рис. I4). В пределах периферических зон в юрском периоде накапливались морские, прибрежные и континентальные отложения мощностью до 5-6 тыс. м. Здесь же преимущественно в верхнеюрское время проявилась эффузивная деятельность. Юрские толщи во многих районах сравнительно сильно дислоцированы.

Наиболее крупные выступы консолидированного фундамента, не претерпевшие коренной структурной перестройки в киммерийский тектогенез и отличавшиеся относительной инертностью, выделены на тектогенической карте и прилагаемой схеме (рис. I5) как консолидированные массивы /Агинский (I), Урулюнгуевский (II), Кутомарский (III), Аленгуйский (IУ), Уровский (У), Шилкинский (УI), Борщовочный (УП), Куэнгинский (УШ), Каренгинский (IX), Витимский (X), Хилокский (XI), Ингодинский (XII) и Амазарский (XIII)/. Промежуточные области между консолидированными массивами служили местом активной мезозойской магматической деятельности. Именно здесь чаще всего происходила разрядка киммерийских дислокаций (сбросы, надвиги, пликативные нарушения). В этих же районах, как уже упоминалось, распространены преимущественно юрские эффузивно-осадочные образования. Все это свидетельствует о том, что промежуточные области

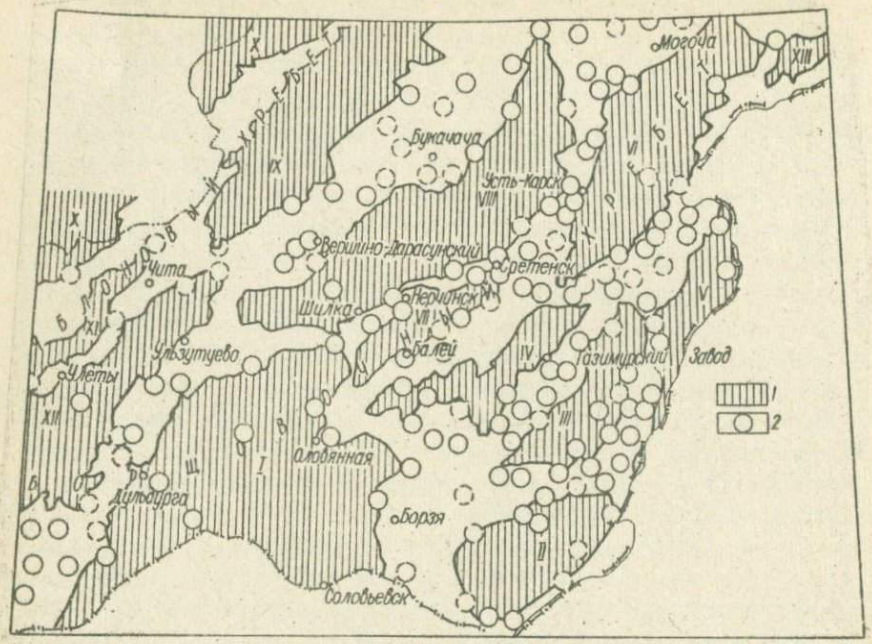


Рис. 15. Консолидированные массивы и окаймляющие их замкнутые рудные пояса в Восточном Забайкалье:

I-консолидированные массивы (цифры на карте); 2-рудные узлы (пунктиром - предполагаемые).

между консолидированными массивами в юрском периоде были наиболее подвижными и проницаемыми для магм. Они отнесены нами к категории мобильных поясов. Строение их весьма сложное, с мозаичным частым чередованием резко разновозрастных (мезозойских, палеозойских, докембрийских) толщ и интрузивов, пересеченных многочисленными различно ориентированными разломами, т.е. являются типично складчато-глыбовым.

Само собой разумеется, что глыбовое строение Восточного Забайкалья не могло не отразиться на размещении эндогенного оруденения, проявившегося в главной массе в киммерийский тектоно-магматический цикл, отличавшийся особо интенсивными складчато-глыбовыми дислокациями. Совмещение и сопоставление контуров юрских консолидированных массивов и окаймляющих их мобильных поясов с картами, на которых были нанесены все наиболее существенные

сведения о размещении полиметаллического, оловянного, вольфрамового, молибденового, редкометального, золотого и других типов эндогенного оруденения, показало, что оно локализовано главным образом в пределах юрских подвижных поясов, обрамляющих консолидированные массивы (рис. I5). Рассмотрим их вкратце.

Кутомарский массив. Контуры массива и окаймляющего его юрского мобильного пояса намечены в общих чертах в 50-х годах (Князев, I957). Теперь они откорректированы с учетом новых материалов (рис. I6).

Расположен в центре Приаргунья, охватывая значительную часть водораздела Газимура и Аргуни. Форма его линзовидная с вогнутостью, обращенной к северо-западу; площадь около 4000 км^2. В контурах массива обнажены преимущественно варисские и каледонские гранитоиды. Сравнительно небольшая площадь занята выходами сложно дислоцированных синийско-кембрийских сланцево-карбонатных отложений и протерозойских метаморфических сланцев. Возраст складчатости - салаирский и варисский; преобладающее простирание - северо-восточное, приблизительно в направлении вытянутости массива. В прилегающих к массиву районах наряду с широко развитыми синийско-кембрийскими и протерозойскими толщами, закартированы сравнительно небольшие выходы нижнего силура, девона и нижнего карбона, но на территорию массива они нигде не распространяются. Это позволяет предполагать, что на месте его после регрессии синийско-кембрийского моря было устойчивое поднятие. Приподнятым он был и в юрском периоде.

Кутомарский массив почти на всем протяжении окаймляется прибрежными и континентальными нижне-среднеюрскими терригенными отложениями. На западной его окраине, в окрестностях с. Газимурский Завод, развита морская нижняя-средняя юра. Накопление юрских отложений на восточной и северо-восточной окраинах массива происходило, вероятнее всего, в неглубоких рукавообразных заливах и озерах. Один из таких заливов намечается по небольшим эрозионным останцам юрских пород, закартированным на северо-востоке массива (окрестности сел Кутомара, Козлово, Большой Зерентуй). Мощность сохранившейся здесь юры не превышает 300-400 м. Более обширный и глубокий залив следовал вдоль восточной окраины Кутомарского массива, распространяясь с юго-запада на северо-восток по линии

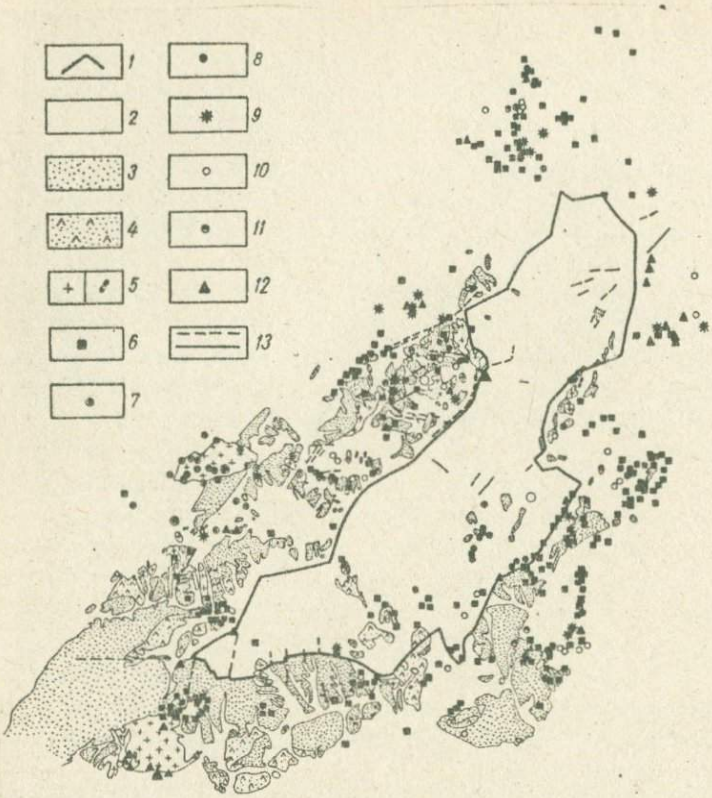


Рис. 16. Замкнутый рудный пояс, окаймляющий Кутомарский консолидированный массив:

1-границы массива; 2-докембрийские и палеозойские породы; 3-юрские прибрежно-континентальные и морские отложения; 4-верхнеюрские эффузивы; 5-киммерийские интрузивы (гранитоидов и др.); месторождения и рудопроявления: 6-полиметаллические (серебро-свинцово-цинковые), 7-молибденовые; 8-золотые; 9-оловянно-вольфрамовые и другие редкометальные; 10-железорудные; 11-сурьмяные; 12-флюоритовые; 13-разрывные нарушения.

сел Калга-Чупрово-Чашино-Ильдикан-Михайловка-Горный Зерентуй-Нерчинский Завод-Широкое-Патрино-Богдать. Мощность юрских отложений, накопленных в этом заливе, постепенно уменьшается от 3 км на юго-западе (окрестности ст. Калга) до первых сотен метров на северо-востоке (окрестности сел Нерчинский Завод, Широкое). Не

покрывалась полностью нижне-среднеюрским бассейном, по-видимому, и юго-западная часть массива. Мощность юрских отложений здесь также уменьшается с продвижением от периферии к центру массива вплоть до полного выклинивания. Эрозионные останцы юры, оконтуренные на окраинах массива в окрестностях сел Кузнецово, Бохто, Кукуй, Красноярово, Шаракан, Доно, своим положением намечают заливы, омывавшие участки суши островного типа на месте центральной части Кутомарского массива (окрестности гор Кутомарская, Шевия, Кедровник). Неглубокие заливы проникали, вероятно, в пределы массива и на северо-западе.

На геологических картах отчетливо видно краевое (окаймляющее) положение наиболее глубоких юрских впадин по отношению к Кутомарскому массиву. Сложенный палеозойскими гранитоидами и вплавленными в них древними толщами, он не участвовал в киммерийских пликативных дислокациях, а реагировал на них краевыми расколами в фундаменте и обжимался окружавшими его слабо уплотненными юрскими породами. Эти породы сминались под действием сдавливающих усилий и глыбовых перемещений в зоне соприкосновения Кутомарского и сопредельных массивов (Урулюнгуевский, Уровский, Аленгуйский и др.). Именно в смежной (межглыбовой) области сконцентрирована преобладающая масса верхнеюрских гипабиссальных и малых интрузивов, дайковых пород.

В юрском мобильном поясе, окаймляющем Кутомарский консолидированный массив, сконцентрирована главная масса полиметаллических месторождений и рудопроявлений Восточного Забайкалья (свыше 300). Полиметаллическое оруденение в ряде районов сопровождается молибденовым, золоторудным, оловянным, вольфрамовым, мышьяковым, флюоритовым и др.

Серебро-свинцово-цинковые месторождения протягиваются почти непрерывной овальной полосой вокруг Кутомарского консолидированного массива, образуя четко выраженный замкнутый (эллиптический) рудный пояс. Протяженность длинной оси эллипса составляет примерно 200 км, короткой – около 100 км.

Рудный пояс включает такие основные группы полиметаллических месторождений: Кличкинскую, Чупинскую, Савва-Борзинскую, Калгуканскую, Покровскую, Кадаинскую, Явленскую, Смирновскую, Михайловскую, Шаманскую, Козулинскую, Богдатскую (юго-восточная ветвь пояса), Култуминскую, Ильдиканскую, Тайнинскую, Красноярово-Зо-

линскую, Акатуевскую, Александровозаводскую и Алгачинскую (северо-западная ветвь пояса).

Во внутренней части пояса, т.е. в пределах самого Кутомарского консолидированного массива, расположены единичные полиметаллические рудопроявления Донинской и Солкоконской групп, а также Козулинское золоторудное месторождение. В пределах замкнутого рудного пояса сосредоточено свыше 95% общего числа разнообразных по составу месторождений полезных ископаемых Приаргунья.

Большая часть рудных узлов приурочена к интервалам разворотов и коленоподобных изгибов юрского мобильного пояса, обрамляющего угловатые выступы Кутомарского и смежных с ним консолидированных массивов.

Обнаруживаются некоторые металлогенические отличия отдельных сегментов замкнутого рудного пояса. Так, для восточного сегмента, наряду с профилирующим серебро-свинцово-цинковым оруденением, характерно золото-полиметаллическое, олово-полиметаллическое, мышьяково-полиметаллическое оруденение. Известны здесь, кроме того, единичные ртутные, сурьмяные и другие рудопроявления. Для южного сегмента, кроме полиметаллического оруденения, свойственно мышьяково-полиметаллическое и флюоритовое, для юго-западного - молибденовое и золотое, для северо-восточного - оловянное, вольфрамовое, иное редкометальное, золотое, флюоритовое.

Следует особо подчеркнуть, что изучение рудоносности Приаргунья проводится уже в течение 300 лет и многие "легкооткрываемые" месторождения в этом районе уже выявлены. Именно по этой причине здесь так ярко видна концентрация оруденения в замкнутом рудном поясе, окаймляющем Кутомарский консолидированный массив. Чем детальнее будет изучен рудный район и чем больше будет открыто в нем месторождений полезных ископаемых, тем яснее будет видна преимущественная концентрация эндогенного оруденения в межглыбовых зонах (т.е. в замкнутых рудных поясах). Это относится не только к Восточному Забайкалью.

Несмотря на длительное изучение Приаргунья, этот регион еще остается, вне всякого сомнения, весьма перспективным на открытие как полиметаллических, так и других месторождений. Особенно это касается слабообнаженных интервалов намеченного замкнутого рудного пояса.

Недостаточно изученные рудные поля в Приаргунье необходимо

охватить крупномасштабными геолого-геофизическими съемками. Особое внимание следует обратить на поиски погребенных под рыхлыми отложениями и слепых рудных залежей, используя глубинную металлометрию (вторичные и первичные ореолы рассеяния), а также геофизические методы, основанные на изучении естественных и вызванных электрических полей и др. Геофизические методы могут оказать большую помощь при прослеживании рудоконтролирующих структур и оконтуривании блоков (Сейфуллин и др., 1961).

При проведении среднемасштабных поисковых работ необходимо учитывать преимущественную концентрацию оруденения в местах разворотов и изгибов юрского мобильного пояса, огибающих углы Кутомарского консолидированного массива. Кроме того, нужно принимать во внимание отмеченные особенности металлогенической специализации различных сегментов замкнутого рудного пояса.

На примере рассмотренного замкнутого рудного пояса видно, что оконтуривание консолидированных массивов и окаймляющих их рудных поясов позволяет не только подметить наиболее общие (региональные) закономерности пространственного размещения оруденения, но и наметить недостающие рудоносные интервалы (по периметру пояса), перспективные слабообнаженные и закрытые районы, а также предвидеть их металлогеническую специализацию. Для прогноза металлогенической специализации отдельных интервалов замкнутых рудных поясов приобретает особое значение расшифровка региональной рудной зональности, рассмотрению которой посвящена отдельная (пятая) глава.

Шилкинский массив. В контуры его включены почти весь северо-восток междуречья Шилка – Аргунь, а также значительная часть левобережья Шилки и бассейн среднего течения Амазара (рис. 17). На востоке он распространяется за пределы рассматриваемой территории. Площадь его превышает 10000 км^2. Форма массива линзовидная, слегка изогнутая с выпуклостью на юго-восток. Характерна ступенчатость границ массива, обусловленная сочетанием северо-восточных и северо-западных краевых разломов. Показанные границы могут оказаться справедливыми лишь в общих чертах. Они требуют уточнения в первую очередь на северо-востоке и юго-западе массива (севернее ст. Могоча и южнее с. Усть-Карск), хотя и здесь очерчены не произвольно, так как почти на всем протяжении отмечаются цепочками мезозойских интрузивов.



Рис. 17. Замкнутый рудный пояс, окаймляющий Шилкинский консолидированный массив.

Условные обозначения см. рис. 16.

Геологическое строение Шилкинского массива и примыкающего к нему мобильного пояса исключительно сложное. В фундаменте мезозоя преобладают синийско-кембрийские и протерозойские сланцево-карбонатные отложения, прорванные крупными варисскими и каледонскими гранитными плутонами и сравнительно небольшими телами диоритов и габбро. Среднепалеозойские отложения мало рас-

пространены на периферии массива и их почти нет внутри его. Складчатые структуры фундамента оформированы в период каледонского и варисского тектоно-магматических циклов. Простирание их преимущественно северо-восточное и широтное, большей частью диагональное к удлинению массива.

В контурах массива не установлены морские силурийские, девонские, карбоновые, пермские, триасовые и юрские отложения, развитые в ряде районов в примыкающем к нему мобильном поясе. Это дает основание утверждать, что Шилкинский массив обособился как самостоятельная структурная единица задолго до юрского периода, и внутренние его районы, по-видимому, не покрывались морскими трансгрессиями в послекембрийское время.

Основные юрские впадины, как и наиболее крупные киммерийские интрузивы, приурочены главным образом к периферическому мобильному поясу и в значительно меньшей степени затронули центральную часть массива (окрестности с. Каталги, бассейн Шилки).

В мобильном поясе, обрамляющем Шилкинский консолидированный массив, сосредоточено несколько сотен полиметаллических, молибденовых, золотых, оловянных, редкометальных и других месторождений и рудопроявлений, во внутренней же части массива – лишь единичные рудопроявления. Для юго-восточной ветви рудного пояса характерно полиметаллическое оруденение, для северо-западной – молибденовое, золотое, редкометальное и полиметаллическое. В совокупности эти ветви образуют эллиптический замкнутый рудный пояс, подобный Приаргунскому, но более крупного масштаба. Длинная ось эллипса ориентирована в северо-восточном направлении, протяженность ее около 300 км. В пределах замкнутого рудного пояса очень ярко выражена узловая концентрация оруденения (Култуминский, Усть-Карский, Давендинский, Будюмканский и др. рудные узлы). Этот замкнутый рудный пояс перспективен на месторождения золота, свинца, цинка, молибдена, редких металлов и других полезных ископаемых.

Аленгуйский массив. Расположен в центральной части Восточного Забайкалья, в междуречье Унда – Газимур. Очертания его сложные, коленообразные; вогнутостью обращен на северо-запад (рис. 18). Площадь около 4000 км^2. Границы массива на значитель-

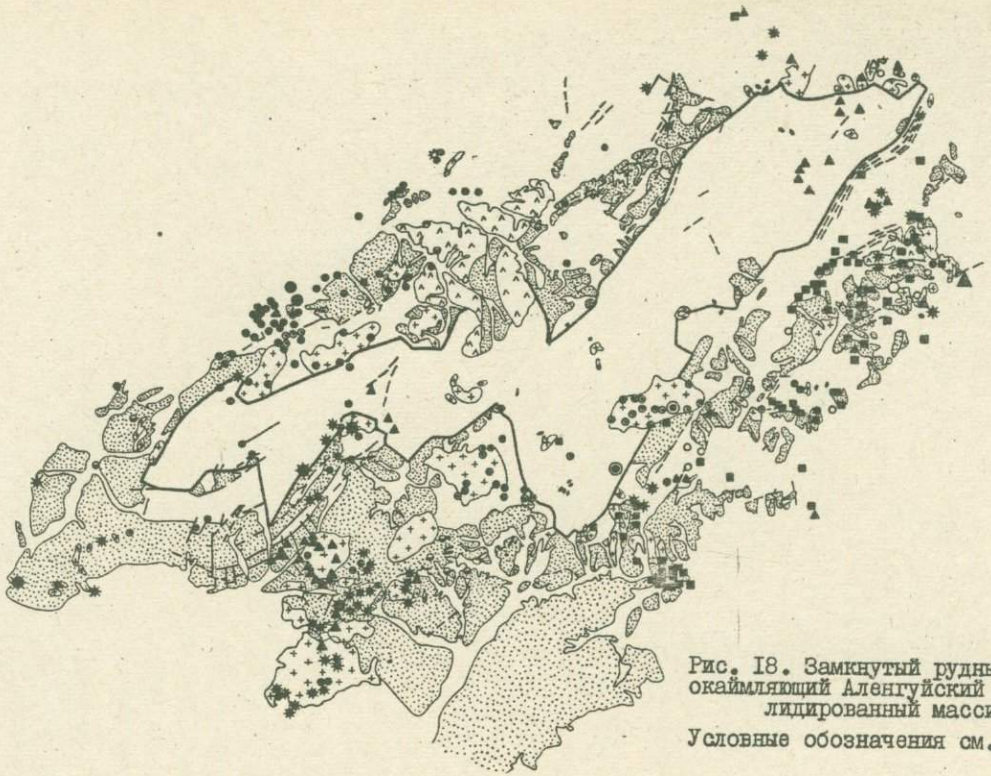


Рис. I8. Замкнутый рудный пояс, окаймляющий Алентуйский консолидированный массив.

Условные обозначения см.рис.I6.

ном протяжении совпадают с контурами распространения нижне-среднеюрских морских и прибрежных отложений, опоясывающих его с юго-востока, юга, запада, севера и северо-запада. Границы эти в большинстве интервалов тектонические, совпадающие с региональными разрывными нарушениями.

Сложен варисскими гранитоидами, включающими небольшие ксенолиты нижнекарбоновых и протерозойских (?) отложений. Частично покрывался нижне-среднеюрским морским заливом, занимая в его пределах островное положение. В процессе верхнекиммерийских дислокаций возникли глубокие краевые расколы, вдоль которых внедрилось множество небольших и крупных (до 200 км^2) тел гранитов, а также разнообразных дайковых пород. На северной окраине массива в верхней юре происходили мощные излияния андезитовых лав (бассейн Унды). Широкая цепь верхнекиммерийских интрузивов вместе с глубокими краевыми юрскими впадинами выразительно подчеркивает мобильность периферической зоны, окружавшей Аленгуйский массив в юрском периоде.

В юрском мобильном поясе на периферии Аленгуйского массива почти на всем его протяжении сконцентрированы многочисленные и разнообразные по составу эндогенные мезозойские месторождения (полиметаллические, молибденовые, оловянно-вольфрамовые, золоторудные и др.). Слабо рудоносным является лишь северо-западный сегмент мобильного пояса, вероятно, из-за сравнительно слабой его изученности. В юго-восточном сегменте рудного пояса преобладает полиметаллическое оруденение, в южном и юго-западном - молибденовое, золотое, оловянно-вольфрамовое, иное редкометальное и флюоритовое.

Агинский массив. В пределы СССР попадает только его северная часть, а на юге он распространяется на территорию МНР. Это один из крупнейших массивов в Восточном Забайкалье (свыше 25000 км^2). Конфигурация его овально-ступенчатая, в оконтуренной части примерно изометричная. Сложен преимущественно осадочными и эффузивно-осадочными сильно дислоцированными протерозойскими и среднепалеозойскими образованиями; на интрузивные породы приходится не более одной десятой площади.

Восточная граница массива повторяет в общих чертах контуры так называемой Агинской сигмоидной структуры, вырисовывающейся

выходами метаморфических пород докембрия и облекающих последние выходами среднепалеозойских отложений. На севере и северо-западе граница проходит вдоль региональных разломов в прибортовых частях верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых впадин. Юго-западная граница показана схематично; она намечается вдоль протяженных разрывных нарушений, ограничивающих с востока полосу широкого развития юрских эффузивов и интрузивов, а также меловых отложений (в долине Онона)..

Геологическое строение территории Агинского массива очень сложное и изучено лишь в общих чертах. Протерозойские и среднепалеозойские отложения смяты в плотно сжатые, нередко опрокинутые и лежачие складки разного направления. В восточной половине массива, с продвижением с юга на север, их простирание изменяется так: северо-восток - север - северо-запад - север - северо-восток. Это и есть Агинская сигмоида. В центральной части и на западе массива преобладают северо-восточные и близширотные простирания палеозойских складок, на севере - северо-западные и северо-восточные. Поразительно, что многокилометровые толщи докембрия и среднего палеозоя вне контуров массива (на севере, северо-западе и северо-востоке) не обнаруживаются; они обрезаны краевыми разломами. Вследствие этого автономность массива в региональном структурном отношении выражена особенно отчетливо.

Структурное оформление Агинского массива, в основных чертах, закончилось варисским тектоно-магматическим циклом, после чего он был значительно приподнят и служил жестким упором для окаймлявшего его мезозойского мобильного пояса. На киммерийские дислокации этот массив реагировал преимущественно образованием разрывных нарушений, к которым приурочены сравнительно небольшие мезозойские интрузивы в основном гранитоидного состава. Широкое развитие морских пермских, триасовых и юрских отложений на северо-восточной, северной и западной окраинах Агинского консолидированного массива указывает на проявление крупных нисходящих движений в примыкающих к нему районах. В эти движения вовлекались также и отколовшиеся блоки на его окраинах.

В периферической части Агинского консолидированного массива в процессе мезозойских дислокаций возникли глубокие разломы, проникавшие до магматических очагов; к ним были приурочены верхнеюрские излияния андезитовых и дацитовых лав.

В средние и конечные этапы киммерийского тектоно-магматического цикла в пределах юрского мобильного пояса, обрамляющего Агинский массив, происходило внедрение довольно крупных массивов гранитного состава, а также более разнообразных по составу многочисленных гипабиссальных интрузий и дайковых тел, с которыми генетически связаны оловянные, вольфрамовые, иные редкометальные, золоторудные и другие месторождения (Любавинская, Хапчерангинская, Курылтыкенская, Тарбальджейская, Харатуйская, Харалгинская, Ара-Илинская, Сыпчегурская, Седловская, Нижнеононская, Оловяннинская, Соктуевская, Шерловогорская, Харанорская группы месторождений и рудопроявлений).

Перечисленные и другие группы месторождений, тяготеющие к окраинам Агинского массива, составляют в совокупности периферический фрагментарный рудный пояс. Прерывистость и неравномерность размещения оруденения в пределах намеченного рудного пояса являются следствием ярко выраженного складчато-глыбового строения юрского мобильного пояса, окружающего Агинский массив, а также неравномерной изученности и опоискованности его периферии. В особенности это относится к восточной и западной окраинам массива. Между тем, именно к этим районам приурочено наиболее продуктивное для данного региона оловянное оруденение сульфидно-касситеритовой формации (Шерловогорское, Хапчерангинское, Тарбальджейское месторождения). Перспективны на этот тип оруденения такие районы:

I. Восточная окраина Агинского массива, начиная от широты ст. Оловянная на севере, через ст. Хадабулак, Шерловую гору и Адун-Челон, вплоть до оз. Зун-Торей на юге. Особое внимание следует обратить на поиски редкометального (олово, бериллий, вольфрам) и полиметаллического оруденения в окрестностях Адун-Челонского марганцевого рудопроявления, где уже известна полиметаллическая минерализация. Здесь же автором отмечена флюоритовая минерализация.

2. Левобережье р. Онон в полосе шириной 20-30 км, начиная от широты с. Ара-Иля на северо-востоке, до широты с. Кыры и далее к юго-западу (мобильный пояс на западной окраине Агинского массива). В отношении сульфидно-касситеритового оруденения наиболее перспективными являются бассейн верховий р. Или, междуречье Былыры и Курулги.

Несколько редкометальных рудных узлов расположено во внут-

ренней части Агинского массива, в местах, где он интрудирован верхнекиммерийскими гранитоидами.

Борщовочный массив. Занимает междуречье Шилка - Унда (рис. 19), площадь около 3000 км^2. В контурах массива обнажены протерозойские и девонские отложения, прорванные варисскими и условно киммерийскими (борщовочными) гранитами. Интрузивы в основных чертах конкордантны к палеозойским складчатым структурам северо-восточного простирания; в этом же направлении вытянут Борщовочный консолидированный массив. Он почти со всех сторон ограничен крупными разломами (Борщовочным, Шилкинским и др.) и окружен выходами юрских и нижнемеловых эффузивно-осадочных толщ. Выступы суши на месте массива появились, вероятно, еще в позднем докембрии, а в девоне и нижнем карбоне он захватывался морскими трансгрессиями лишь на окраинах. В перми и верхнем триасе вдоль северной границы массива протягивались узкие, но глубокие морские заливы, приуроченные к приразломным впадинам.

Палеогеографическая обстановка в контурах Борщовочного массива в нижней-средней юре остается пока еще недостаточно ясной. Видимо, нижне- среднеюрский морской бассейн Восточного Забайкалья покрывал только южную и юго-восточную окраины. Принимая во внимание существенно грубообломочный состав юрских и нижнемеловых отложений, распространенных в непосредственной близости массива, можно предполагать, что он испытывал в это время крупноамплитудные поднятия. На периферии массива оконтурены многочисленные верхнеюрские интрузивы гранитоидного состава, приуроченные к расколам фундамента в мобильном поясе.

В мобильном поясе, обрамляющем Борщовочный массив, локализованы месторождения и рудопроявления золота, редких металлов. По металлогенической специализации и продуктивности этот рудный пояс, образно говоря, является "золотым".

Куэнгинский массив. Охватывает значительную часть левобережья Шилки, включая бассейны ее левых притоков - Нерчи, Куэнги, Ундурги, Олова и др. (рис. 20). Форма массива ступенчато-линзовидная, резко вытянутая в северо-восточном направлении и несколько изогнутая (с выпуклостью к юго-востоку); площадь около 20000 км^2. Границы массива схематичны и проведены главным образом с учетом распространения верхнеюрских интрузивов и эффузивов, сконцентри-

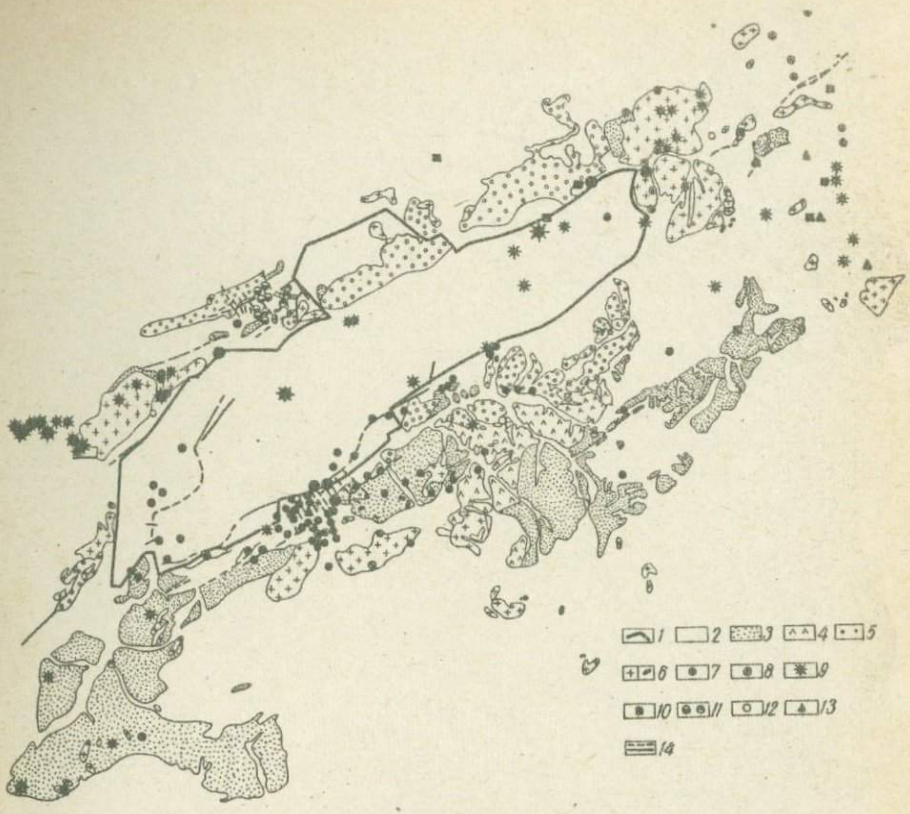


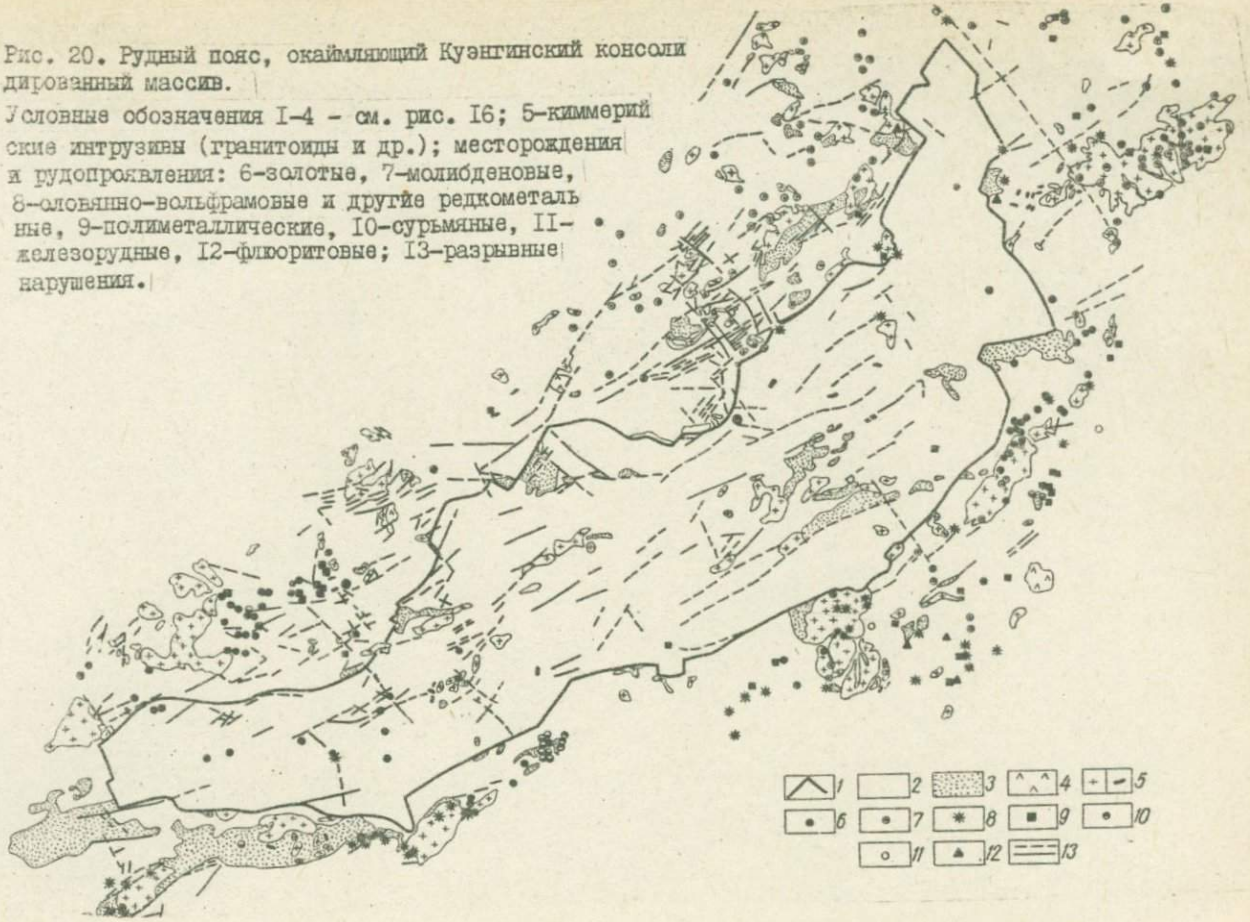
Рис. 19. Рудный пояс, окаймляющий Борщовочный консолидированный массив:

1-4-см. рис. 16; 5-меловые отложения; 6-киммерийские интрузивы (гранитоиды и др.); месторождения и рудопроявления: 7-золотые; 8-молибденовые; 9-оловянно-вольфрамовые и другие редкометальные; 10-полиметаллические (серебро-свинцово-цинковые и др.); 11-ртутные и сурьмяные; 12-железорудные; 13-флюоритовые; 14-разрывные нарушения.

рованных в окружающем юрском мобильном поясе. В центральной части массив разбит густой сетью разрывных нарушений на мелкие блоки и на обширной площади перекрыт плащом слабо дислоцированных нижнемеловых отложений (оловская депрессия и прилегающие к ней районы). В дальнейшем следует проанализировать возможность

Рис. 20. Рудный пояс, окаймляющий Куэнгинский консолидированный массив.

Условные обозначения I–4 – см. рис. I6; 5–киммерийские интрузивы (гранитоиды и др.); месторождения и рудопроявления: 6–золотые, 7–молибденовые, 8–оловянно-вольфрамовые и другие редкометальные, 9–полиметаллические, I0–сурьмяные, II–железорудные, I2–флюоритовые; I3–разрывные нарушения.



включения этой части массива в контуры мобильной зоны с выделением двух самостоятельных консолидированных массивов (на западном и северо-восточном флангах рассматриваемого массива).

В пределах Куэнгинского массива преобладают варисские и каледонские гранитоиды, интрудированные в сложно дислоцированные докембрийские метаморфические толщи. В нижнем и среднем палеозое территория массива представляла собой прибортовую постоянно приподнятую часть геосинклинальных прогибов и подверглась глубокому размыву. Краевое положение она занимала также и по отношению к пермскому, верхнетриасовому и нижне- среднеюрскому морским заливам, проникавшим в Восточное Забайкалье со стороны Приамурья. Своеобразие геотектонической позиции массива (близость к наиболее подвижной области) предопределило высокую активность глыбовых дислокаций как на окраинах, так и во внутренних его районах. К древним разломам глубокого заложения были приурочены каледонские и варисские интрузии диоритов, габбро и ультраосновных пород.

В юрском периоде краевые расколы фундамента послужили подводящими каналами для верхнекиммерийских интрузий гранитоидных магм, а также для излияний средних и кислых лав. К мобильному поясу, окаймляющему Куэнгинский массив, приурочены самые крупные мезозойские интрузивы Восточного Забайкалья. Здесь же расположены многочисленные молибденовые, золоторудные, редкометальные, полиметаллические месторождения и рудопроявления, которые в совокупности образуют протяженный прерывистый (фрагментарный) рудный пояс. Фрагментарность намеченного рудного пояса является, вероятнее всего, следствием недостаточной изученности и опоискованности обширных территорий северной части Восточного Забайкалья.

Урулюнгуевский массив. Расположен на крайнем юго-востоке Забайкалья, в междуречье Аргунь - Урулюнгуй. Форма его овальная, вытянутая в северо-восточном направлении, площадь более 6000 км^2. Обрамляется почти на всем протяжении юрскими и нижнемеловыми эффузивно-осадочными образованиями. Фундамент мезозоя сложен палеозойскими и верхнепротерозойскими гранитами, интрудированными в синийско-кембрийские и протерозойские сланцево-карбонатные толщи. Ордовикских, силурийских, девонских, карбоновых, пермских и триасовых отложений на территории массива не обнаружено. Возраст ос-

новных складчатых структур - каледонский (салаирский); простирание их северо-восточное и близширотное, в основном совпадающее с вытянутостью массива.

Зарождение Урулюнгуевского массива относится к начальным этапам каледонского цикла, поскольку еще в верхнем протерозое в контурах его появились поднятия, о чем свидетельствуют мощные грубообломочные отложения в основании синийско-кембрийской быстринской серии (урулюнгуевская свита, Князев, 1962а). В нижнем кембрии он также, видимо, испытывал поднятие, так как отложений алданского и ленского ярусов в его пределах нет, но сравнительно широко распространены непосредственно к северу (георгиевская и алтачинская свиты). Не охватывался, вероятно, Урулюнгуевский массив морскими трансгрессиями и в среднем-верхнем кембрии, ордовике, силуре, девоне, карбоне и триасе.

Нижне- среднеюрский морской залив Восточного Забайкалья захватывал только северо-западную окраину массива, не проникая далеко внутрь его. Накопление мощных юрских морских и прибрежных отложений происходило в области стыка Урулюнгуевского, Агинского и Кутомарского консолидированных массивов. Со второй половины юрского периода, а возможно несколько раньше, началось опускание юго-восточной окраины массива, сопровождавшееся накоплением относительно маломощных (500-1000 м) кластических осадков озерно-континентальных фаций. В верхней юре проявились глыбовые дислокации, отличавшиеся особой активностью на окраинах массива, но охватившие и внутренние его районы. К этому времени относится образование крупных краевых разломов, по которым изливались андезитовые и липаритовые лавы. На юго-восточной, западной и северной окраинах массива в конце верхней юры, наряду с эффузивной деятельностью, происходило формирование гипабиссальных и малых интрузивов гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, а также дайковой серии пород (Строна, 1965).

Окраины Урулюнгуевского массива и окружающий его мобильный пояс также характеризуются повышенной рудоносностью. Преобладающими типами оруденения являются полиметаллическое, флюоритовое и редкометальное. Полиметаллическое оруденение преобладает на северо-восточной периферии массива (Кличкинская и Заурулюнгуевская группы месторождений). Флюоритовые месторождения широко распространены на юго-западной и южной периферии массива, а также

во внутренней его части. Нахождение флюоритового и сопровождающего его редкометального оруденения внутри массива обусловлено активным проявлением верхнекиммерийских глыбовых дислокаций и синхронного им эффузивно-интрузивного магматизма в контурах самого массива. Окраины массива и окружающий его мобильный пояс изучены и опоискованы мало.

Смежное положение Урулюнгуевского массива с Приаргунским полиметаллическим поясом, наличие на окраинах и в пределах его верхнекиммерийских гипабиссальных интрузивов и дайковых пород, относительно широкое распространение синийско-кембрийских сланцево-карбонатных отложений (с аспидными сланцами) вместе с установленными признаками проявления полиметаллического оруденения - все это свидетельствует о возможности выявления на периферии массива полиметаллических и других месторождений. Находки их можно ожидать в первую очередь в окрестностях ст. Мациевской и в пределах Березовой Гривы (западная окраина Урулюнгуевского массива), а также на северной и северо-восточной его периферии. Юго-западная окраина массива перспективна на оловянное оруденение сульфидно-касситеритовой формации.

Уровский массив. Протягивается вдоль левобережья среднего течения Аргуни и занимает значительную часть бассейна Урова. В пределах СССР расположена, вероятно, только западная окраина Уровского массива; на юго-востоке он распространяется в Дунбэй (Маньчжурия). Намеченные границы его являются предварительными. В контурах массива закартированы сравнительно обширные выходы протерозоя, синия-кембрия и девона, прорванные варисскими и каледонскими гранитоидами. Простирание палеозойских и докембрийских складок северо-восточное, меридиональное и близширотное. В верхнем палеозое и мезозое территория массива находилась в континентальных условиях. В нижнем мелу южная его окраина (р. Аргунь и ее правые притоки) заливалась обширным озером. В промежутке между Уровским и Кутомарским массивами сравнительно широко распространены юрские эффузивно-осадочные образования. Здесь же оконтурено большое число верхнеюрских гипабиссальных и малых интрузивов, а также дайковых пород, фиксирующих своим положением промежуточный мобильный пояс. Аналогичная картина наблюдается и в смежной части Уровского и Шилкинского консолидированных массивов. В мобильном поясе, примыкающем к Уровскому консолидированному массиву с северо-запада, со-

средоточены многочисленные полиметаллические месторождения. На северной окраине массива выявлены золоторудные и редкометальные рудопроявления. В пределах СССР расположена, по-видимому, лишь северо-западная ветвь замкнутого пояса, окаймляющего Уровский консолидированный массив.

Ингодинский массив. Протягивается вдоль правобережья Ингоды, распространяясь на юго-западе за пределы Восточного Забайкалья. Очертания сложные многоступенчатые, резко вытянутые в северо-восточном направлении; изогнут с выпуклостью к юго-востоку, площадь более 8000 км^2. На северо-западе ограничен Читино-Ингодинской верхнеюрской-нижнемеловой впадиной. Юго-восточная граница проведена с учетом распространения эффузивно-осадочной юры (на юго-западе и северо-востоке) и мезозойских интрузий. Контуры массива еще нуждаются в уточнении; возможно его следовало бы расчленить на два самостоятельных консолидированных массива вдоль цепочки юрских интрузивов и эффузивов, оконтуренных южнее хр.Аршан.

В пределах массива преимущественно развиты палеозойские гранитоиды с ксенолитами докембрийских метаморфических сланцев. Выходы последних намечают положение шарнира древней, вероятнее всего, протерозойской антиклинорной структуры, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль всего массива. Морские палеозойские и мезозойские отложения на территории массива не известны, но закартированы в ряде районов непосредственно к юго-востоку от него (девон, пермь, верхний триас и условный силур).

В верхней юре окраины массива испытали глыбовые дислокации, сопровождавшиеся интрузивной и эффузивной деятельностью, отличавшейся особенной активностью в юго-восточной ветви мобильного пояса. На северо-западе массива к этому времени относится заложение Читино-Ингодинской впадины. В юрском мобильном поясе, окружающем Ингодинский массив, преобладают золоторудное, оловянное, вольфрамовое оруденения; внутри массива установлены лишь единичные рудопроявления, на основании чего можно говорить о преимущественной концентрации оруденения опять-таки в периферическом фрагментарном рудном поясе.

Каренгинский массив. Включает бассейн Каренги и правобережье Нерчи, совпадая примерно с хр. Черского; на северо-востоке рас-

простираются за пределы Восточного Забайкалья. Очертания ступенчатые, удлиненные в северо-восточном направлении и слабо изогнутые с выпуклостью к юго-востоку; площадь более 10000 км^2. С юго-востока массив ограничен цепью нижнемеловых-верхнеюрских впадин и серией ступенчатых сбросов, протягивающихся вдоль Нерчи и Ульдурги. На северо-западе границы массива проведены ориентировочно по наиболее значительным разрывным нарушениям, ограничивающим с юго-востока область широкого распространения верхнеюрских эффузивов (в бассейнах Читинки, Джалауки, Дулишмы, Муйшины). На периферии массива, т.е. в пределах окаймляющего его мобильного пояса, сконцентрированы мезозойские интрузивы. Выходы их особенно многочисленны и обширны в юго-западном сегменте мобильного пояса (бассейны рек Ульдурги, Читинки, Кручины и Никишихи).

В контурах массива преобладают метаморфические сланцы нижнего-верхнего протерозоя, докембрийские и палеозойские гранитоиды. Складчатые структуры сформированы в основном в докембрии; простирание их преимущественно близширотное, почти поперечное к направлению вытянутости массива.

Каренгинский массив, вероятно, отделял синийско-кембрийские морские бассейны юго-востока Забайкалья и Витимского плоскогорья; он не покрывался морем и в последующие периоды. В верхней юре массив подвергся короблению и дроблению; местами в это время происходили излияния андезитовых лав. В юрском мобильном поясе, обрамляющем массив с юго-востока, широко распространено молибденовое, золотое, свинцово-цинковое оруденение и выявлено много металлометрических и шлиховых ореолов рассеяния этих металлов. Северо-западная ветвь мобильного пояса остается еще слабо изученной. Внутри массива, на юго-восточной окраине, выявлено в нескольких пунктах флюоритовое оруденение.

Хилокский массив. Расположен в пределах Яблонового хребта, в Хилок-Ингодинском междуречье. Форма массива резко удлиненная в северо-восточном направлении, изогнутая с выпуклостью на юго-восток; площадь около 3000 км^2. Юго-восточная граница массива на всем протяжении совпадает с системой ступенчатых разломов, оконтуривающих северо-западный борт Читино-Ингодинской верхнеюрской-нижнемеловой впадины. Северо-западная граница намечается менее отчетливо. На значительном протяжении она проведена вдоль юго-восточного края впадины Беклемишевских озер, выполненной

нижнемеловыми и верхнеюрскими отложениями и эффузивами, а далее к северо-востоку и юго-западу – по разломам, оконтуривающим с юго-востока полосу распространения выходов верхнеюрских и нижнемеловых эффузивно-осадочных образований.

В региональном структурном отношении Хилокский массив представляет собой узкий клиновидный выступ фундамента мезозоя, окаймленный почти непрерывной полосой верхнеюрских и нижнемеловых эффузивно-осадочных образований. В строении фундамента принимают участие главным образом докембрийские граниты и кристаллические сланцы, а также палеозойские (?) гранитоиды. Выходы кристаллических сланцев приурочены к осевой части крупного Яблонового антиклинория, сформированного, вероятно, еще в докембрии. В последующие геосинклинальные прогибы он не вовлекался, но в варисский тектогенез подвергся глыбовым дислокациям и был прорван крупными массивами гранитов и габбро. Киммерийские движения вызвали поднятие и коробление массива (на фоне преобладающего опускания в периферической области, т.е. в мобильном поясе). Возникшие при этом многочисленные краевые расколы были заполнены дайками и малыми интрузивами, широко распространенными на окраинах массива.

В юрском мобильном поясе и на окраинах Хилокского массива установлены единичные рудопроявления редких металлов и золота. В отношении металлоносности эти районы изучены слабо.

Амазарский массив. Занимает бассейн нижнего течения Амазара и частично стрелку Шилки и Аргуни; площадь около 2000 км^2. Сложен среднепалеозойскими и докембрийскими сланцевыми толщами, смятыми в близширотные складки. Возраст складчатости – варисский и более древний. С юга и запада массив окаймлен юрскими отложениями, отделенными от него крутопадающими сбросами; на севере граница проведена вдоль широтного разлома, прослеженного восточнее р. Амазара на расстоянии 40 км. В региональном структурном плане Амазарский массив представляет собой приподнятый блок древнего фундамента, окруженный юрскими и верхнетриасовыми впадинами (верховье Амура, междуречье Шилка – Аргунь, Амазара – Шилка). Судя по клиновидным блокам верхнетриасовых пород, территория массива частично захватывалась мезозойскими трансгрессиями.

В процессе киммерийского тектогенеза Амазарский массив

выступал в роли жесткого упора для сминавшихся слабоуплотненных мезозойских толщ и реагировал на дислокации образованием краевых разломов. Оконтуренные в этом районе верхнеюрские интрузии приурочены главным образом к периферии Амазарского массива. В меньшей мере они проявились внутри массива (левобережье и правобережье Амазара).

На периферии массива и в окаймляющем его юрском мобильном поясе установлены рудопроявления и россыпи золота, а также редкометальные (олово, вольфрам и др.) рудопроявления.

Витимский массив. В контуры рассматриваемой территории попадает лишь юго-восточная окраина массива; распространяется в пределы Витимского плоскогорья. Юго-восточная граница массива намечена предварительно вдоль системы протяженных разрывных нарушений, прослеженных от верховьев Хилка на юго-западе через бассейны Конды и Юмурчена к Канталакскому гольцу на северо-востоке. Юго-восточнее намеченной границы, вплоть до Каренгинского и Хилокского массивов, прослежена широкая полоса выходов верхнеюрских эффузивов и интрузивов, соответствующая промежуточному мобильному поясу.

Витимский массив сложен в основном протерозойскими гранитоидами с остатками метаморфических сланцев. Последней морской трансгрессией, охватившей, по-видимому, только часть массива, была нижнекембрийская. С тех пор он является составной частью Сибирского континента. В каледонский и варисский тектоно-магматические циклы, весьма активно проявившиеся в соседней с юго-востока территории Восточного Забайкалья, на окраинах массива внедрились сравнительно крупные тела гранитов, диоритов и габбро.

Наличие покровов верхнеюрских эффузивов в верховьях Конды, а также в бассейне Юмурчена, свидетельствует о том, что в киммерийское время в теле Витимского массива появились глубокие расколы.

На юго-восточной окраине массива и в примыкающем отрезке юрского мобильного пояса установлены полиметаллические и золоторудные проявления. Изучены эти районы слабо.

Итак, Восточное Забайкалье в юрском периоде представляло собой совокупность сравнительно тесно сближенных консолидированных массивов, окруженных мобильными поясами (см. рис. 15). Консолидированные массивы являются реликтами эпигерцинской платформы, взломанной в процессе киммерийского тектогенеза, но структурное обособление их в качестве геоантиклинальных и глыбовых поднятий происходило, как это было показано, задолго до юрского периода. Зарождение большинства консолидированных массивов относится к конечным и средним этапам развития палеозойской геосинклинали, но некоторые из них обособились еще в позднем докембрии (Урулюнгуевский, Куэнгинский, Борщовочный и др.). Массивы, расположенные у края Сибирской платформы, вытянуты в северо-восточном направлении, в соответствии с преобладающим простиранием древних складчатых структур; некоторые из них заметно изогнуты с выпуклостью на юго-восток, повторяющей байкальское направление.

Крайние южные массивы – Агинский и Урулюнгуевский – отличаются более или менее изометричной формой; им не свойственно преобладание северо-восточных простираний складчатых структур. Они, по-видимому, примыкали к Китайской платформе, начиная с позднего докембрия, и этим можно в какой-то мере объяснить своеобразие их геологического строения.

Промежуточные области между консолидированными массивами в юрском периоде служили ареной накопления морских и прибрежных отложений, мощного интрузивного и эффузивного магматизма и интенсивных складчато-глыбовых дислокаций. В киммерийские складчатые структуры в межглыбовых пространствах вовлекались блоки фундамента с образованием моноклинальных и резко асимметричных синклинальных складок. В пределах же консолидированных массивов в юрском периоде преобладали разрывные дислокации. Киммерийские пликативные нарушения здесь свелись главным образом к усложнению ранее сформированных палеозойских и докембрийских складчатых структур (более мелкая наложенная складчатость, флексурные изгибы и структуры отслоения) и формированию пологих, асимметричных и нередко прерывистых складок в маломощных юрских осадочно-эффузивных образованиях. Преобладающий тип мезозойских интрузий в пределах консолидированных массивов – трещинный; размеры интрузивов обычно сравнительно небольшие.

Говоря о различной интенсивности дислокаций в мобильных поясах и в пределах самих массивов, необходимо особо подчеркнуть то обстоятельство, что последние в процессе киммерийских дислокаций не оставались незыблемыми блоками земной коры. Мезозойские дислокации в Восточном Забайкалье были весьма интенсивными и это обеспечивало возможность деформации консолидированных массивов (коробления, дробления на более мелкие блоки, дифференциальные перемещения отдельных составных частей более крупных глыб и реже изгибы ранее дислоцированных толщ).

Учитывая сказанное, было бы неправильным устанавливать резкую грань между консолидированными массивами и окаймляющими их юрскими мобильными поясами. Принятые границы консолидированных массивов (см. рис. I5) в определенной степени условны и должны пониматься таким образом, что в контурах выделенных массивов мезозойские дислокации также происходили, но в большинстве случаев они не привели к значительной перестройке складчатых структур в фундаменте.

Например, Агинский массив рассечен многочисленными юрскими сбросами и надвигами, прорван несколькими довольно значительными киммерийскими интрузивами и местами перекрыт мезозойскими эффузивно-осадочными образованиями. Однако его "монолитность" в процессе киммерийского тектогенеза не была утрачена. Агинский массив реагировал на киммерийские дислокации возникновением глубоких краевых и, в меньшей мере, внутренних расколов в фундаменте, к которым приурочено большинство верхнекиммерийских интрузивов и верхнеюрских эффузивов. Аналогичная картина наблюдается на примере Кутомарского, Урулюнгуевского, Шилкинского и других консолидированных массивов.

Очевидно, киммерийские глыбовые дислокации в контурах консолидированных массивов, как правило, были мелкоамплитудными и не нарушали их структурного единства. Складчатые структуры и наиболее крупные интрузивы в пределах массивов сформированы в палеозое и докембрии, в связи с чем в строении их обнаруживается много общего. Начиная с верхнего докембрия, обширные пространства массивов вовлекались в устойчивые поднятия. В силу этого можно говорить об унаследованном развитии консолидированных массивов на месте ранее приподнятых блоков земной коры - палеозойских геоантиклинальных поднятий.

Наряду с вертикальными движениями консолидированные массивы испытывали горизонтальное перемещение. Примером может служить Агинский массив, который в процессе киммерийских дислокаций под действием тангенциального давления с юга перемещался (скользил) в северном направлении, надвигаясь на юрские, триасовые, пермские и более древние толщи, распространенные на северной окраине массива. В результате надвигания Агинского массива юрские, триасовые и пермские отложения оказались, по-видимому, погребенными под массивом на значительной площади. Юрские морские отложения в районе ст. Оловянной на значительном протяжении имеют надвиговый контакт с древними сланцевыми толщами и сильнее дислоцированы в преднадвиговой зоне из-за тектонического воздействия "наползавших" на них аллохтонных древних толщ Агинского массива. Обширные выходы пермо-карбоновых отложений в окрестностях сел Чирон и Харашибир, окруженные с юга, запада и востока надвинутыми на них древними сланцевыми толщами, представляют собой не что иное, как эрозионные окна автохтонного основания среди Агинского массива (аллохтона). Судя по ширине выходов автохтонного пермо-карбонового комплекса отложений, а также учитывая положение северной границы распространения древних сланцевых толщ, амплитуда горизонтального перемещения Агинского массива в северном направлении составляла несколько десятков километров.

Не исключено, что разобщенные поля распространения древних сланцевых толщ "агинского" типа на левобережье Шилки (в окрестностях ст. Шилка и г. Нерчинска) являются эрозионными останцами надвинутой части Агинского массива, т.е. перемещенными на северо-восток на расстояние свыше 100 км. При этом условии можно допустить, что Агинский массив был "выдвинут" в киммерийский тектогенез из Монголии. С учетом сказанного становится понятной бросающаяся в глаза инородность этого обширного сланцевого "острова" среди "гранитного моря" Забайкалья. Иными словами, Агинский консолидированный массив, возможно, является экзотической глыбой в забайкальских структурах. На окраинах и отчасти внутри массива древние сланцевые толщи эродированы до автохтонного основания, сложенного более молодыми породами, включая юрские, триасовые, пермские и среднепалеозойские. Закартированные в пределах Агинского массива мезозойские интрузивы овальной формы, ве-

роятно, экранировались его основанием, т.е. надвиговой поверхностью. Наличием таких интрузивов и объясняется значительное развитие мезозойского эндогенного оруденения внутри Агинского массива, а не только в окружающем его юрском мобильном поясе.

Вне всякого сомнения, вовлекались в перемещения с той или иной горизонтальной составляющей и другие консолидированные массивы Восточного Забайкалья. Рассматривая особенности глыбовых дислокаций в подвижных поясах, А.В. Пейве (1956) совершенно правильно отметил, что "... глыбы перемещаются преимущественно по наклонным к горизонту поверхностям, вследствие чего каждая точка такой глыбы имеет вертикальную и горизонтальную составляющие движения".

Консолидированные массивы и глыбы, как объемные призматические структуры, должны иметь ограничения и снизу, которыми являются, скорее всего, сравнительно пологие разрывные нарушения, в том числе неглубокого заложения. Такие нарушения, в принципе, могли быть магмо- и рудоконтролирующими. При значительном поднятии глыб и глубокой эрозии нижние части их выведены на дневную поверхность (также как и приуроченные к ним месторождения полезных ископаемых). Допустимо, что часть рудных узлов в контурах консолидированных массивов Восточного Забайкалья относится именно к этой категории (Агинский массив). Однако эндогенное оруденение, наблюдаемое внутри консолидированных массивов, может контролироваться и глубокими крутопадающими расколами фундамента, в особенности под экранирующей покрышкой мезозойских эффузивно-осадочных образований (например, Урулюнгуевский массив).

Консолидированные массивы и более мелкие блоки испытывали разноамплитудные и разнонаправленные перемещения. Многие массивы и глыбы поднимались и опускались с наклоном (креном) в определенном направлении, в связи с чем юрские и меловые отложения приурочены к опущенным их краям (Агинский, Борщовочный, Урулюнгуевский, Шилкинский, Кутомарский и другие массивы). Каждый консолидированный массив выступал в качестве самостоятельной структурной единицы, испытав автономные перемещения.

В процессе дифференциальных движений подвергались деформации преимущественно края массивов и глыб. По краям консолидированных массивов и на стыках глыб происходило дробление, рассланцевание и смятие пород фундамента, а перекрывающие и примыкающие

к ним мезозойские отложения подвергались приразломной складчатости. На окраинах консолидированных массивов были заложены протяженные ослабленные зоны и глубинные разломы, отличительной особенностью которых является продолжительное и многократное развитие происходивших по ним перемещений. Поскольку разрывы в периферических частях консолидированных массивов функционировали в периоды осадконакопления, вполне естественно, что они на отдельных интервалах перекрыты юрскими и более молодыми отложениями. Там же, где подобные разрывы подновлялись в конце юры и в послеюрское время, юрские толщи тектонически соприкасаются с палеозойскими и докембрийскими образованиями.

Протяженные краевые разрывные нарушения прослежены вдоль границ Борщовочного, Урулюнгуевского, Кутомарского, Агинского, Шилкинского, Куэнгинского, Витимского и других консолидированных массивов. Краевые разломы большей частью крутые и не одиночные, а состоят из целой системы сближенных параллельных, кулисообразных и ступенчатых сбросов, фиксирующихся мощными зонами катаклаза, милонитизации, рассланцевания, брекчирования и динамотермального метаморфизма (биотитизация, хлоритизация). Некоторые краевые разломы были заложены задолго до юры. Об этом свидетельствует близкое совпадение их с границами геоантиклинальных и глыбовых поднятий среднего палеозоя и морских трансгрессий палеозоя и докембрия. К нарушениям подобного типа можно отнести Шилкинский и Урулюнгуевский конседиментационные разломы (структурные швы) весьма длительного заложения. Они являлись стратиграфическими "барьерами", начиная с кембрия (Князев, 1962а).

Разрывные нарушения в периферических частях консолидированных массивов служили подводящими каналами для киммерийских и верхнекиммерийских магматических образований. Магмоподводящие каналы и области локализации крупных мезозойских интрузивов очень часто совпадают с углами-изгибами консолидированных массивов.

Мобильные пояса, обрамляющие консолидированные массивы, имеют весьма сложное мозаично-блоковое строение, напоминая местами гигантскую брекчию из отдельных блоков, пронизанную мезозойскими интрузивными образованиями. Блоковая структура весьма характерна и для приуроченных к мобильным поясам рудных узлов (Газимурозаводский, Нерчинскозаводский, Александровозаводский, Шахтаминский, Дарасунский, Хапчерангинский, Балейский и др.).

Вполне естественно, что гетерогенное строение мобильных поясов не могло не отразиться на размещении эндогенного оруденения. По аналогии с рудоконтролирующим влиянием консолидированных массивов можно предположить, что размещение оруденения в пределах мобильных поясов также будет подчинено ограничениями более мелких тектонических блоков. И, действительно, в наиболее детально изученных рудных узлах по мере детализации геологических карт вырисовывается важное рудолокализующее значение ограничений отдельных блоков. Подобную закономерность удалось расшифровать в общих чертах на примере Нерчинскозаводского, Газимурозаводского, Шахтаминско-Краснояровского и других рудных районов Восточного Забайкалья. На составленных в 60-х годах под руководством автора среднемасштабных прогнозно-металлогенических картах видно, что рудная минерализация в пределах мобильных поясов распределена не повсеместно, а концентрируется на окраинах блоков (Тайнинского, Зерентуйского, Аленуйского и др. - рис. 21). Оконтуривание таких блоков помогает выявить недостающие рудоносные сегменты по их окраинам.

Вполне очевидно, что рудоконтролирующие разрывные нарушения, ограничивающие блоки, могут быть разного направления. Выдержанное же по простиранию линейное размещение оруденения наблюдается лишь на отдельных прямолинейных отрезках границ блоков. В связи с этим вряд ли можно признать уместными попытки некоторых исследователей объединять месторождения Восточного Забайкалья через значительные "пустые" интервалы в весьма протяженные металлогенические зоны северо-восточного или северо-западного простирания и, следовательно, считать рудоконтролирующими крупные разрывные нарушения какого-либо одного направления. Необходимо учитывать, что разрывные нарушения ограничивают блоки, автономные движения которых возможны только при перемещениях как минимум по четырем различно ориентированным в пространстве плоскостям. Реальные блоки имеют более сложную конфигурацию, определяющуюся пересечением пяти, шести и бо́льшим числом разрывных нарушений, по-разному ориентированных в пространстве. Равным образом и рудоконтролирующие нарушения, ограничивающие блоки, не могут быть прямолинейными на всем протяжении. Они могут иметь любую ориентировку в пространстве, что, конечно, не исключает возможности преобладающего рудоконтролирующего значения в каждом конкретном районе разрывных нарушений определенных направлений. В Восточном Забайкалье такими зонами нередко оказы-

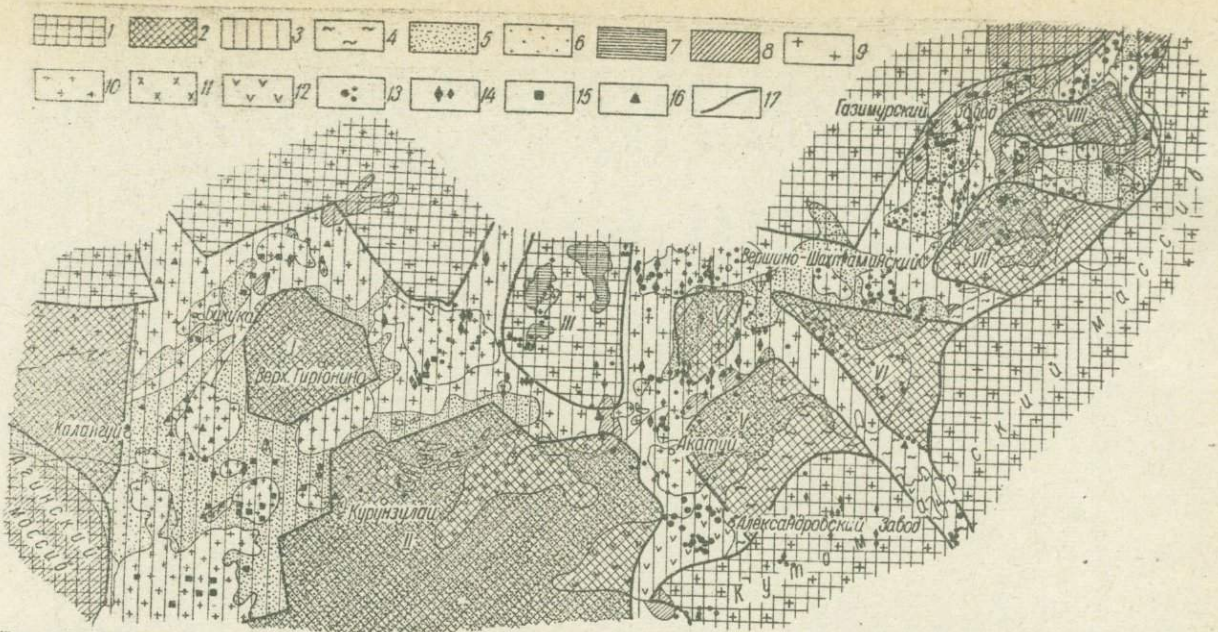


Рис. 21. Схема размещения полиметаллических, редкометальных и других месторождений в центральной части Восточного Забайкалья (по Г.И. Кириллову, Р.С. Сейфуллину, В.С. Меньшикову, Г.И. Князеву):

I-консолидированные массивы, характеризующиеся длительным воздыманием; 2-относительно опущенные блоки фундамента, частично или полностью перекрытые мезозойскими отложениями: I-Талангуйский, II-Акурайский, III-Аленгуйский, IУ-Южно-Шахтаминский, У-Акатуйский, УI-Краснояровский, УII-Золинский, УIII-Тайнинский; 3-области проявления интенсивных киммерийских складчато-глыбовых дислокаций; 4-меловые отложения; 5-нижне- среднеюрские отложения; 6-пермские отложения; 7-среднепалеозойские отложения; 8-протерозойские и нижнепалеозойские осадочно-метаморфические образования; 9-палеозойские гранитоиды; I0-мезозойские гранитоиды; II-верхнеюрские субвулканические образования; I2-верхнеюрские эффузивы. Месторождения и рудопроявления: I3-полиметаллические (серебро-свинцово-цинковые и др.), I4-молибденовые, I5-оловянно-вольфрамовые и другие редкометальные, I6-флюоритовые, I7-границы блоков и консолидированных массивов по геолого-геофизическим данным.

ваются одновременно северо-восточные и северо-западные (или близмеридиональные), дающие в комбинации почти ортогональную или ромбическую сетку (в плане). Преобладание разрывных нарушений указанных направлений обусловлено господством северо-восточных простираний складчатых структур в фундаменте мезозоя и преобладанием северо-западных (близмеридиональных) простираний толщ в местах периклинальных и центроклинальных замыканий палеозойских и докембрийских антиклинориев и синклинориев. Аналогичную ориентировку должны иметь также сбросы, наследующие преобладающие первичные трещины в крупнейших палеозойских конкордантных интрузивах.

Но, признавая ведущее рудоконтролирующее значение северо-восточных и северо-западных (близмеридиональных) нарушений, следует непременно учитывать то обстоятельство, что контуры блоков в большинстве случаев имеют прихотливую конфигурацию и не укладываются в ортогональные или ромбические сетки разрывных нарушений. А такого рода "сетки" из прямолинейных разломов показываются на структурных и металлогенических схемах по отдельным районам Восточного Забайкалья и уже опубликованы в авторитетных изданиях. Не подтверждаются на геологических картах также многие не правомерно выделяемые некоторыми исследователями, прямолинейные рудоконтролирующие разломы, которыми Восточное Забайкалье искусственно разбивается на треугольные и четырехугольные блоки.

Выделять в Восточном Забайкалье только северо-восточные и северо-западные разрывные нарушения и металлогенические зоны - значит недооценивать рудоконтролирующее значение разрывных нарушений всех иных направлений, игнорировать сложные замкнутые контуры консолидированных массивов и блоков внутри мобильных поясов, значит скатиться на путь отвлеченных геометрических тектонических и металлогенических построений. Автором была предпринята попытка отразить на прогнозно-металлогенической карте доминирующие простирания рудовмещающих разрывных нарушений в Приаргунском полиметаллическом поясе, окаймляющем Кутомарский консолидированный массив. Анализ этих данных показывает, что простирания основных рудоконтролирующих структур резко изменчивы даже в пределах отдельных рудных узлов, но чаще всего повторяют границы Кутомарского массива (по его периметру). Аналогичная картина наблюдается и в других замкнутых рудных поясах. Наряду с этим в пределах отдельных рудных полей следует проанализировать возможность обнаружения рудо-

носных нарушений, дополняющих (замыкающих) контуры рудоконтролирующих блоков. С этой точки зрения заслуживает тщательной проверки, например, Балейское рудное поле, характеризующееся ярко выраженным блоковым строением. Здесь вполне возможно открытие новых рудных тел по периметру главного рудоконтролирующего блока, и, в первую очередь, на западной и северо-западной окраинах.

Оконтуривание рудоконтролирующих тектонических блоков в пределах мобильных поясов позволяет еще более сузить перспективные площади и сконцентрировать на них первоочередные поиски месторождений. В этом направлении предстоит провести специальные исследования, поскольку выявление блоковой структуры рудных полей - задача трудоемкая и сложная в методическом отношении. В прослеживании границ блоков большую помощь могут оказать геофизические методы (электрометрия, магнитометрия, гравиметрия, сейсмика). Эффективность их в большинстве случаев бывает выше, чем обычной геологической съемки, проводимой без применения геофизических методов, особенно в плохообнаженных районах. С помощью геофизических методов, кроме того, картируются околорудные гидротермально измененные и сульфидизированные зоны, пиритоносные углистые сланцы, дайки, контакты между различными породами, имеющие важное рудоконтролирующее значение. Эти методы необходимо широко использовать при составлении детальных и среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт. Методика геофизических работ, применявшихся при оконтуривании блоков в ряде рудных узлов Восточного Забайкалья, рассмотрена в работе Р.С. Сейфуллина и Ю.С. Гребенщикова (1966).

Придавая первостепенное значение расшифровке блоковой структуры рудных районов, следует подчеркнуть, что оконтуривание блоков не должно служить самоцелью и было бы неверным гипертрофировать его роль в познании геологии рудных районов. Решение этой задачи должно явиться составной частью комплексных геолого-геофизических съемок; ее нельзя обособлять от изучения других особенностей геологической позиции рудных полей (стратиграфии, магматизма, складчатых структур, околорудных изменений пород и т.д.), также влияющих на локализацию оруденения.

Консолидированные массивы и окаймляющие их мобильные пояса, как правило, имеют некоторые специфические металлогенические

особенности – преимущественное распространение в каждом из них определенных типов оруденения. Ведущие рудные компоненты, свойственные замкнутым и фрагментарным рудным поясам, показаны с некоторой долей условности на схеме (см. рис. 28). Пользуясь этой схемой, можно предвидеть распространение и сочетание различных типов оруденения в смежных частях консолидированных массивов: состав рудной минерализации в промежуточных между массивами мобильных поясах соответствует сумме полезных компонентов, показанных в пределах массивов.

Металлогеническая специализация замкнутых рудных поясов предопределена прежде всего региональной рудной зональностью, намеченной впервые в Восточном Забайкалье С.С. Смирновым (1944). В северной части региона, в пределах зоны преимущественного распространения золото-молибденового оруденения, в замкнутых и фрагментарных рудных поясах преобладают молибденовые и золоторудные месторождения; в центральной редкометальной зоне – месторождения олова, вольфрама и других редких металлов; в юго-восточной полиметаллической зоне – серебро-свинцово-цинковые месторождения.

Наряду с региональной рудной зональностью на металлогенической специализации замкнутых рудных поясов сказывалось влияние состава преобладающих комплексов пород в фундаменте. Так, полиметаллическое оруденение тяготеет к мобильным поясам и консолидированным массивам, в строении которых принимают участие синийско-кембрийские и верхнепротерозойские терригенно-карбонатные толщи. Молибденовое и золотое оруденение обычно приурочено к окраинам консолидированных массивов, в фундаменте которых доминируют палеозойские гранитоиды и докембрийские метаморфические сланцы. Оловянно-вольфрамовое оруденение проявилось преимущественно на периферии и в пределах Агинского массива, в составе которого преобладают песчано-сланцевые и эффузивно-терригенные формации верхнего докембрия и среднего палеозоя.

Подмечено, что районам проявления полиметаллического оруденения обычно соответствуют повышенные значения гравитационного поля, а для районов с преобладанием молибденово-золотого и оловянно-вольфрамового оруденения – пониженные (Князев, Сейфуллин, Меньшиков, 1963). Территории преобладающего распространения оловянно-вольфрамовых месторождений характеризуются преимущественно

плавными (спокойными) магнитными полями, а в районах развития золотого, молибденового и полиметаллического оруденения наблюдаются резкодифференцированные магнитные поля.

Связь металлогенической специализации с особенностями гравитационного и магнитного полей обусловлена опять-таки неодинаковым составом фундамента в различных районах Восточного Забайкалья.

В дальнейшем необходимо проанализировать целесообразность выделения двух типов консолидированных массивов и обрамляющих их мобильных поясов. К первому типу можно отнести резко приподнятые в мезозое массивы и соответственно значительно опущенные окружающие их мобильные пояса, покрывавшиеся глубокими морскими заливами (агинский тип). Второй тип представляет сочетание консолидированных массивов, относительно слабо приподнятых в мезозое, и окаймляющих их мобильных поясов, испытавших сравнительно небольшие опускания с частичным охватом морскими и опресненными юрскими заливами (кутомарский тип). Первый тип отличается преимущественным развитием редкометального оруденения (олово, вольфрам, тантал, ниобий и др.), а второй - полиметаллического, молибденового, золотого. Конечно, такое деление консолидированных массивов и юрских мобильных поясов является в значительной мере условным, поскольку некоторые из них (либо отдельные составляющие их части) занимают промежуточное положение и нет объективных критериев для оценки амплитуды поднятия массивов. Кроме того, часть мобильных поясов вообще не покрывалась юрскими заливами, но подверглась интенсивным глыбовым дислокациям (северные районы Восточного Забайкалья).

Таким образом, можно сделать выводы.

I. Концентрация эндогенного оруденения в замкнутых и фрагментарных рудных поясах- одна из главных региональных закономерностей пространственного размещения месторождений полезных ископаемых в Восточном Забайкалье. Свыше трехсот полиметаллических месторождений и рудопроявлений сосредоточено в кольцевой юрской мобильной зоне, окаймляющей Кутомарский консолидированный массив. Столь же отчетливо видна преимущественная концентрация молибденового, полиметаллического, золотого и редкометального оруденения в мобильном поясе на периферии Шилкинского консолидированного массива. Многочисленные редкометальные, золоторудные и полиметаллические месторождения приурочены к мобильному поясу, обрам-

ляющему Агинский консолидированный массив. Большое число редкометальных и золоторудных месторождений тяготеет к окраинам Борщовочного и Куэнгинского консолидированных массивов. Явно повышенной рудоносностью характеризуются мобильные пояса, окружающие Урулюнгуевский, Урюмканский, Аленгуйский, Каренгинский, Ингодинский массивы.

Многие рудные узлы приурочены к изгибам и коленоподобным разворотам мобильных поясов, обрамляющим угловатые выступы консолидированных массивов.

Вероятно, в угловых частях консолидированных массивов в процессе глыбовых дислокаций отдельные блоки пород подвергались интенсивному дроблению; кроме того, здесь возникало значительно больше разрывов и ослабленных зон, проникавших до магматических очагов.

2. Выделение консолидированных массивов и окаймляющих их юрских мобильных поясов в условиях Восточного Забайкалья существенно облегчает оконтуривание районов, перспективных на месторождения свинца, цинка, олова, вольфрама, бериллия и других редких металлов, молибдена, золота и нерудных полезных ископаемых юрского возраста. Именно с этих позиций становятся более понятными самые общие закономерности размещения оруденения в данном регионе. Теперь можно объяснить невыдержанность по простиранию, тупые окончания на флангах, а также взаимоперекрытия рудных поясов. Все эти особенности забайкальских рудных поясов обусловлены влиянием на размещение эндогенного оруденения консолидированных массивов. Проявление оруденения на фоне складчато-глыбовых дислокаций неминуемо приведет к концентрации месторождений в межглыбовых пространствах. Замкнутые контуры консолидированных массивов обусловливают появление окаймляющих их замкнутых и фрагментарных рудных поясов.

3. Оконтуривание перспективных площадей является главной и вместе с тем наиболее сложной и ответственной задачей при составлении прогнозно-металлогенических карт. Если на мелкомасштабной прогнозной карте выделенные перспективные площади составляют, например, 60-80% территории региона, то такая карта вряд ли может существенно облегчить планирование первоочередных поисковых работ. Разумеется, чем уже выделяемые на картах перспективные площади, тем скорее они будут покрыты поисково-съемочными работами.

Отсюда очевидно значение общего методологического подхода к составлению такого рода карт. Например, на прогнозно-металлогенической карте Восточного Забайкалья (Князев и др., 1965) перспективные районы очерчены в большинстве случаев в виде сравнительно узких лент, опоясывающих юрские консолидированные массивы, ибо эндогенное оруденение тяготеет к окаймляющим массивы мобильным поясам.

На территории выделенных перспективных районов следует сконцентрировать поисково-съемочные работы в ближайшие годы. В дальнейшем детальные съемки и поиски можно будет распространить и на всю остальную площадь.

Глава Ш. НЕКОТОРЫЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩИТЫ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ ЩИТОВ

Выявление региональных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в щитах представляет собой сложную задачу. Трудности металлогенического анализа в условиях докембрийских щитов состоят не столько в исключительной сложности геологического строения, сколько в причинах иного порядка.

Выступы докембрия в современном эрозионном срезе, вне всякого сомнения, далеко не отвечают контурам первоначального распространения докембрийских складчатых систем. Отдельные блоки докембрийского фундамента глубоко опущены и погребены под более молодыми напластованиями в примыкающих к щитам впадинах, перикратонных прогибах и послерифейских геосинклиналях. На значительных площадях породы докембрийских щитов (и залегающие в них месторождения) недоступны наблюдению из-за сравнительно маломощного платформенного чехла. На склонах щитов и примыкающих к ним перикратонных прогибах мощность платформенного покрова увеличивается до нескольких километров. О структурах докембрийского основания здесь можно судить весьма приближенно лишь по материалам региональных геофизических исследований и отрывочным данным глубокого бурения.

Некоторые щиты разобщены впадинами и депрессиями, из-за чего структурная увязка отдельных их частей затруднена (например, Приазовский выступ Украинского щита). Все это осложняет выяснение истории геологического развития докембрийских подвижных поясов и воссоздание генерального плана строения сформированных на их месте складчатых систем, без чего достоверное от-

ражение самых общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых немыслимо.

Кроме того, являясь областями преимущественного сноса в течение многих десятков и даже нескольких сотен миллионов лет, докембрийские складчатые сооружения подверглись глубокой эрозии, вплоть до их корневых частей. По этой причине протерозойские эффузивно-осадочные образования в их пределах слагают сравнительно узкие синклинорные и моноклинорные зоны, а нередко полностью уничтожены денудацией. Сохранившиеся от размыва обрывки синклинорных и моноклинорных структур, сложенных сравнительно слабо метаморфизованными эффузивно-осадочными толщами, намечают своим положением наиболее опущенные блоки щитов, ограниченные разломами глубокого заложения. Эти структуры, а также разделяющие их обширные выступы мигматито-гранитного и гнейсо-гранитного основания эродированы на глубину нескольких километров. Разумеется, вместе с породами позднедокембрийских и более древних формаций были эродированы и приуроченные к ним многочисленные месторождения полезных ископаемых. В совокупности эти месторождения могли составлять металлогенические зоны, протяженные рудные пояса. Сейчас же мы наблюдаем в лучшем случае только их фрагменты. Вряд ли требуется пояснять, насколько трудно выявлять региональные закономерности размещения месторождений без недостающих звеньев металлогенических зон и рудных поясов.

Замечено, что наиболее крупные месторождения в щитах расположены чаще всего не в пределах широких гранито-гнейсовых и мигматитовых полей, подвергшихся глубокой эрозии, а тяготеют к метаморфизованным осадочным и эффузивно-осадочным толщам в синклинорных и моноклинорных структурах, составляющих относительно небольшую долю щитов. На преимущественное нахождение рудных месторождений в щитах в узких синклинориях, где осадочно-метаморфические толщи сохранились от эрозии, ассимиляции и гранитизации, ранее уже обращали внимание Б.С. Батлер (1937), Я.Н. Белевцев (1964) и др. Это касается не только месторождений, которым приписывается осадочно-метаморфогенный генезис (железистые кварциты и др.), но и заведомо эндогенных месторождений. Создается впечатление, что оптимальные условия для эндогенного рудообразования в щитах обеспечивались в синклинориях и опущенных блоках, сложенных супракрустальными толщами. Оруденение чаще всего прояв-

лялось вне полей гранитизации, мигматизации, ультраметаморфизма - на расстоянии нескольких сотен метров или первых километров от границ их интенсивного развития. Не подчиняется данной закономерности наложенное, собственно гидротермальное, оруденение, проявляющееся в орогенный этап формирования щитов, а также в периоды их тектонической мобилизации в связи с активными движениями в примыкающих последокембрийских геосинклинальных областях.

До консолидации и стабилизации щиты прошли очень длительное своеобразное, во многом еще не познанное, развитие в течение 2000-3000 млн. лет, что в 5-6 раз превышает общую продолжительность последующего формирования земной коры. Архейские и нижнепротерозойские стратифицированные толщи интенсивно складчаты, резко метаморфизованы, прорваны разнообразными разновозрастными интрузиями и в той или иной мере гранитизированы. Общая мощность докембрийских стратифицированных толщ достигает 15-20 км и более. В истории формирования докембрийских щитов выделяют несколько циклов осадконакопления и складчатости (некоторыми исследователями - до 4-5), а также тесно связанных со складчатостью этапов магматизма, метаморфизма и рудообразования. Каждый из этих циклов по длительности соизмерим с неогеем. Поэтому не удивительно, что докембрийские щиты чрезвычайно богаты разнообразными рудными и другими полезными ископаемыми. Они заключают в себе колоссальные запасы железных руд. В зарубежных странах из докембрийских месторождений добывается примерно 75% золота, около 60% никеля и кобальта. В щитах сосредоточены крупные месторождения урана, тория и редких земель. Много приходится на их долю запасов и добычи меди, хрома, титана, платины, свинца, цинка, алмазов. Кроме того, продукты разрушения докембрийских месторождений и минерализованных пород послужили источником для образования более молодых россыпных, остаточных и инфильтрационных месторождений, расположенных на территории щитов и по их периферии.

Обилие и своеобразие месторождений полезных ископаемых в щитах свидетельствуют об особо благоприятных и во многом специфичных условиях рудообразования в докембрии, отчасти не повторявшихся в последующие эпохи.

В ходе развития земной коры, начиная с архейской эры, геологические процессы и условия их проявления существенно изменились. Изменялось энергетическое состояние, дифференциально

увеличивалась толщина земной коры, варьировали соотношения и величины кларков элементов (Сауков, 1963), нарастала роль биогенных факторов, различными были геотектонические, климатические и другие условия. Особенно значительные качественные и количественные преобразования произошли после консолидации щитов в среднем и верхнем протерозое. Все это в конечном счете предопределило необратимую эволюцию процессов рудообразования и значительные отличия доминирующих типов оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях.

В архее и раннем протерозое, как уже отмечалось, необыкновенно широко проявлялись процессы ультраметаморфизма и гранитизации, а также реоморфический и интрузивный гранитный магматизм. Причина этого явления, по-видимому, кроется в том, что в то время твердая оболочка Земли была сравнительно тонкой, был выше геотермический градиент и магматические расплавы находились ближе к дневной поверхности. С процессами ультраметаморфизма и гранитизации, по мнению некоторых исследователей (Судовиков, 1967; Белевцев, 1967 и др.), связано образование многих месторождений полезных ископаемых. Метасоматическое гранитообразование и интрузии гранитоидных магм обусловили исключительно широкое развитие пегматитов (керамических, слюдоносных, редкометальных), свойственных многим щитам (Украина, Карелия, Прибайкалье, Канада). Особенно характерны для докембрийских щитов слюдоносные пегматиты, из которых добывается основная масса мусковита во всем мире. Столь же характерны для щитов месторождения флогопитовой слюды, генетически связанные, вероятно, также с гранитоидным магматизмом. В послепротерозойское время процессы формирования слюдяных месторождений явно ослабевают, вплоть до полного прекращения в варисском, киммерийском и альпийском циклах.

Многие докембрийские щиты отличаются исключительно широким распространением формации железистых кварцитов, содержащих огромные запасы железных руд. Не исключено, что образование их также обусловлено явлениями гранитизации, реоморфизма и контаминации супракрустальных толщ (Князев и др., 1969а, в, г). При гранитизации ультраосновных пород содержащиеся в них железо, магний и другие элементы мигрировали в верхние слои земной коры и синклинорные структуры, давая начало железистым кварцитам, тальк-магнезитам, куммингтонитовым, хлоритовым и другим железо-

и магнийсодержащим сланцам (Криворожье и другие районы Украинского щита). В послепротерозойских отложениях железистые кварциты, в типичном их виде, встречаются эпизодически. Железистые кварциты исключительно редко находят в раннепалеозойских толщах (например, они установлены среди раннекембрийских отложений Хингана, в девонских вулканогенноосадочных толщах Алтая), но масштабы их распространения не сопоставимы с докембрийской формацией железистых кварцитов. В верхнем палеозое, в мезозое и кайнозое железистые кварциты не образовывались. Можно допустить, что после резкого спада явлений гранитизации и ультраметаморфизма, начиная с позднего протерозоя, сократилось, а затем полностью прекратилось, формирование слюдоносных пегматитов, месторождений флогопита, железистых кварцитов и других типов оруденения, свойственных докембрийским щитам.

Среди собственно докембрийских месторождений сравнительно редки представители эпитермального класса (ртуть, сурьма, мышьяк в реальгар-аурипигментовой формации), свойственные относительно слабо эродированным молодым складчатым областям, и, напротив, весьма обычны высокотемпературные гидротермальные и ликвационные сульфидные месторождения[x]. Малохарактерны для докембрийских щитов также скарновые месторождения черных, цветных и редких металлов. Роль таких месторождений заметно возрастает в палеозойских и особенно в мезозойских складчатых областях. Подмечены и другие специфические черты металлоносности докембрийских щитов (Батлер, 1937; Семененко, 1953; Белевцев, 1961; Быховер, 1963; Рундквист, 1968, 1969; В.И. Смирнов, 1969), на которых останавливаться здесь нет необходимости.

Акцентируя внимание на существенных отличительных особенностях геологического строения и рудоносности докембрийских и более молодых складчатых областей, нельзя вместе с тем игнорировать и важные сходные черты в геологическом развитии и их строении, отражающиеся на закономерностях образования и размещения оруденения.

---

x) В щитах, испытавших мобилизацию в киммерийский и альпийский тектонические циклы, эпитермальное и мезотермальное оруденение явление довольно обычное (Алдан, Южная Дакота в США).

В результате исследований последних лет начинают обнаруживаться признаки отдаленной аналогии в последовательности и направленности развития тектоно-магматических процессов в докембрийских щитах и послепротерозойских складчатых областях, предопределяющих примерно одинаковый порядок проявления сходных типов эндогенного оруденения как в тех, так и других областях. Такую приближенную аналогию удалось подметить, например, при формационном анализе в условиях Украинского щита, проведенном нами при составлении структурно-формационной и прогнозно-металлогенической карт (Князев и др., 1968). Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

Понятие о геологических формациях в настоящее время толкуется исследователями по-разному. Особенно это относится к формациям докембрийских щитов, а также к магматическим формациям послепротерозойских складчатых областей.

При выделении формаций мы опирались на представление Н.С.Шатского (1955), понимавшего их как "... естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом, как в возрастном, так и пространственном отношении. Они сменяются в зависимости от изменения тектонического режима и структурного развития земной коры, поэтому естественные ряды формаций одного геосинклинального периода складчатости во времени (от начала развития геосинклинали и до эпохи превращения ее в платформу) в основных, самых общих чертах, повторяют такие же ряды формаций геосинклиналей других периодов складчатости". Формации устанавливаются эмпирически, на основании "... постоянной повторяемости, в самые различные геологические периоды одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, закономерно связанных с одними и теми же или близкими тектоническими условиями нахождения".

Данное положение выдвинуто Н.С. Шатским применительно к осадочным образованиям, однако оно целиком приложимо также к формациям магматических и метаморфических пород.

Пользуясь формационным методом, можно установить закономерности распределения в пространстве и во времени характерных сообществ горных пород, относящихся к той или иной формации, что позволяет в свою очередь вскрыть закономерности образования и размещения связанного с ними оруденения. Этой цели и подчинено применение формационного метода при металлогенических исследованиях.

Принимая во внимание большое значение для формационного анализа выяснения геотектонических условий формирования характерных сообществ горных пород, нами предпринята попытка систематизировать формации Украинского щита с учетом основных естественно-историко-геологических этапов и геотектонического режима развития земной коры: I) геосинклинального; 2) орогенного (складчато-глыбового) и 3) платформенного. Геосинклинальный этап в условиях докембрийских щитов целесообразно подразделять на прото- и позднегеосинклинальный подэтапы.

В основу выделения докембрийских формаций положены такие принципы: I) преобладающий петрографический состав пород, 2) закономерности их парагенетического сонахождения, 3) петрохимические особенности, 4) присущая породам металлоносность, 5) место их в истории развития щита, 6) абсолютный возраст пород, 7) аналогия с другими регионами, где они выделяются (Балтийский, Алданский и др. щиты).

Для выяснения закономерностей развития магматизма и связанного с ним эндогенного оруденения принципиально важное значение приобретает выявление последовательности формирования интрузивных и эффузивных пород, их эволюции во времени и связи с другими геологическими процессами. При решении этих вопросов в условиях Украинского щита приходится сталкиваться с большими трудностями, главным образом из-за неудовлетворительной изученности стратиграфии докембрийских толщ и возраста интрузивных пород.

Правда, в последние годы, благодаря широкому внедрению методов абсолютной геохронологии, сведения о возрасте докембрийских пород существенно пополнились (Семененко, I958; I965; Каляев, Древин, I968 и др.). Накопленные данные позволяют датировать в первом приближении осадочно-метаморфические и магматические комплексы пород. Разумеется, речь может идти пока лишь о грубой их датировке. Предлагаемое формационное деление докембрийских метаморфических, осадочно-вулканогенных и интрузивных образований Украинского щита приведено в табл. I. Часть выделенных формаций, в трактовке некоторых исследователей, отвечает целым комплексам формаций. Формации сгруппированы с учетом их стратиграфической и геохронологической последовательности, но необходимые для этого сведения еще недостаточны и принятое их положение в об-

Таблица I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н.Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Трапповая – базальты, оливиновые габбро-диабазы, габбро-долериты, диабазовые пегматиты, туфы основного состава	Платформенный	598–5I0	Медь
Экструзивно-дайковая –			
а) основные породы – диабазы, диабазовые порфириты, амфиболизированные диабазы р.Саксагани, габбро-диабазы Звиздаль-Залесской и др. даек;			
б) средние – андезиты, порфириты, лампрофиры;			
в) кислые – ортофиры, ортоклазиты, альбитофиры, кератофиры, кварцевые порфиры		I700–I200	
Сиенито-гранитовая – метасоматические граниты и щелочные сиениты пержанские	Орогенный (складчато-глыбовый)	I700–I500	Тантал, ниобий, олово, цирконий, цинк, фтор

Продолжение табл. I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н. Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Пирофиллито-кварцитовая – малиново-красные кварциты и песчаники, пирофиллитовые сланцы толкачевской и озерянской свит овручской серии и гранитизированные песчаники пугачевской свиты	Орогенный (складчато-глыбовый)	I500–I200	Апатит
Порфирито-порфировая – рассланцованные диабазы, порфириты, кварцевые порфиры, ортофиры, трахиандезиты, мусковитовые, хлоритовые сланцы, вторичные кварциты толкачевской (збраньковской) свиты и песчаники, сланцы, конгломераты, порфириты белокоровичской свиты овручской серии		I500–I200	
Малоинтрузивная – гранит-порфиры типа Дивлина, кварцевые порфиры, альбитофиры, кератофиры, ортофиры, порфириты		I700–I500	
Нефелиновых сиенитов – фойяллиты, мариуполиты, щелочные сиениты, сиенит-пегматиты Октябрьского и Малотерсянского массивов		I700–I500	Цирконий, ниобий, тантал, фтор

Продолжение табл. I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П.Семененко, М.Н. Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Гранитоидная гибридная – граниты, аплиты, гранит-аплиты клесовские; гранодиориты шепетовские, диориты вировские и др.; габбро амфиболизированное, габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, перидотиты и пироксениты осницкого комплекса	Орогенный (складчато-глыбовый)	I700–I500	–
Сиенитовая – сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты и граносиениты метасоматические, субщелочные граниты, дубовские граниты, пегматиты, аплиты		2000–I500	Редкие земли, цирконий, тантал, ниобий
Базито-ультрабазитовая – перидотиты, пироксениты, габбро Октябрьского массива; перидотиты, габбро-перидотиты Девладово		I700–I500	Титан, никель, кобальт
Рапакиви – граниты рапакиви и рапакивиподобные рогово-обманково-биотитовые коростенские, россоховские, степановские, лезниковские, хочинские, норинские; гибридные рапакиви и рапакивиподобные граниты		I700–I500	Цирконий, фтор
Монцонитовая – монцониты, габбро-монцониты, кварцевые монцониты, гибридные гиперстеновые породы типа монцонитов Новоукраинки и боковянские		2000–I500	

Продолжение табл. I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н. Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Лабрадоритовая – лабрадориты, габбро-нориты, габбро-пегматиты, габбро-диориты	Орогенный (складчато-глыбовый)	I700–I500	Титан, фосфор, ванадий
Апогранитовая – микроклинизированные, альбитизированные, грейзенизированные и окварцованные граниты Екатериновки, Каменных Могил, Криничанского, Токовского, Мокромосковского и др. массивов		2200–I500	Тантал, ниобий, олово, редкоземельные, рубидий, цирконий
Пегматитовая – пегматиты Приазовья, бассейна р. Базавлука, Волыни и др.районов		2300–I500	Рубидий, цезий, цирконий, тантал, ниобий пьезокварц
Аплитоидная и аплито-пегматоидная – аплитоидные и аплито-пегматоидные граниты кировоградско-житомирского, днепровско-токовского, коростенского комплексов, краевая фация антоновских и других гранитов	Позднегеосинклинальный	2300–I500	Редкоземельные и др.

Продолжение табл. I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н.Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Железистых кварцитов – железистые кварциты и джеспилиты Кривого Рога, Белозерской, Чертомлыкской, Верховцевской, Сурской, Гуляйпольской, Конкской, Орехово-Павлоградской магнитных аномалий, Корсак-Могилы, горы Куксунгур и др., сопровождающиеся различными сланцами, гнейсами, гранитами, амфиболитами и ультрабазитами	Позднегеосинклинальный	2000–1700	Железо
Кварцитовая – кварциты белые с полевым шпатом, иногда с силлиманитом		2700–2000	
Молассовая – кварцито-песчаники, слюдистые сланцы, конгломераты верхней свиты криворожской серии		2000–1700	Золото, платина
Доломитовая – доломиты, доломитовые мраморы, прослои графитовых сланцев верхней свиты криворожской серии		2000–1700	Мрамор, графит
Аспидно-графито-сланцевая – серицито-хлоритовые, биотито-хлорито-карбонатные, графито-серицито-кварцевые, графито-биотито-кварцевые, кварцево-серицитовые, хлоритовые, хлоритоидные и другие сланцы, графито-серицито-карбонатные породы, кристаллические известняки, мра-		2000–1700	Графит

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н. Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
моры, кварциты, песчаники, конгломераты, железистые кварциты верхней свиты криворожской серии	Позднегеосинклинальный		
Филлито-кварцитовая – кварцито-песчаники, кварциты, филлиты, тальковые сланцы нижней свиты криворожской серии		2000–I700	Золото, тальк
Гранитовая – граниты серые равномернозернистые житомирские, антоновские, розово-серые, порфировидные кировоградские, анадольские, анатолийские, саксаганские, кудашевские, кременчугские, боковянские, чигиринские, "трахитоидные" типа Новоукраинки и сопровождающие их мигматиты	Протогеосинклинальный	3500–2000	Каолины
Зеленосланцевая – кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы, апокератофиры, эпидиабазы, андезитовые апопорфириты, железистые кварциты и другие породы конкско-верховцевской серии Большого Кривого Рога и их аналоги в других районах		2200–I700	Медь, золото, никель, кобальт, цинк, железо

Продолжение табл. I

Докембрийские формации Украинского щита	Геотектонический режим	Абсолютный возраст пород и наложенного метаморфизма, по Н.П. Семененко, М.Н. Ивантишину и др., млн. лет	Полезные ископаемые, связанные с формацией
Чарнокитовая – чарнокиты – гиперстеновые гибридные породы гранитового, диоритового, норитового состава; гибридные амфиболовые породы гранодиоритового, диоритового и габброидного состава (собиты); гибридные гранато-биотитовые гиперстеновые породы с кордиеритом (винницкиты); чудново-бердичевские гранитоиды; граниты розовые аплито-пегматоидные с синим кварцем	Протогеосинклинальный	2700–2000	Редкоземельные минералы в россыпях
Ультрабазито-базитовая – габбро-нориты, габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты, амфиболо-пироксеновые и биотито-амфиболо-пироксеновые гнейсы Среднего Побужья; перидотиты, пироксениты, серпентиниты, дуниты, хромиты Среднего Побужья		2700–2000	Никель, кобальт, хром, платиноиды
Кальцифировая и скарновая – кристаллические известняки, доломитовые мраморы, кальцифиры, карбонато-пироксено-плагиоклазовые гнейсы Волыно-Подолии и Завалья. Пироксеновые и магнетито-пироксеновые скарны и другие породы типа скарнов		2700–2000	Графит, железо, марганец

Мигматитовая – мигматиты плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые гранитового, гранодиоритового, диоритового состава полосчатые, пятнистые, порфировидные, "трахитоидные", аплитоидные, пегматоидные – кременчугские, саксаганские, ингулецкие, галещинские, звенигородские и др. с неоконтурными телами гранитов, гнейсов, амфиболитов; полимигматиты	Протогеосинклинальный	3500–2000	Редкоземельные
Плагиогранитовая и гранодиоритовая – плагиограниты и их пегматоидные разности, гранодиориты, диориты		3500–2000	Редкоземельные
Гнейсовая – гнейсы биотитовые, амфиболо-биотитовые, пироксеновые, пироксено-амфиболовые, амфиболовые, гранатовые, кордиеритовые, корундовые, силлиманитовые и др., а также различные кристаллические сланцы; гнейсы графитовые		3500–2000	Графит, силлиманит, корунд, каолин
Ультрабазитовая – перидотиты, пироксениты, дуниты и их метаморфические аналоги – серпентиниты, актинолититы, тремолититы, тальк-карбонатные, хлоритовые и другие породы внутри амфиболитовой формации; диабазы р. Базавлука		3500–2700	Никель, кобальт, железо, алюминий (бокситы)
Амфиболитовая (диабазо-спилитовая) – амфиболиты, диабазовые апопорфириты, эпидиабазы, апоспилиты, апокератофиры; биотитовые, амфиболовые, кварц-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы, железистые кварциты, сопровождающиеся метабазитами и неоконтурными телами ультрабазитов		3500–2700	Железо, титан, платиноиды

щем хронологическом формационном перечне требует уточнения. В первую очередь это касается гранитоидов архейского и раннепротерозойского возраста, соотношения которых между собой, а также со стратифицированными образованиями, еще недостаточно изучены. Возможно также, что приведенные в табл. I мигматитовая и гнейсовая формации включают разновозрастные комплексы пород. Несмотря на отмеченные и другие неясные моменты, на основании принятого формационного деления можно высказать некоторые предварительные соображения об особенностях развития магматизма и связанного с ним рудообразования в докембрии.

По мере уточнения возрастной последовательности докембрийских интрузивных и эффузивных образований Украинского щита начинает вырисовываться определенная направленность развития магматических процессов в докембрии, во многом напоминающая эволюцию магматизма в послепротерозойских складчатых областях.

В ранний этап развития щита, в архее, весьма широко были распространены спилито-диабазовые вулканиты, а также интрузии ультрабазитов. Они отвечают, по терминологии одних исследователей, протогеосинклинальной, а по терминологии других - нуклеарной стадии развития земной коры. Аналогичная картина, как известно, наблюдается на ранних этапах развития в ряде послепротерозойских эвгеосинклиналей. В позднем архее и раннем протерозое доминирующее значение приобретают процессы гранитообразования, сопровождаемые мигматизацией и гнейсованием супракрустальных толщ. К этому времени, по-видимому, относится и формирование крупных куполовидных и валоподобных гнейсо-мигматито-гранитных геоантиклинальных поднятий (инфраструктур), имеющих сходство с геоантиклиналями и консолидированными массивами послепротерозойских складчатых областей. Очевидно период мощного гранитообразования соответствует инверсионно-складчатому этапу развития Украинского щита, что свойственно и послепротерозойским складчатым областям. В заключительные стадии развития докембрийского гранитоидного магматизма происходило формирование аляскитовых, двуслюдяных (токовских, днепровских, мокромосковских и др.), аплито-пегматоидных гранитов и апогранитов, характерных, как известно, для позднегеосинклинального и орогенного этапов развития молодых складчатых областей.

К орогенному этапу, отличающемуся интенсивным проявлением

складчато-глыбовых дислокаций, относится внедрение комплекса габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский массивы; Полканов, 1948). Аналогом своеобразных гранитов рапакиви в молодых складчатых областях могут служить гигантопорфировые граниты, например "сретенские" гранитоиды в Восточном Забайкалье, образование которых происходило в процессе складчато-глыбовых дислокаций в заключительную фазу киммерийского тектогенеза. К орогенному же этапу были приурочены гипабиссальные интрузии порфиров, диабазов, а также эффузивная деятельность (порфириты, порфиры овручевской серии), протекавшая отчасти в континентальных условиях. Известно, что гипабиссальные интрузии и порфирито-порфировая вулканогенная (наземная) формация в молодых складчатых областях соответствуют периоду обострения складчато-глыбовых дислокаций, наступающему после замыкания геосинклиналей (Князев, 1966в).

К периоду консолидации Украинского щита, а возможно уже к платформенной стадии его развития, относятся интрузии щелочных гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов (Октябрьский массив). Повышенной щелочностью отличаются нередко и гранитоидные интрузии конечных этапов формирования послепротерозойских складчатых областей.

В платформенный этап (рифей-ранний кембрий) происходили излияния траппов на северо-западной окраине щита, сопровождавшиеся экструзиями диабазов. Излияния основных (андезито-базальтовых) лав, как известно, характерны для посторогенного и переходного к платформенному этапов развития послепротерозойских складчатых областей.

Наличие сходных черт в развитии тектоно-магматических процессов в докембрийских и более молодых складчатых областях предопределяет некоторые общие особенности их металлогении. Аналогия обнаруживается прежде всего в определенной металлогенической специализации однотипных магматических формаций.

Так, с ультрабазитовой формацией раннего этапа развития щита генетически связаны кобальт-никелевые сульфидные рудопроявления и месторождения коры выветривания, а также хромиты, талько-магнезиты, асбест, повышенные концентрации платиноидов (Побужье, Среднее Приднепровье). К диабазо-спилитовой формации приурочены колчеданные, медно-колчеданные, золото-колчеданные, медно-ко-

бальто-никелевые рудопроявления. Названные типы оруденения типичны и для ранних этапов развития послепротерозойских эвгеосинклиналей (Урал).

Редкометальное оруденение тантал, ниобий, молибден, олово) в Украинском щите, как и в послепротерозойских складчатых областях, генетически связано с апогранитовой, пегматитовой и сиенито-гранитовой формациями орогенного этапа. В геологическом строении докембрийских щитов и более молодых складчатых областей есть еще одна важная общая особенность. И те и другие, как это выясняется с уточнением геологических и тектонических карт, обладают складчато-глыбовым строением. К такому выводу один из первых пришел В.Г. Бондарчук (1959): "... структура Украинского кристаллического щита - это типичная блоковая структура. Отдельные блоки его имеют очень сложное внутреннее строение ... в разное время претерпели перемещения разного масштаба и на разных уровнях срезаны денудацией". Этот вывод в настоящее время принимают большинство исследователей (Половинкина, 1960; Чебаненко, 1963, 1966; Тяпкин и др., 1966а, б; 1967; Рябенко, 1967а, б; 1968; Слензак, 1967; Усенко и др. 1971 и др.).

Выяснение складчато-глыбовых структур приобретает первостепенное значение для выявления закономерностей пространственного оруденения, поскольку в рудных провинциях, обладающих складчато-глыбовым строением, эндогенное оруденение локализовано преимущественно в межглыбовых зонах, как наиболее проницаемых для рудообразующих флюидов и гидротерм. Отсюда вытекает подобие и самых общих (региональных) закономерностей размещения эндогенного оруденения в щитах и послепротерозойских складчатых областях. В частности, в тех и в других областях наблюдается концентрация месторождений полезных ископаемых в замкнутых рудных поясах (Князев, 1957, 1965, 1967; Князев и др., 1968а, б). Значение оконтуривания замкнутых рудных поясов ранее рассматривалось в основном применительно к молодым складчатым областям. Проанализируем этот вопрос на примере некоторых докембрийских щитов.

Украинский щит

Рассмотрим наиболее изученный с интересующих нас позиций район - Среднее Приднепровье, т.е. восточную часть Украинского щита от Криворожья до Приазовья. Геологическое строение этой

территории весьма сложное, что обусловлено длительной и многоэтапной историей ее формирования. В строении Среднего Приднепровья участвуют кристаллический фундамент и осадочный чехол. Основные черты геологии фундамента Среднего Приднепровья освещаются поразному. По коренным вопросам его стратиграфии, тектоники, петрологии, металлогении и истории геологического развития высказаны самые разнообразные мнения, вплоть до взаимоисключающих (Семененко, 1949, 1953, 1959, 1965; Половинкина, 1954; Бондарчук, 1955; Козловская, 1958; Доброхотов, 1959; Залевцев, 1960, 1963; Никольский и др., 1960; Елисеев и др., 1961; Каляев, 1965 и др.).

Большинство исследователей выделяет три крупных периода, в течение которых сформировался фундамент Среднего Приднепровья. К первому из них (по Н.П. Семененко, 2300-3500 млн. лет) относится формирование так называемой конско-верховцевской железистометабазитовой серии (метабазиты, различные сланцы, гнейсы, кислые эффузивы, железистые кварциты и пр.). Со вторым периодом (архей-протерозой) связывается образование кировоградско-житомирского гранитоидного комплекса (плагиограниты, плагиомигматиты, гранодиориты, кировоградские и житомирские микроклиновые граниты). В третий период (протерозой) были сформированы криворожская серия, днепровско-токовский гранитоидный комплекс, щелочные и субщелочные интрузивы, а также различные дайковые образования. На значительных пространствах кристаллические образования покрыты корой выветривания домиоценового возраста и осадочным чехлом, включающим отложения миоцена и антропогена.

Одной из главных особенностей геологического строения кристаллического фундамента Среднего Приднепровья является его ярко выраженное неоднородное складчато-глыбовое строение, обусловленное наличием неправильных и нередко угловых выступов кристаллического основания, сложенных преимущественно архейскими гранитоидами, мигматитами, гнейсами и обрамленных сравнительно узкими осадочно-вулканогенными поясами, соответствующими синклинорным структурам. К этим же поясам приурочены более молодые интрузивно-метасоматические граниты. Складчато-глыбовые структуры обусловлены расколами древнего (нижнеархейского) субстрата на отдельные блоки в период заложения архейской геосинклинали, частью которой являлось Среднее Приднепровье. В последующие этапы развития геосинклинали эти структуры играли роль срединных или консолидиро-

ванных массивов, претерпевших неоднократную активизацию (и отсюда – омоложение абсолютного возраста некоторых слагающих их пород). Положение консолидированных массивов показано на рис. 22. Формирование консолидированных массивов протекало на протяжении огромного времени – от архея до нижнего протерозоя включительно. Подтверждением этому служат крайне различные значения абсолютного возраста пород, слагающих эти массивы – от 1950 до 3700 млн. лет (Виноградов, Комлев, Тугаринов, 1960; Комлев, 1962; Тугаринов, 1962, 1965). Активизация консолидированных массивов происходила и в верхнем протерозое, когда были заложены глубинные разломы преимущественно на периферии и в пределах массивов. Все это предопределило складчато-глыбовое строение Приднепровья, подтверждаемое новейшими геологическими и в особенности геофизическими исследованиями (Тяпкин и др., 1966, 1967). Общей особенностью большинства консолидированных массивов является наличие обрамляющих их вулканогенных и ультрабазитовых поясов, формирование которых, вероятно, связано с заложением глубоких расколов в фундаменте. Не вдаваясь в подробности полемики о возрасте и геотектонической природе консолидированных массивов в докембрийских щитах, заметим, что, во-первых, наличие этих структур теперь уже никем не отрицается и, во-вторых, выделение их приобретает кардинальное значение для металлогенического анализа. Консолидированные массивы и окаймляющие их мобильные пояса особенно отчетливо выявляются в Криворожском и прилегающих к нему районах Среднего Приднепровья.

Криворожский и другие замкнутые рудные пояса в Среднем Приднепровье

Геологическое строение Криворожского района сложное и во многих отношениях недостаточно расшифровано. В его пределах Н.П. Семененко (1959) и другие исследователи выделяют несколько структурно-фациальных зон близмеридионального простирания: Криворожско-Кременчугскую, Базавлукскую и др. В структурном отношении они являются сложными складчатыми сооружениями синклинорного типа, образованными на месте архейско-нижнепротерозойских интрагеосинклинальных прогибов. Мощности выполняющих их глубоко метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ достигают 5-8 км. Синклинорные зоны разделены относительно приподнятыми и менее

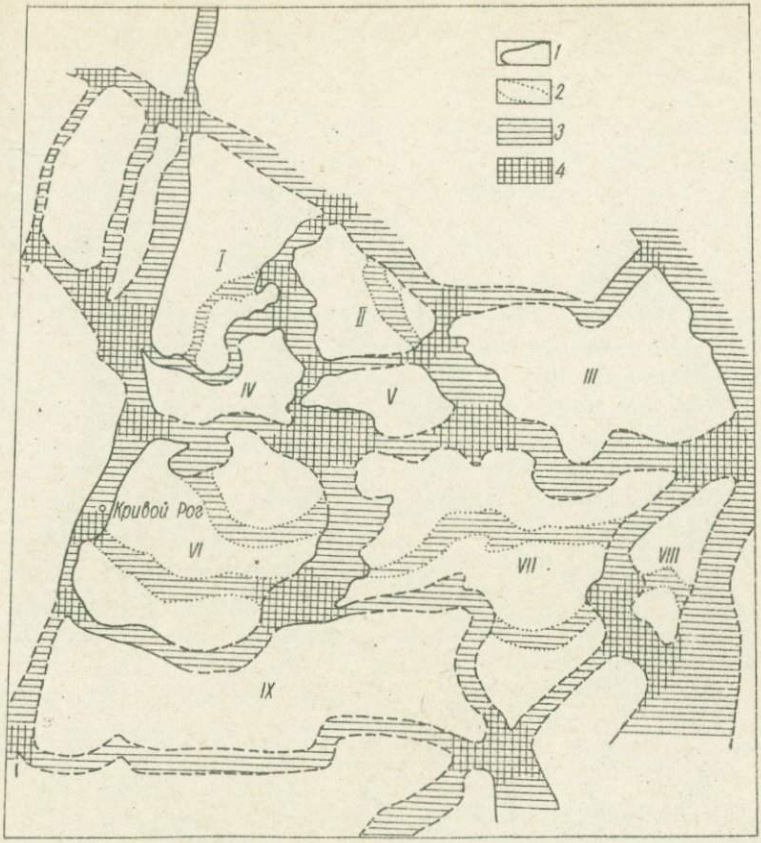


Рис. 22. Схема расположения консолидированных массивов и замкнутых рудных поясов Среднего Приднепровья:

I-границы консолидированных массивов (пунктиром - предполагаемые); 2-подвижные зоны внутри консолидированных массивов; 3-замкнутые рудные пояса; 4-узлы сочленения нескольких консолидированных массивов, наиболее благоприятные для концентрации эндогенного оруденения. Консолидированные массивы: I-Пятихатский, II-Криничанский, III-Синельниковский, IУ-Демуринский, У-Елизаровский, УI-Саксаганский, УII-Запорожский, УIII-Камышеваxский, IX-Высокопольский.

подвижными выступами гнейсо-гранитного фундамента, отождествляемыми некоторыми исследователями со срединными массивами (Семененко и др., 1964, 1965; Белевцев, 1964).

Рассматриваемый район охватывает Криворожско-Кременчугскую и частично Базавлукскую структурно-фациальные зоны, расположенные в излучине Днепра между г. Никополем на юге и г. Верхнеднепровском на севере.

Наиболее древней в разрезе Криворожско-Кременчугского синклинория считается саксаганская метабазитовая серия (2000-2300 млн. лет[x]), сложенная преимущественно амфиболитами. Мощность ее в восточном борту синклинория достигает 1-1,5 км. Выше залегает криворожская серия (1700-2000 млн. лет) мощностью 100-150 м, представленная двумя свитами: нижней (тальковые сланцы и метаморфизованные аркозовые песчаники) и верхней- железисто-кремнисто-сланцевого состава. Венчает разрез ингулецкая серия, сложенная аспидными сланцами, гнейсами, метапесчаниками, кварцитами, конгломератами и доломитами. Ингулецкая серия (1150±100 млн. лет) залегает на подстилающих отложениях несогласно; мощность ее достигает 2 км и более.

В Базавлукском структурно-фациальной зоне метаморфические образования развиты широко в пределах Верховцевского, Чертомлыкского, Софиевского и Сурского синклинориев. Стратиграфически они разделяются на две серии: нижнюю, базавлукскую железисто-кремнисто-метабазитовую, и верхнюю, базавлукскую железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенную (Семененко и др., 1969, 1965). Нижняя базавлукская серия состоит из амфиболитов, апоспилитов, зеленых сланцев, железисто-кремнистых роговиков и серпентинитов общей мощностью 1,2-2 км. В строении верхней базавлукской серии принимают участие зеленые, филлитовые и кварцево-серицитовые сланцы, железисто-кремнистые роговики, кератофиры, амфиболиты, карбонато-тальковые и другие породы. Общая мощность ее 2,5 км и более.

Абсолютный возраст метаморфических пород Базавлукской структурно-фациальной зоны датируется в пределах 2300-2700 млн. лет.

Наиболее обширные выходы эффузивно-осадочных толщ в региональном структурном плане составляют паводкообразный пояс (Криворожско-Ингулецкий, Чертомлыкский, Софиевский районы), замы-

---

x) Здесь и далее абсолютный возраст приведен по данным Н.П. Семененко (1965).

кающийся на севере цепочкой интрузий ультрабазитов (в пределах Девладовской зоны близширотных разломов). В геотектоническом отношении подковообразный пояс (рис. 23) соответствует наиболее прогнутым (троговым) частям геосинклинальных прогибов архея-протерозоя. К расколам фундамента в пределах этого пояса приурочены многочисленные интрузии базитов и ультрабазитов. Очевидно рассматриваемый пояс был наиболее мобильным и проницаемым для магм. Во внутренней же его части в архее-протерозое вероятно располагался выступ гранито-гнейсового фундамента, представляющий собой не что иное, как ядро консолидации типа консолидированных (срединных) массивов в молодых складчатых областях. Рассматриваемый консолидированный массив мы далее будем называть Саксаганским. Контуры его приблизительно соответствуют Саксаганскому куполу, в трактовке Г.И. Каляева (1965). Выделенные им в сопредельных районах другие куполообразные и валоподобные структуры (Демуринский, Криничанский и др.) также, вероятно, соответствуют консолидированным массивам.

Области максимального погружения в протерозое были приурочены к окраинам консолидированных массивов, в связи с чем здесь были накоплены мощные толщи осадочных и эффузивно-осадочных пород. Снос обломочного материала в бассейны осадконакопления, по-видимому, происходил преимущественно из прилегающих приподнятых участков суши. Судя по обилию обломков гранитоидов в конгломератах и песчаниках низов криворожской серии, можно предполагать, что эти породы были выведены на дневную поверхность на значительных площадях еще в начале протерозоя. Это может служить косвенным указанием на значительные амплитуды восходящих движений, в которые вовлекались консолидированные массивы в протерозойскую эру. Конечно, не следует думать, что последние были приподнятыми на протяжении всего протерозоя и что весь кластический материал, слагающий мощные осадочные толщи периферической зоны, был принесен с выступов суши в пределах консолидированных массивов. Осадконакопление и эффузивная деятельность происходили в протерозое также и вне узких краевых мобильных поясов, но мощности накопленных толщ были здесь значительно меньше и в дальнейшем они подвергались глубокой эрозии.

В мобильном поясе, обрамляющем Саксаганский консолидированный массив, сосредоточены многочисленные месторождения и

Кривой Рог
Кривой Рог

Рис. 23. Схематическая карта Криворожского замкнутого рудного пояса.

П р о т е р о з о й. Дайковый комплекс: 1-ультраосновные породы (девладовские), 2-габбро. Днепровско-Токовский интрузивный комплекс, граниты: 3-чернокварцевые, 4-токовские, 5-розовые, днепровские и их мигматиты и полимигматиты, 6-полимигматиты (по Г.М.Карпову). Кировоградско-житомирский комплекс, граниты: 7-серые равномернозернистые житомирские и их мигматиты, 8-плагиоклазовые и их мигматиты, 9-пегматоидные и аплитоидные, 10-гранодиориты, 11-диориты. П р о т е р о з о й и в е р х н и й а р х е й (?). Эффузивно-осадочный комплекс. Криворожская серия: 12-верхняя свита нерасчлененная (сланцы кварцево-биотитовые, кварцево-углисто-слюдистые и др., конгломераты, доломиты, кварциты и др.), в е р х н я я с в и т а: 13-гнейсы биотито-плагиоклазовые с пачками пироксено-плагиоклазовых и амфиболо-плагиоклазовых, 14-доломиты; 15-кварциты, 16-сланцы кварцево-биотитовые с прослоями углисто-графитовых и др., 17-средняя и нижняя свиты нерасчлененные (железистые кварциты, джеспилиты, сланцы хлоритовые и др., тальковые сланцы и др. ультраосновные породы, филлиты, кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты). Нерасчлененные криворожская и базавлукская серии: 18-сланцы и другие метаморфические породы эффузивно-осадочного комплекса нерасчлененные (верхнебазавлукская серия), частично ультраосновные породы, 19-амфиболиты, сланцы и частично ультраосновные породы, 20-разрывные нарушения. М е с т о р о ж д е н и я и р у д о п р о я в л е н и я: 21-железорудные, 22-железо-никелевые (коры выветривания), 23-марганцевые, 24-свинцово-цинковые, 25-никелевые, 26-кобальтовые, 27-бокситов, 28-золоторудные, 29-пегматитов (керамических), 30-асбеста, 31-графита, 32-прочие рудопроявления, 33-консолидированные массивы, 34-подвижные зоны внутри консолидированных массивов.

рудопроявления разнообразных полезных ископаемых. В западном близмеридиональном сегменте пояса сконцентрированы месторождения Криворожского железорудного бассейна, приуроченные к сравнительно узкой полосе распространения кремнисто-железистых пород криворожской серии. Здесь же отмечены повышенные концентрации циркония, редких земель, сульфидные рудопроявления меди, свинца, золота, мышьяка и других металлов.

В южном и юго-восточном сегментах рудного пояса (Южно-Ингулецкий и Чертомлыкский районы) выявлено несколько железорудных месторождений и рудопроявлений криворожского типа. Кроме того, в этом интервале установлены месторождения никеля и кобальта (в коре выветривания ультрабазитов), бокситов, марганца (никопольского типа), пегматитов.

К северному и северо-восточному сегментам рудного пояса приурочены железо-кобальт-никелевые месторождения в коре выветривания ультрабазитов, а также медно-колчеданное, медно-никелевое, мышьяковое, золото-колчеданное оруденение. На восточной окраине Саксаганского консолидированного массива установлены рудопроявления молибдена, здесь же оконтурены во многих пунктах ореолы рассеяния редкоземельных элементов, олова, свинца, цинка, меди, бария. Это позволяет высказать предположение, что восточному сегменту рудного пояса свойственно в основном редкометальное и сульфидное оруденение, изучению и поискам которого до сих пор мало уделялось внимания.

Из приведенного обзора пространственного размещения месторождений полезных ископаемых Криворожья и сопредельной с ним с востока территории видно первостепенное рудоконтролирующее значение мобильного пояса, обрамляющего Саксаганский консолидированный массив. Если во внутренней части его известны лишь единичные рудопроявления (железо, пегматиты), то в окружающем мобильном поясе сконцентрировано подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений черных, цветных, редких металлов и других полезных ископаемых. Иными словами, намеченный мобильный пояс является главной рудоконтролирующей структурой района, предопределившей появление своеобразного рудного овала, относящегося к категории замкнутых рудных поясов. Криворожский замкнутый рудный пояс нельзя рассматривать как нечто обособленное; к нему примыкают с нескольких сторон другие замкнутые рудные пояса.

Верховцевский, Чертомлыкский и Сурский синклинории в структурном отношении, по-видимому, также являются фрагментами некогда единого мобильного пояса, окружавшего выступ гнейсо-гранитного основания (на месте Криничанского и отчасти Запорожского мигматито-гранитных куполов; Каляев, 1965). Связующим звеном между Чертомлыкским и Сурским синклинориями могла служить так называемая Томаковская структура. Она, в свете геофизических данных В.В. Баклановой (1965), интерпретируется как глубоко размытое синклинорное сооружение, посредством которого Сурский и Чертомлыкский синклинории соединялись в единый подковообразный пояс. Северный сегмент этого пояса, вероятно, совпадает с Девладовской зоной субширотных разломов, контролирующих интрузии ультрабазальтов. В контурах этого подвижного пояса расположено большинство выявленных в Базавлукской структурной зоне месторождений и рудопроявлений черных, цветных, редких металлов.

Кроме Саксаганского массива в Среднем Приднепровье с разной степенью достоверности нами выделено несколько консолидированных массивов: Боковянский, Пятихатский, Кудашевский, Высокопольский, Криничанский, Запорожский, Синельниковский, Камышевахский и др. (рис. 24).

Б о к о в я н с к и й консолидированный массив находится западнее Криворожско-Кременчугской зоны. Форма его овальная, вытянутая в северо-западном направлении, размер 75х50 км. Сложен он преимущественно гнейсами, мигматитами и гранитоидами с небольшими останцами пород криворожской серии.

П я т и х а т с к и й консолидированный массив расположен в междуречье Ингулец - Днепр и характеризуется изометричной формой размером 30х25 км. Рассечен системой различно ориентированных разломов на несколько более мелких блоков. Сложен преимущественно плагиогранитами и обрамлен образованиями криворожской и конкско-верховцевской серий. В пределах массива оконтурены мелкие останцы конкско-верховцевских амфиболитов.

Д е м у р и н с к и й консолидированный массив расположен южнее предыдущего. Форма его коленообразная, вытянутая в широтном направлении, размер примерно 50х25 км. Сложен преимущественно калишпатовыми метасоматитами днепровского и кировоградского комплексов с редкими телами плагиогранитоидного субстрата и обрамлен породами конкско-верховцевской и частично криворожской серий.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
I - IX
21
Днепропетровск
Запорожье
Кривой Рог
Каховское водохранилище
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX

Рис. 24. Замкнутые рудные пояса Среднего Приднепровья (по Г.И. Князеву и А.Т. Агееву).

Месторождения и рудопроявления: I-железо (богатые руды типа криворожских, железистые кварциты, бурые железняки в коре выветривания ультрабазитов, часто с никелем, кобальтом), 2-марганец (окисные и карбонатные руды); 3-сульфидное оруденение (с медью, никелем, кобальтом, цинком и мышьяком), 4-пегматиты керамические, 5-жильный кварц, 6-горный хрусталь, 7-асбест в серпентинитах, 8-барит, 9-алмазы (в аллювии), I0-вермикулит, II-тальк, I2-талько-магнезит, I3-золотосодержащие сульфидные руды, I4-апатит в зонах альбитизации, I5-прочие полезные ископаемые; I6-литогеохимические аномалии, I7-осадочно-вулканогенные формации (в том числе железистые кварциты), I8-рудоносные гранитоиды (в том числе метасоматиты), I9-главные разломы, 20-границы замкнутых рудных поясов (пунктиром предполагаемые), 2I-консолидированные массивы: I-Криворожский; II-Пятихатский; III-Демуринский; IУ-Саксаганский; У-Токовский; УI-Криничанский, УП-Запорожский; УШ-Синельниковский; IХ-Камышевахский.

В ы с о к о п о л ь с к и й консолидированный массив находится на юго-западе Среднего Приднепровья, между Каховским морем и р. Ингульцом. Форма неправильная, вытянутая в субширотном направлении; размеры - 60х15 км. В строении массива преобладают архейские мигматиты и плагиограниты с редкими и незначительными останцами метабазитов. Массив обрамляется вулканогенными толщами (амфиболиты, эпидиабазы, сланцы, железистые кварциты), местами прорванными токовскими гранитоидами. На юге он перекрыт платформенными мезокайнозойскими отложениями.

К р и н и ч а н с к и й консолидированный массив оконтурен в междуречье Сура - Базавлук в виде овала, вытянутого по меридиану на 50 км при ширине 20 км. Массив сложен главным образом кировоградско-житомирскими плагиогранитами, местами подвергшимися калишпатизации. В обрамлении массива участвуют породы вулканогенной конкско-верховцевской серии (в районе Верховцевских и Сурских магнитных аномалий).

З а п о р о ж с к и й консолидированный массив расположен в бассейне рек Томаковки и Днепра. Форма его овальная, вытянутая в меридиональном направлении; размер 60х40 км. Строение массива неоднородное, обусловленное наличием многочисленных мета- и ультрабазитовых тел и мощных зон калишпатизации в доминирующих плагиогранитоидах. Со всех сторон массив окаймлен вулканогенными породами, оконтуренными в районах Верховцевских, Чертомлыкских, Белозерских, Конкских и Сурских магнитных аномалий. Видимо, этот массив следует разделить на две части - западную и восточную, на границе которых закартированы значительные выходы пород конкско-верховцевской серии (г. Томаковка).

С и н е л ь н и к о в с к и й консолидированный массив расположен в междуречье Сура - Малая Терса; размеры его 70х60 км, форма близкая к треугольной, усложненная разрывными нарушениями, контролировавшими развитие в протерозое калиевого метасоматоза. Особенно интенсивно этот процесс проявился в южной части массива. В контурах его преобладают архейские плагиограниты, местами переработанные в микроклиновые мигматиты и граниты днепровского типа. Окаймляющие осадочно-вулканогенные образования представлены амфиболитами, эпидиабазами, зелеными сланцами, метаультрабазитами, железистыми кварцитами, различными гнейсами, кальцифирами, щелоч-

ными и нефелиновыми сиенитами и другими породами (районы Сурской, Конкской, Павлоградской и Дерезоватской магнитных аномалий).

К а м ы ш е в а х с к и й консолидированный массив располагается в границах водораздела Конки и Верхней Терсы в виде овала с северо-восточной длинной осью. Размеры его 50х15 км. В отличие от остальных массивов, Камышевахский сложен не только плагиогранитами, но и в значительной мере биотитовыми плагиогнейсами. Редко встречаются мелкие тела метабазитов. В краевом обрамлении характеризуемого массива участвуют вулканогенно-осадочные породы конкско-верховцевской серии в районах Конкской и Ореховской магнитных аномалий.

Упомянутые консолидированные массивы и окаймляющие их мобильные пояса являются основными региональными рудоконтролирующими структурными элементами региона. Следует особо подчеркнуть, что концентрация оруденения в пределах мобильных поясов крайне неравномерная. Весьма отчетливо видна узловая группировка месторождений полезных ископаемых. Рудные узлы чаще всего приурочены к местам сочленения нескольких консолидированных массивов. Многие рудные узлы тяготеют к интервалам изгибов мобильных поясов, обрамляющих угловатые выступы консолидированных массивов (Сурский, Верховцевский, Чертомлыкский, Белозерский, Южно-Криворожский, Побужский, Волновахский и другие районы Украинского щита). Характерно положение рудных узлов в местах сопряжения крупных разломов с серией более мелких разрывных нарушений иного направления; при этом "центры" сосредоточения месторождений несколько смещены от разломов регионального порядка (до 10-15 км).

Наряду с узловой концентрацией оруденения наблюдаются ярко выраженные линейные металлогенические зоны, протягивающиеся вдоль прямолинейных границ консолидированных массивов, соответствующих крупным разрывным нарушениям. Показательны в этом отношении Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны распространения железистых кварцитов и связанных с ними богатых железных руд, имеющие близмеридиональное направление. Аналогичным примером может служить Подольская (Приднепровская) зона распространения полиметаллического и флюоритового оруденения, прослеженная вдоль юго-западного края Украинского щита на протяжении около 200 км. Линейно-цепочковидное размещение месторождений полезных ископаемых обнаруживается и в некоторых других районах Украинского щита.

Узловое и неравномерное размещение месторождений при наличии слаборудоносных и "пустых" интервалов в замкнутых рудных поясах, огибающих консолидированные массивы, создают впечатление фрагментарности их и прерывистости. Однако нельзя забывать о том, что по мере пополнения сведений о полезных ископаемых "безрудных" и слаборудоносных интервалов в замкнутых и фрагментарных рудных поясах оказывается все меньше и меньше. Рудоконтролирующее значение межглыбовых зон начинает вырисовываться лишь после обнаружения большей части месторождений, рудопроявлений, минерализованных зон и ореолов рассеяния, т.е. в наиболее детально изученных и опоискованных районах. В пределах Украинского щита к числу таких районов относится прежде всего Среднее Приднепровье, хотя и оно еще изучено и опоисковано далеко недостаточно.

Итак, анализ закономерностей пространственного размещения разнообразного оруденения Среднего Приднепровья показывает, что подавляющее большинство месторождений полезных ископаемых различного возраста сконцентрировано в мобильных поясах, окаймляющих консолидированные массивы (см. рис. 24). В пределах таких поясов установлены полезные ископаемые двух основных докембрийских металлогенических эпох: а) а р х е й с к о й (бедные железные руды типа железистых кварцитов, хромиты, сульфидное оруденение с медью, никелем, кобальтом, цинком и мышьяком, пегматиты, горный хрусталь, талько-магнезиты и др.); б) п р о т е р о з о й с к о й (железистые кварциты и богатые железные руды криворожского типа, редкие металлы, титан в основных породах, нефелиновые сиениты, пегматиты, вермикулит и др.).

К замкнутым рудным поясам тяготеет также большинство послепротерозойских месторождений, включая мезозойские и третичные (кобальт-никелевое оруденение в коре выветривания ультрабазитов, бокситы, марганцевые руды Никопольского бассейна и др.).

Оруденение, контролируемое мобильными поясами, не везде одинаково как по составу, так и по масштабам. Намечается определенная металлогеническая специализация замкнутых рудных поясов. Так, вокруг Саксаганского консолидированного массива локализованы преимущественно железорудные месторождения (восточное обрамление), сульфидная и редкометальная минерализация, пегматиты (западное обрамление). Замкнутые рудные пояса, огибающие Пятихатский и Куда-

шевский консолидированные массивы, включают месторождения и рудопроявления железа, титана, никеля, кобальта, цинка, мышьяка, редких металлов. Замкнутый рудный пояс, окаймляющий Высокопольский консолидированный массив, несет железное оруденение криворожского типа, месторождения никеля, марганца, керамических пегматитов, бокситов, рудопроявления меди, редких металлов, золота. Вокруг Криничанского консолидированного массива сосредоточены месторождения и многочисленные рудопроявления никеля, талько-магнезитов в ультрабазитах и др. Здесь же оконтурены металлометрические аномалии свинца и цинка. Характерной особенностью рудного пояса, окаймляющего Запорожский массив, является приуроченность к нему крупнейших марганцевых месторождений олигоценового возраста (юго-западный сегмент), рудопроявлений молибдена, никеля, кобальта, а также ореолов рассеяния редких металлов. Рудные пояса, обрамляющие Синельниковский и Камышевахский массивы, отличаются широким развитием железистых кварцитов, редкоземельной минерализации (восточные сегменты), а также рудопроявлений кобальта, никеля, керамических пегматитов, вермикулита. Здесь оконтурены ореолы рассеяния свинца, цинка и редких металлов.

Металлогеническая специализация замкнутых рудных поясов в значительной мере обусловлена влиянием состава преобладающих пород, различием рудоносных интрузивов, степенью метаморфизма. Так, в районах значительного распространения пород филлитовой, аспидной, зеленосланцевой формаций сосредоточены крупнейшие месторождения железных руд и железистых кварцитов. Для интервалов замкнутых рудных поясов, отличающихся широким проявлением ультрабазитов, характерно кобальт-никелевое оруденение (сульфидное и в коре выветривания). К интервалам мобильных поясов, сложенным преимущественно метаморфизованными эффузивными и в меньшей мере осадочными породами, тяготеет сульфидное оруденение медно-никелево-кобальтовой и медно-колчеданной формаций. Здесь же отмечаются сравнительно маломощные пачки железистых пород, аналогичных криворожским.

Медно-колчеданное оруденение локализовано в амфиболитах, эпидиабазах, различных сланцах и сопровождается процессами эпидотизации, хлоритизации, окварцевания. С этим же типом оруденения связаны золото, серебро, сурьма, мышьяк.

Внешние зоны мобильных поясов, примыкающие к консолидированным массивам, характеризуются преимущественным развитием редкоме-

тальной минерализации, генетически связанной с протерозойскими гранитоидами. Здесь установлены молибденовые и вольфрамовые рудопроявления, ореолы рассеяния олова, лития, бериллия, свинца, бария, редких земель, которые тяготеют к послеархейским гранитоидам. Необходимо отметить, что в подавляющем большинстве случаев границы консолидированных массивов с примыкающими к ним мобильными поясами тектонические.

Концентрация оруденения в замкнутых и фрагментарных рудных поясах отчетливо выяснилась на прогнозно-металлогенической карте УССР (Князев и др., 1968) и в других районах Украинского щита – в Приазовье, Побужье, в северо-западных и центральных районах. Принципы выделения консолидированных массивов и мобильных поясов были такими же как и в Среднем Приднепровье.

Консолидированные массивы и окаймляющие их мобильные пояса являются главными структурными элементами Украинского щита. Зарождение консолидированных массивов или "ядер" консолидации в качестве самостоятельных структурных единиц относится к начальным этапам (ранний архей) развития докембрийских геосинклиналей. В дальнейшем они неоднократно испытывали тектоно-магматическую мобилизацию. Еще более сложный и длительный процесс формирования претерпели мобильные пояса. В архее – раннем протерозое мобильные пояса служили ареной активной вулканической деятельности и осадконакопления; к ним же были приурочены интрузии ультрабазальтовых магм, следовавших вдоль глубоких расколов в кристаллическом фундаменте. Повышенной мобильностью они отличались в среднем – верхнем протерозое (криворожская серия, дайки и малые интрузии ультрабазитов, интрузивно-метасоматические граниты, щелочные породы). Именно в мобильных поясах происходила преимущественная разрядка тангенциальных и радиальных напряжений (складчатость, надвиги, сбросы). Активизация некоторых мобильных поясов происходила, по-видимому, и в последующие периоды (в рифее, нижнем кембрии, девоне, карбоне, юре, мелу, кайнозое), особенно в зонах сочленения с Причерноморским и Волыно-Подольским перикратонными прогибами, а также с Днепровско-Донецким авлакогеном и Донецкой складчатой областью. Подвижки в мобильных поясах, по многолетним геодезическим наблюдениям (Самарских и др., 1969), происходят вплоть до настоящего времени (Криворожская зона). Амплитуды нисходящих движений в пределах мобильных поясов были весьма значительными.

Подтверждением этого может служить многокилометровая мощность накопленных здесь эффузивно-осадочных образований (Криворожский, Белозерский и другие районы), а также большие глубины распространения сформированных на их месте синклинорных структур. Кроме того, о больших амплитудах вертикальных перемещений в мобильных поясах свидетельствует наличие четко выраженных гравиметрических ступеней вдоль границ мобильных поясов с консолидированными массивами. По этим ступеням контуры некоторых консолидированных массивов могут быть намечены в тех же границах, что и по геологическим данным. Примером может служить Саксаганский консолидированный массив, великолепно видимый на гравиметровой карте. Консолидированные массивы, в отличие от мобильных поясов, характеризуются более однородными (недифференцированными) гравиметрическими полями.

Наряду с гравиметровой картой при оконтуривании консолидированных массивов, нами широко использовалась тектоническая карта Украинского щита, составленная К.Ф. Тяпкиным и др. по геофизическим данным (1965). Границы многих консолидированных массивов проведены вдоль крупноамплитудных разрывных нарушений, установленных по данным гравиметрии и магнитометрии. В закрытых районах Украинского щита, на его склонах, в Причерноморском и Волыно-Подольском перикратонных прогибах, а также в складчатых областях, окаймляющих Украинский щит, контуры консолидированных массивов намечены в основном по геофизическим данным. На рис. 25 обозначено:

I-Украинский щит (цифры на карте), склоны щита; П-западный; Ш-юго-западный; IУ-северо-восточный; У-юго-западный склон Воронежского массива; УI-Волыно-Подольский перикратонный прогиб (Волыно-Подольская плита); УП-Причерноморский перикратонный прогиб (Причерноморская впадина); УШ-Предкарпатский передовой прогиб; IХ-Преддобруджинский передовой прогиб; Х-Азово-Кубанский передовой прогиб; XI-Предлонецкий передовой прогиб; складчатые области: ХП-Карпатская; ХШ-Крымская; ХIУ-Донецкая; ХУ-Закарпатская внутренняя впадина; ХУI-Раховский срединный массив; поднятия: ХУП-Добруджинское; ХУШ-Симферопольско-Евпаторийское; наложенные впадины: XIX-Альминская; XX-Конкско-Ялынская; XXI-Галицко-Волынская синеклиза (Галицко-Волынская впадина); XXП-Болтышская; XXШ-Овручская; XXIУ-Днепровско-Донецкая. 2. Консолидированные мас-

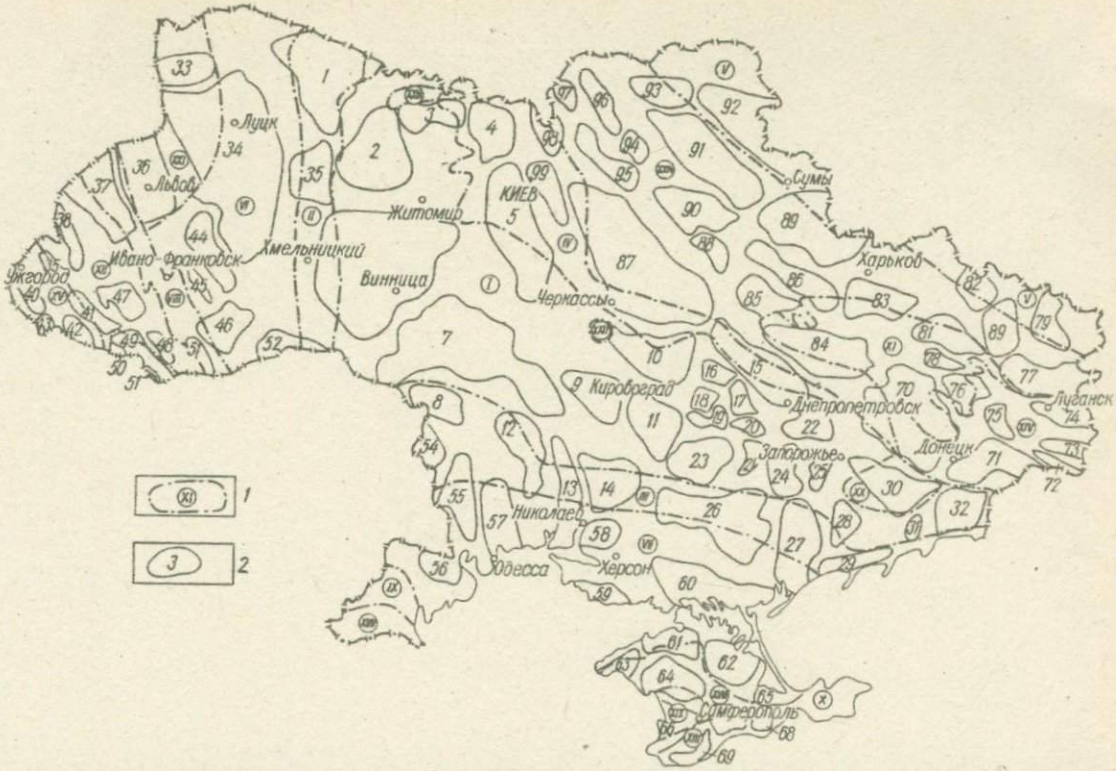


Рис. 25. Консолидированные массивы и окаймляющие их мобильные пояса на территории Украины. Границы: 1-тектонического районирования, 2-консолидированных массивов.

сивы: I-Горынский, 2-Уборотский, 3-Жеревский, 4-Тетеревский, 5-Ирпенский, 6-Подольский, 7-Побужский, 8-Чегельникский, 9-Ташлыкский, I0-Ингулецкий, II-Боковянский, I2-Кодымский, I3-Николаевский, I4-Ингульский, I5-Царичанский, I6-Лиховский, I7-Криничанский, I8-Пятихатский, I9-Кудашевский, 20-Елизаровский, 2I-Сурской, 22-Синельниковский, 23-Саксаганский, 24-Запорожский, 25-Камышеваxский, 26-Высокопольский, 27-Мелитопольский, 28-Токмакский, 29-Обиточный, 30-Ялынский, 3I-Каратышский, 32-Кальмиусский, 33-Ковельский, 34-Волынский, 35-Острогский, 36-Львовский, 37-Самборский, 38-Стрыйский, 39-Полонинский, 40-Латорицкий, 4I-Кросненский, 42-Тереблянский, 43-Боржавский, 44-Стрыпинский, 45-Коропецкий, 46-Серетский, 47-Быстрицкий, 48-Верховинский, 49-Черемошский, 50-Раховский, 5I-Буденецкий, 52-Бричанский, 53-Чивчинский, 54-Ягорлыкский, 55-Кучурганский, 56-Хаджидерский, 57-Хаджибейский, 58-Котляровский, 59-Тендеровский, 60-Асканийский, 6I-Каркинитский, 62-Джанкойский, 63-Тарханкутский, 64-Евпаторийский, 65-Индольский, 66-Альминский, 67-Карасукоский, 68-Судакский, 69-Качинский, 70-Самарский, 7I-Крынкский, 72-Нагольный, 73-Сулинский, 74-Луганский, 75-Дебальцевский, 76-Бахмутский, 77-Айдарский, 78-Адамовский, 79-Бишканский, 80-Боровский, 8I-Оскольский, 82-Троицкий, 83-Змиевский, 84-Орельский, 85-Коломакский, 86-Мерлинский, 87-Сулинский, 88-Хорольский, 89-Тростянецкий, 90-Лохвицкий, 9I-Конотопский, 92-Сеймский, 93-Убедокий, 94-Смолянский, 95-Остерский, 96-Деснинский, 97-Любечский, 98-Брагинский, 99-Бориспольский.

Рудный пояс на периферии Украинского щита

Контуры Украинского щита с учетом естественных выходов докембрийских пород, а также подсечения их скважинами на нескольких гипсометрических уровнях показаны на рис. 26. Из него видно, что границы щита на значительном протяжении в общих чертах прямолинейны и лишь в нескольких интервалах осложнены коленообразными изгибами.

На обширной территории докембрий скрыт под сравнительно маломощными кайнозойскими и более древними платформенными отложениями. К периферии щита мощность осадочного чехла увеличивается неравномерно. Наибольшей крутизной отличаются южный и северный склоны Приазовского выступа докембрия, а также юго-западный борт

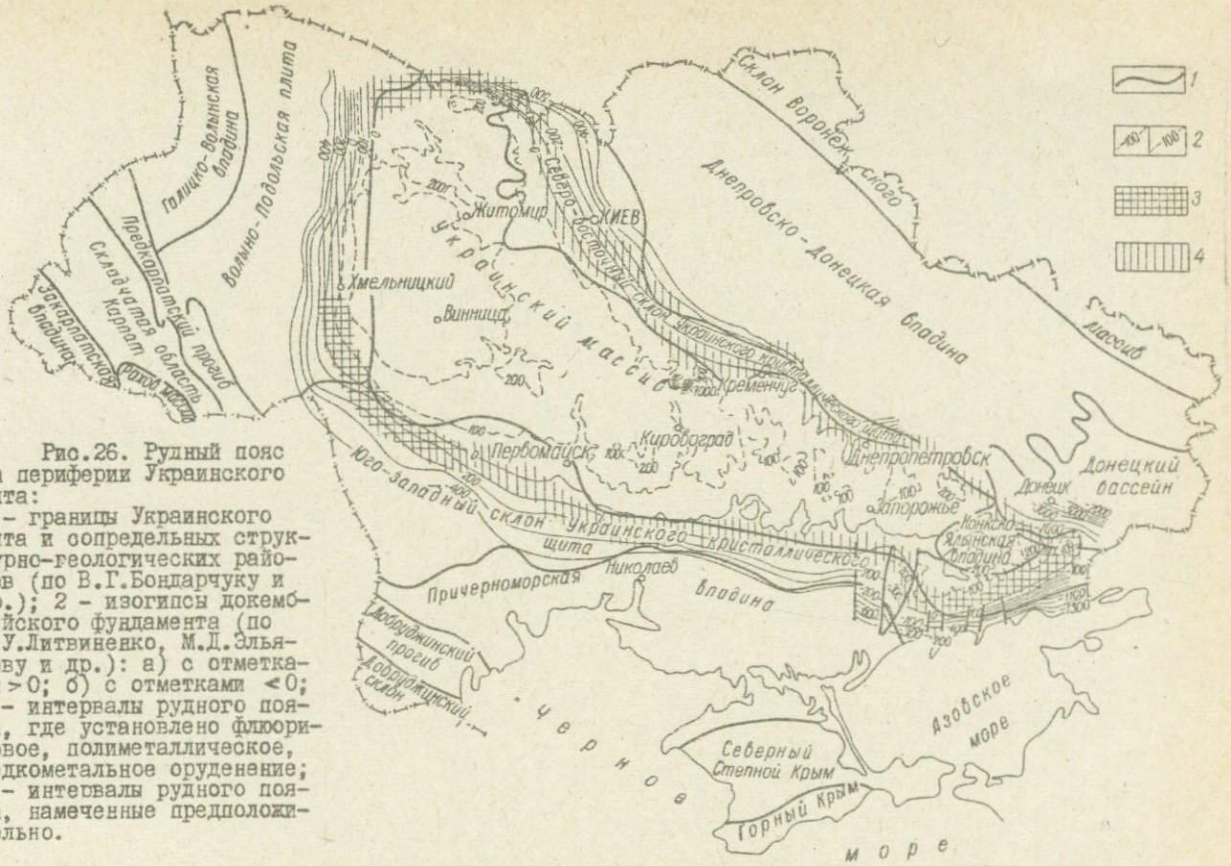


Рис.26. Рудный пояс на периферии Украинского щита:
I – границы Украинского щита и сопредельных структурно-геологических районов (по В.Г.Бондарчуку и др.); 2 – изогипсы докембрийского фундамента (по А.У.Литвиненко, М.Д.Эльянову и др.): а) с отметками >0; б) с отметками <0; 3 – интервалы рудного пояса, где установлено флюоритовое, полиметаллическое, редкометальное оруденение; 4 – интервалы рудного пояса, намеченные предположительно.

Днепровско-Донецкой впадины, вдоль которых (Семененко, 1960; Субботин и др., 1963) прослежены крупноамплитудные нарушения сбросового типа. Заметно положе погружаются западный и южный склоны щита, где также установлены региональные краевые разрывные нарушения (Подольская дислокационная зона, система широтных сбросов на южной окраине щита). Заложение краевых разломов относится к верхнему протерозою - раннему кембрию; в последующем многие из них неоднократно подновлялись (Семененко, 1958, 1960; Белевцев, 1964, 1965).

Палеогеографические реконструкции (Бондарчук и др., 1960) показывают, что, начиная с позднерифейского века рифея, Украинский щит не вовлекался в глубокие морские прогибы. Он представлял собой либо приподнятую сушу, либо покрывался на непродолжительное время эпиконтинентальными морями и ингрессиями. Кембрийские и ордовикскилурийские моря охватывали западную и юго-западную окраины щита (Волыно-Подолия). Девонские и нижне-среднекарбоновые морские трансгрессии распространялись в пределы Днепровско-Донецкой впадины и Галицко-Волынской синеклизы и частично на прилегающие к ним окраины щита в Приднепровье, Приазовье и в Подолии. Пермская лагуна заливала большую часть Днепровско-Донецкой впадины, но на территорию щита не проникала. В триасе море трансгрессировало лишь на южную окраину Причерноморского прогиба. Юрские моря (оксфорд - киммеридж) окружали Украинский щит почти на всем его протяжении. В меловой период морскими ингрессиями была занята значительная территория щита (в альбский, сеноманский и кампанский века), но особенно обширным было эпиконтинентальное море в позднем миоцене и раннем-среднем олигоцене, когда на месте щита оставались сравнительно небольшие участки суши островного типа (в Волыно-Подолии, Побужье и в Приазовье).

Из приведенного палеогеографического обзора видно, что на протяжении весьма длительного времени (начиная с конца рифея) Украинский щит представлял собой относительно приподнятую стабильную структуру. Области мощного постпротерозойского осадконакопления располагались на периферии щита (Днепровско-Донецкая впадина, Приднестровье, Причерноморский прогиб), отличавшейся повышенной мобильностью. Здесь же преимущественно распространены интрузивные и эффузивные образования палеозойского возраста (Семененко, 1965; Царовский, 1958), контролируемые краевыми ослабленными зонами.

Примером могут служить Подольская, Овручская, Сущано-Пержанская мобильные зоны, проходящие вдоль западной, северо-западной и северной границ щита. Сходная картина наблюдается в зоне сочленения Донбасса с Приазовским выступом докембрия.

Симптоматично, что к пограничным мобильным зонам во всех отмеченных районах приурочено флюоритовое, полиметаллическое и отчасти редкометальное оруденение. Так, в Хмельницко-Подольской зоне, оконтуривающей юго-западную и западную окраины щита, флюоритовое и полиметаллическое оруденение прослежено на протяжении 150 км. В зоне сочленения Приазовья с Донбассом флюоритовые и полиметаллические рудопроявления установлены на расстоянии до 100 км, а недавно такое же оруденение обнаружено в Приднепровской пограничной зоне щита, лежащей на продолжении Приазовско-Донецкой зоны (примерно в 250 км от Покрово-Киреевского флюоритоносного района). Аналогичные рудопроявления установлены на юго-восточной окраине Приазовья. Здесь же известны редкометальные рудопроявления, генетически связанные с позднепротерозойскими - палеозойскими (?) интрузиями нефелиновых сиенитов, гранитов и дайковыми образованиями. Редкометальное, флюоритовое и полиметаллическое оруденение выявлено также в пределах Сущано-Пержанской дислокационной зоны, ограничивающей Украинский щит с севера на расстоянии около 100 км.

Все это вместе взятое свидетельствует о том, что Украинский щит на значительном протяжении окаймлен ослабленными зонами, несущими однотипное гидротермальное оруденение. Сходство структурного положения и эндогенной минерализации этих зон и значительная протяженность позволяют предположить, что в совокупности эти зоны представляют собой отдельные звенья еще не полностью оконтуренного рудного пояса, обрамляющего щит на всем его протяжении. Иными словами, есть веские основания рассматривать выявленные на окраинах Украинского щита минерализованные зоны, как фрагменты единого периферического рудного пояса, относящегося к категории замкнутых рудных поясов. Разумеется, предположительно намеченный рудный пояс на отдельных интервалах по периметру щита может быть прерывистым, либо перекрытым мощными постпротерозойскими отложениями (т.е. является пока фрагментарным).

С учетом данных, наиболее перспективны на эндогенное оруденение такие интервалы рудного пояса, опоясывающего Украинский щит:

1) северо-западный сегмент, включая в первую очередь Сущано-Перганскую зону и ее возможное продолжение (с разворотом в соответствии с границами щита) в сторону городов Ровно и Киева;

2) восточный сегмент, огибающий Приазовский выступ докембрия с севера (зона сочленения с Донбассом), востока и юго-востока;

3) юго-западный сегмент - от Хмельницка до Первомайска.

Перечисленные интервалы замкнутого (фрагментарного) рудного пояса приурочены к углам-изгибам границ Украинского щита, совпадающим с региональными разрывными нарушениями. Именно здесь создавались наиболее благоприятные пути для проникновения магм и рудоносных растворов. Концентрация оруденения в местах крутых разворотов замкнутых рудных поясов, повторяющих угловатые выступы консолидированных массивов - явление характерное и для других рудных провинций. Такова, например, позиция многих рудных узлов в Среднем Приднепровье и в Восточном Забайкалье (Князев, 1957, 1969а).

Меньшие по масштабу коленообразные изгибы контуров щита вырисовываются более или менее отчетливо на юго-западной окраине Приазовья (район Корсак Могилы), юго-восточнее г. Запорожья (район Мокромосковского интрузива), вдоль границ Конкско-Ялынской впадины, северо-восточнее г. Николаева, в полосе между Черкассами и Днепропетровском, а также к западу и северо-западу от Киева. Во всех этих районах имеются основания ожидать находки гидротермального оруденения, свойственного северо-западному, юго-западному и Приазовскому сегментам намеченного замкнутого рудного пояса.

Постпротерозойские рудные месторождения, причисляемые к классу осадочных, также нередко тяготеют к окраинам Украинского щита, располагаясь вдоль его склонов; примером тому могут служить Никопольское, Большетокмакское месторождения марганца, бокситы Высокопольской полосы и др.

При поисково-съемочных работах на периферии щита необходимо широко применять профильное бурение, ориентируя профили поперек его границ. При этом породы платформенного чехла скважинами должны вскрываться на полную мощность, а кристаллический фундамент, по возможности, на глубину до 50-100 м. Дело в том, что оруденение часто бывает приурочено к базальным слоям платформенных отложений (флюоритовое и полиметаллическое оруденение Хмельницко-Подольской зоны, марганцевые руды Никопольского бассейна). Кроме

того, под отложениями чехла могут быть вскрыты погребенные и экранированные эндогенные месторождения, а также рудоносная кора выветривания на кристаллическом основании.

Из-за неудовлетворительной обнаженности, окраины щита в большинстве районов изучены и опоискованы крайне недостаточно. Особенно это касается прибортовых полос с мощностью покровных отложений от 100 до 500 м, выпадающих из сферы поисковых работ на нефть и газ, с одной стороны, и на все другие полезные ископаемые - с другой[x]. Вместе с тем, прибортовые части щита и прилегающих к нему впадин в связи с наличием в них глубоких расколов в фундаменте (т.е. магмо- и рудоподводящих каналов) могут оказаться наиболее продуктивными на некоторые типы гидротермального оруденения, а также на нефелиновые сиениты, апатиты и медно-кобальтово-никелевые руды. Особо благоприятны условия здесь для накопления россыпных месторождений в прибрежно-шельфовых, аллювиальных отложениях в платформенном чехле вблизи границ щита.

Отсюда напрашивается вывод о необходимости самого тщательного изучения известных и предположительно намеченных интервалов замкнутого (фрагментарного) рудного пояса на периферии Украинского щита.

Алданский щит[xx]

Тенденция к размещению месторождений полезных ископаемых в замкнутых рудных поясах проявляется также в пределах Алданского щита на территории распространения метаморфических пород иенгрской серии архея (Дзевановский, 1958) в междуречье Амедичи-Алдан-Тимптон (рис. 27). В составе иенгрской серии выделяются три свиты: нижняя - чекчойская, средняя - верхнеалданская и верхняя - федоровская, (Другова и др., 1959). Средняя и верхняя свиты обладают отчетливой металлогенической специализацией (железо, флогопит, горный хрусталь и др.), причем месторождения контролируются мощными пластами и пачками кварцитов, кварцитогнейсов (верхнеалданская свита), доломитовых мраморов, кальцифиров, диопсидовых

x) Нефтяники считают их малоперспективными из-за сравнительно небольшой мощности покровных отложений, а геологи, занимающиеся поисками рудных месторождений, напротив, из-за относительно большой глубины залегания докембрийского фундамента.

xx) Соавтор раздела В.М. Кравченко.

пород (федоровская свита), имеющими маркирующие значения.

Абсолютный возраст метаморфизма иенгрской серии (гранулитовая и амфиболитовая фации), по данным Н.Г. Судовикова (1960), составляет 1900-2300 млн. лет. Архейские образования на значительной площади перекрыты осадочными породами (Cm и J) и вместе с ними интрудированы дайками основных и межпластовыми телами щелочных и щелочноземельных пород палеозойского и верхнемезозойского возраста.

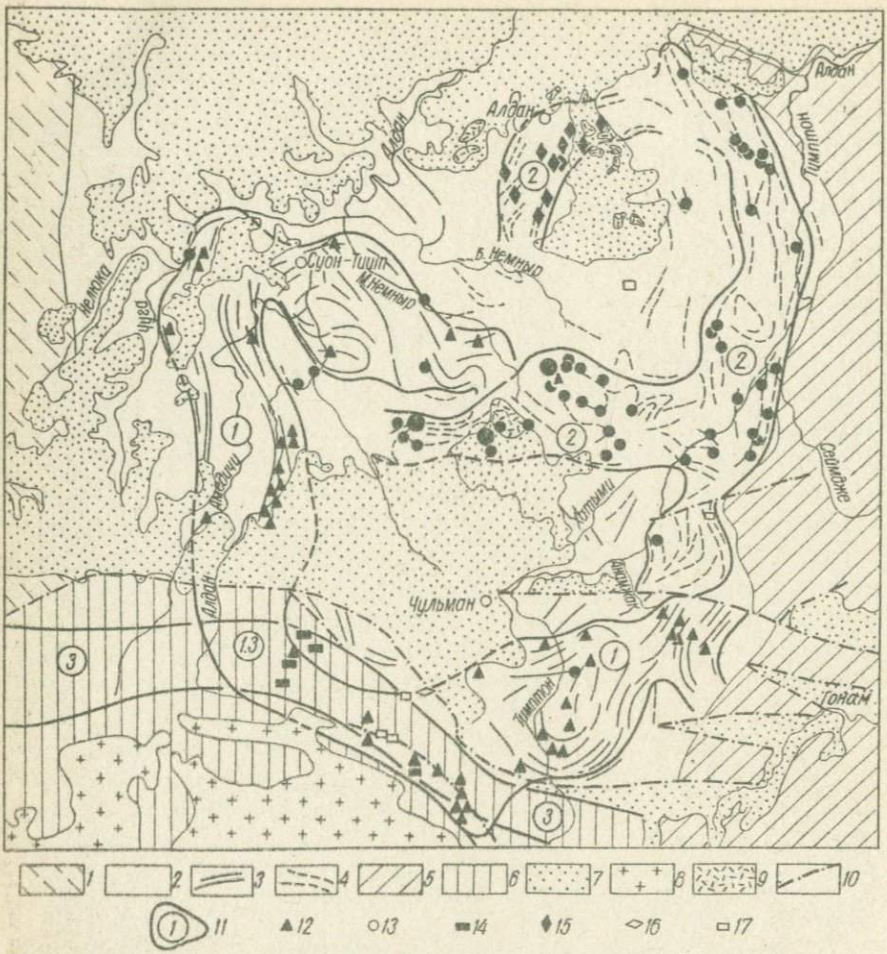
Для иенгрской серии, как и для всего алданского комплекса архея, характерно моноклинорное залегание с погружением более молодых свит с запада на восток (Дзевановский, 1958). Моноклинорное залегание осложнено двумя овальными выступами кристаллического основания, впервые отмеченными Л.М. Минкиным под названием "куполовидных поднятий". В палеотектоническом отношении эти структуры соответствуют, вероятнее всего, ядрам консолидации. Одно из них окружено образованиями верхнеалданской свиты и расположено в юго-западной части района. Его центральная часть перекрыта в основном мезозойскими отложениями, но в некоторых районах обнажаются породы наиболее древней чекчойской свиты (Другова и др., 1959). Второе ядро консолидации расположено в северо-восточной части района и окружено почти замкнутым кольцом выходов образований верхов федоровской свиты с многочисленными пластами кальцифиров и диопсидовых пород (см. рис. 27[x]). В центральной части оно сложено интенсивно гранитизированными породами нижних горизонтов этой же свиты.

Среди образований серии установлены многочисленные архейские месторождения осадочно-метаморфического и метаморфогенного генезиса. К ним относятся месторождения динасового и высокоглиноземистого сырья (кварциты, силлиманитовые гнейсы) и железистые кварциты (Кравченко, 1962) верхнеалданской свиты.

Особое место среди архейских месторождений занимает формация магнезиально-силикатных магнетитовых руд, приуроченных к горизонтам кальцифиров и диопсидовых пород федоровской свиты (Таежное, Десовское и др. месторождения). Концентрация железа в них является скорее всего седиментогенной (Сердюченко и др., 1960). Магнезиальные силикаты в рудах (гиперстен, форстерит, диопсид), по-видимому, являются продуктом контактово-метасоматического за-

---

x) Выходы пластов кварцитов, карбонатных и диопсидовых пород, маркирующих свиты, нанесены на схему И.М. Фрумкиным.


Алдан
Алдан
Чульман
Тонам
Чульман
Хатыми
Тимптон
Чульман
Чульман
Чульман

мещения карбонатной составляющей железистых осадков под воздействием гранитизирующих растворов (Шабынин, 1958).

Эпигенетические месторождения иенгрской серии (флогопит, горный хрусталь и железо) также отличаются четким литолого-стратиграфическим контролем, хотя по генезису они являются гидротермально-метасоматическими и гидротермально-секреционными. Так, архейские месторождения флогопита залегают в пластах диопсидовых пород федоровской свиты. Месторождения горного хрусталя приурочены к пластам кварцитов верхнеалданской свиты. Появление их обусловлено, вероятно, интрузивной деятельностью верхнего мезозоя. Контактово-метасоматические месторождения магнезиально-силикатных магнетитовых руд Центрально-Алданского района локализованы на контакте кембрийских доломитов с послеюрскими щелочными и щелочноземельными интрузиями. Однако они встречаются только в тех местах, где развиты продуктивные (на железо) горизонты федоровской свиты, подстилающей кембрий.

Ярко выраженный литолого-стратиграфический контроль месторождений Алданского щита, а также окаймляющее положение рудоносных свит по отношению к ядрам консолидации обусловливают преимущественную концентрацию оруденения в кольцеобразных (окаймляющих ядра) зонах, близких к замкнутым рудным поясам.

Более древний Амедичи-Иенгра-Анамжакский пояс (см. рис. 27) приурочен к средней части стратиграфического разреза верхнеалданской свиты. Для него характерны месторождения горного хрусталя, динасовых и железистых кварцитов. Пояс разомкнут в северо-восточной части в связи с погружением рудоносной верхнеалданской свиты под отложения федоровской свиты. Юго-восточная часть кольцевого рудного пояса выделена в определенной мере условно, так как она попадает в субмеридиональную зону протерозойских диафторированных пород Станового комплекса. Здесь архейские образования иенгрской

лений: I2-осадочные метаморфизованные (железистые кварциты и магнетитовая минерализация в силлиманитовых гнейсах (Ar_1); I3-формация метаморфогенных магнезиально-силикатных магнетитовых руд (Ar_1); I4-позднемагматические проявления титаномагнетитовых руд (Pt_1); I5-контактовые гидротермально-метасоматические магнезиально-силикатные магнетитовые месторождения (Mz); I6-гидротермально-секреционные рудопроявления; I7-рудопроявления и магнитные аномалии невыясненного генезиса. Железорудные пояса (номера в кружках): I-Амедичи-Иенгра-Анамжакский; 2-Леглиер-Тимптонский; 3-Становой.

серии сохранились лишь в виде разобщенных клиновидных блоков (Другова, Неелов, 1960). На этом интервале пояса наряду с архейскими месторождениями распространены более молодые гистеромагматические месторождения титаномагнетита, рудопроявления золота, мусковита в пегматитах.

Второй, почти полностью замкнутый Леглиер-Тимптонский рудный пояс оконтурен (см. рис. 27) в северо-восточной части района и приурочен к верхам стратиграфического разреза федоровской свиты. Для него типичны месторождения, контролируемые пластами кальцифиров и диопсидовых пород (флогопита, магнезиально-силикатных магнетитовых руд). Леглиер-Тимптонский рудный пояс частично разомкнут в западной части и имеет два ответвления на юг и запад. Такая конфигурация пояса обусловлена моноклинорным залеганием иенгрской свиты и вытекающим отсюда влиянием эрозионного среза кристаллического фундамента.

x x

x

Выявление "ядер" консолидации и огибающих их мобильных поясов, а также расшифровка складчато-глыбовых структур в докембрийских щитах приобретает первостепенное значение для металлогенического анализа. "Ядра" консолидации (валоподобные инфраструктуры) и складчато-глыбовое строение характерны и для других щитов – Фено-Скандинавского, Африканского, Канадского. Складчато-глыбовым строением обладают докембрийские сооружения Кольского полуострова и Карелии. Концентрация оруденения в межглыбовых зонах начинает вырисовываться и в этих регионах.

Значение оконтуривания замкнутых и фрагментарных рудных поясов, окаймляющих консолидированные массивы ("ядра" консолидации) в докембрийских щитах вполне очевидно. Именно таким путем можно выявить региональные закономерности размещения оруденения, а следовательно, и наметить сравнительно узкие перспективные площади в пределах обширных рудных районов и провинций. Теперь есть основания утверждать, что данный принцип прогнозирования оказывается справедливым и применительно к докембрийским складчатым областям.

Глава IУ. РОЛЬ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

А.В. Пейве (1956) справедливо подчеркивал, что "... пути движения, а во многих случаях и размещение в земной коре магматических масс..." контролируются глубинными разломами. Здесь же он предполагал возможность "самозарождения" магматических очагов в глубинных разломах "вследствие нарушения в зонах разломов термодинамических условий существования вещества в глубоких слоях Земли".

Рудоносные флюиды и растворы, порожденные магматическими очагами, мигрируют по разломам, трещиноватым зонам и проницаемым толщам пород в направлении снижения общего давления, т.е. преимущественно в верхнюю оболочку земной коры. Вследствие большей проникающей способности, они могут распространяться на значительное расстояние от магматических очагов, в связи с чем эндогенное (особенно телетермальное) оруденение нередко находится вне видимой связи с магматическими породами, производными которых они являются.

В локализации гидротермального оруденения, наряду с разрывными нарушениями различного масштаба, важную роль играют складчатые структуры, а также пласты проницаемых пород, благоприятных для метасоматического замещения рудными и жильными минералами. Однако для большинства собственногидротермальных месторождений преобладающими рудоподводящими и рудовмещающими оказываются не складчатые, а разрывные нарушения. Ведущее рудоконтролирующее значение разрывных структур в локализации оруденения во многих рудных провинциях является общепризнанным. Исследователи теперь все чаще и чаще приходят, на наш взгляд, к принципиально важному выводу, что образование гидротермальных месторождений происходи-

ло, в главной мере, в уже сформированных в основных чертах складчатых структурах, т.е. после проявления главных этапов складчатости. Наиболее продуктивные эпохи гидротермального рудообразования приходятся, как правило, не на геосинклинальные этапы развития складчатых областей, а на постгеосинклинальные - орогенный и последующие периоды их тектонической мобилизации. Примером таких регионов, где гидротермальное оруденение накладывается на ранее сформированные (уже "готовые") складчатые структуры, могут служить Восточное и Западное Забайкалье, Центральный Казахстан, Алтай, Средняя Азия, Донбасс, Урал, Кавказ, Советские Карпаты, Приморье, Северо-Восток СССР и многие зарубежные - Западная и Восточная Монголия, Восточный Китай, Западная Европа, Аппалачи. В чем же кроется причина постумного, более позднего проявления наиболее продуктивного гидротермального оруденения по отношению к геосинклинальным этапам развития складчатых областей? Почему орогенный (а не геосинклинальный) тектонический режим, отличающийся особенно интенсивными складчато-глыбовыми дислокациями, способствует проявлению гидротермального оруденения?

Попытаемся проанализировать этот вопрос на примере Восточного Забайкалья, по которому накоплен относительно полный фактический материал о возрасте эндогенного оруденения и где автор проводил исследования разнообразных рудных месторождений в течение пятнадцати лет. Проанализируем возрастное положение эндогенного оруденения данного региона.

ВОЗРАСТ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В последние десятилетия главные рудные районы Восточного Забайкалья охвачены среднемасштабными геологическими съемками и многие месторождения детально разведаны. В ходе геологических съемок, поисков и разведки, а также тематических исследований значительно пополнены сведения о геологической позиции месторождений; собраны дополнительные данные и о возрасте оруденения, позволяющие оценить справедливость ранее высказанных по этому поводу соображений.

Вопрос о возрасте оруденения Восточного Забайкалья наиболее полно проанализировал С.С. Смирнов (1944), наметив такую последовательность в его формировании:

I. Нижнепалеозойские (и, возможно, протерозойские) россыпные месторождения золота, редкометальные рудопроявления в пегматитах.

2. Верхнепалеозойские россыпные и коренные месторождения золота, некоторые вольфрамовые месторождения, титаномагнетитовые руды, отдельные контактово-метасоматические месторождения железа.

3. Киммерийские (доверхнеюрские) пегматиты с концентрациями олова, тантала и ниобия; возможно, отдельные месторождения олова, вольфрама, молибдена, железа и золота.

4. Верхнекиммерийские (послеверхнеюрские), объединяющие большую часть гидротермальных месторождений золота, олова, вольфрама, серебра, свинца, цинка, молибдена, мышьяка, сурьмы, висмута, ртути.

Предположительно выделялись австрийские (послениженемеловые) золоторудные месторождения балейского типа. Допускалась с некоторой долей сомнения возможность послениженемелового возраста флюоритовых месторождений. С.С. Смирнов (1944) указывал, что принятая им последовательность рудообразования во многих отношениях "... доступна критике и является по существу лишь первой попыткой как-то обобщить имеющийся материал по вопросу о возрасте забайкальских месторождений".

В последующее время предложено несколько новых возрастных подразделений оруденения, отличающихся от схемы С.С. Смирнова и между собой количеством выделяемых разновозрастных групп месторождений (преимущественно мезозойских) либо иной датировкой одних и тех же месторождений (также главным образом мезозойских). Однако большинство исследователей придерживается представлений С.С. Смирнова о времени формирования основных промышленных месторождений Восточного Забайкалья (Билибин, 1953; Падалка, 1953; Якжин, 1955; Вольфсон, 1959; Князев, 1966а).

С попытками существенно уточнить возрастную схему, предложенную С.С. Смирновым, выступают лишь отдельные исследователи. Их поправки касаются в основном верхнекиммерийских месторождений, которые они подразделяют на пермо-триасовые, киммерийские и верхнекиммерийские.

Кратко проанализируем современное состояние изученности рассматриваемого вопроса по различным металлогеническим циклам.

П р о т е р о з о й. В пределах собственно Восточно-Забай-

кальской металлогенической провинции, лежащей к югу от Витимо-Олекминской горной страны, рудные проявления, связанные с докембрийскими металлогеническими эпохами, сравнительно малочисленны. К тому, что было указано С.С. Смирновым о древнейшем оруденении, можно добавить лишь следующее.

В Борзинском районе, около заимки Дырбылкей, среди протерозойских метаморфических сланцев вблизи контакта с верхнепротерозойскими гранитами, отмечены скарны, сопровождающиеся магнетитовым, свинцово-цинковым и оловянным оруденением. Свинцово-цинковая и оловянная минерализация проявляются здесь и вне скарнов - в экзоконтактовой зоне протерозойских гранитов, интрудировавших верхнепротерозойские очковые кварцево-серицитовые сланцы урулюнгуевской свиты. Здесь же в шлихах обнаружены знаки золота. Выходов мезозойских штоков и даек интрузивных пород, с которыми обычно пространственно связано подобное оруденение, в районе нет.

Среди протерозойских отложений быркинской свиты в окрестностях села Бырка отмечены ванадиеносные сланцы (Князев, 1962а), почти повсеместно несущие пиритовую, а местами свинцово-цинковую минерализацию (Леонтьевское и соседнее с ним рудопроявления). Сульфидное оруденение здесь также проявляется вне связи с какими-либо молодыми (мезозойскими) интрузиями.

В одном из пунктов Приаргунья в протерозойских конгломератах найдены единичные зерна золота (Князев, 1961в); правда, осталось невыясненным, происхождение этого золота - кластическое, т.е. древнее россыпное, или эндогенное.

Промышленных протерозойских месторождений эндогенного происхождения в Восточном Забайкалье пока не обнаружено, но открытие их вполне возможно, в особенности в северных и южных районах Восточного Забайкалья, где протерозойские образования распространены достаточно широко, но слабо изучены и опоискованы.

Н и ж н и й п а л е о з о й. С каледонскими интрузиями гранитов и гранодиоритов связано образование контактово-метасоматических месторождений железа и пегматитов с редкометальной минерализацией.

На севере Приаргунья в последние годы выявлено несколько сравнительно крупных скарново-магнетитовых залежей, приуроченных к контактам каледонских гранитоидов с синийско-кембрийскими карбонатными отложениями. В магнетитовых рудах и скарнах отмечены

оловянное оруденение и убогая свинцово-цинковая минерализация, концентрирующиеся в секущих (по отношению к скарнам и магнетитовым рудам) зонах и прожилках, что свидетельствует о наложенном, по-видимому, значительно более позднем возрасте сульфидно-редкометального оруденения. Вблизи скарновых полей закартированы (Князев, 1961а) небольшие тела верхнекиммерийских гранит-порфиров, с которыми обычно ассоциирует редкометальное и свинцово-цинковое оруденение.

Скарново-магнетитовые рудопроявления каледонского возраста отмечены и в других районах Восточного Забайкалья. Все они, как правило, минералогически слабо изучены, а некоторые даже не оконтурены. В одном из районов юго-восточного Забайкалья каледонские граниты сопровождаются редкометальными пегматитами (абсолютный возраст по ильменю-рутилу гелиевым методом - 403 млн. лет) и скарнами. Повышенное содержание редкоземельных элементов и ванадия отмечено в синийско-кембрийских доломитах в нескольких пунктах на юге Приаргунья (Князев, 1962а).

В составе синийско-кембрийских карбонатных отложений вблизи с. Шилкинский Завод выявлены мощные пачки магнезитов неясного генезиса.

Этим, пожалуй, исчерпываются новые находки каледонских рудопроявлений. Ограниченность сведений о нижнепалеозойском оруденении объясняется опять-таки исключительно слабой изученностью северных и крайних юго-восточных районов Восточного Забайкалья, где каледонские интрузивы и древние толщи слагают обширные территории.

С р е д н и й - в е р х н и й п а л е о з о й. К варисскому металлогеническому циклу относится формирование многих контактово-метасоматических железорудных и всех известных титано-магнетитовых месторождений, генетически связанных с габбро-анортозитовыми интрузивами. Первые сконцентрированы преимущественно в междуречье Шилка - Аргунь, где широко распространены древние карбонатные толщи; вторые тяготеют к северо-западной окраине Восточно-Забайкальской герцинской складчатой области и приурочены, вероятно, к глубинным разломам, по которым произошло внедрение рудоносных габброидов (Ангашанский, Болтасунский, Козулькинский, Аленгуйский массивы).

Железорудные скарновые месторождения локализованы чаще все-

го на контактах позднекарбоновых гранитоидов с синийско-кембрийскими карбонатными толщами (Железный Кряж, Яковлевское, Донинское и др.). Наряду с магнетитовым оруденением в этих месторождениях отмечаются также достаточно обильные медная и свинцово-цинковая минерализация (Агинское месторождение). В некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях установлена также вольфрамовая, молибденовая и золоторудная минерализация. Шеелит встречается в виде отдельных знаков, а иногда и в повышенных концентрациях в контурах многих средне-верхнепалеозойских гранитных массивов, прорывающих синийско-кембрийские и среднепалеозойские карбонатные отложения.

Титаномагнетитовые руды связаны с ранневарисским (?) габбро-пироксенитовым комплексом, за которым последовало внедрение анортозитов (Вахромеев, 1959). Оруденение локализуется в пироксенитах, полосчатых и гигантозернистых габбро; выявлены сплошные апатито-титаномагнетит-ильменитовые руды.

Оруденение считается ранневарисским на том основании, что рудоносные габброиды залегают в ксенолитах среди гранитоидов, относимых по аналогии с другими районами Восточного Забайкалья к варисскому тектоно-магматическому циклу. Такое обоснование возраста титаномагнетитового оруденения неубедительно. Не исключено, что граниты, вмещающие рудоносные габбро, имеют каледонский возраст, поскольку они обнажаются за пределами среднепалеозойской складчатой области. Соответственно более древними могут оказаться и рудоносные габброиды.

С.С. Смирнов (1944), с определенной долей сомнения, относил к верхнепалеозойским отдельные золоторудные, оловянные и вольфрамовые месторождения, расположенные главным образом в северных и западных районах Восточного Забайкалья, где отсутствуют фаунистически охарактеризованные мезозойские отложения, и следовательно, трудно выявить мезозойские интрузивы. Однако геологическое картирование последних лет показало широкое развитие почти во всех этих районах даек и интрузивных гранитоидов, остывавших в гипабиссальных условиях, которые в других районах Забайкалья отнесены к верхнекиммерийскому тектоно-магматическому циклу. Месторождения, условно относимые к верхнему палеозою, тяготеют к тем же дайковым поясам, что и мезозойские месторождения. В связи с этим их вряд ли можно считать разновозрастными.

Естественно, не следует думать, что широко проявившиеся варисские интрузии гранитоидных магм могут быть стерильными в отношении редкометального и золотого оруденения. Отсутствие такого оруденения при обилии варисских гранитоидов было бы, по меньшей мере, странным. Но масштабы его проявления таковы, что палеозойские (предполагаемые) вольфрамовые, оловянные и золотые рудопроявления теряются, если можно так выразиться, в преобладающей массе заведомо мезозойских месторождений.

М е з о з о й. Несравненно разнообразнее и обильнее проявилось мезозойское оруденение, включающее многочисленные месторождения и рудопроявления свинца, цинка, серебра, золота, молибдена, олова, вольфрама, плавикового шпата, мышьяка, сурьмы, ртути и некоторых других редких металлов, т.е., по существу, все то, что составляет основу минеральных богатств края.

Вслед за С.С. Смирновым (1944) большинство исследователей выделяют две группы мезозойских донижнемеловых месторождений - киммерийскую (предверхнеюрскую) и верхнекиммерийскую (послеверхнеюрскую), причем доминирующей почти для всех типов оруденения признается последняя. Верхнекиммерийскими являются, в частности, свинцово-цинковые, многие оловянные, вольфрамовые и другие месторождения. Приводя исчерпывающие доказательства, С.С. Смирнов (1944) указывал, что "... преобладающая масса этих рудных проявлений связана с о д н о й металлогенической стадией, именно с в е р х н е к и м м е р и й с к о й" и что все они принадлежат "к е д и н о й рудной серии".

К сожалению, в настоящее время некоторые исследователи игнорируют данное положение С.С. Смирнова и без конкретных доказательств расчленяют верхнекиммерийские месторождения на две-три и даже более разновозрастные группы. Выделяют, например, киммерийские и верхнекиммерийские полиметаллические, пермо-триасовые оловянные, вольфрамовые и другие редкометальные месторождения. Эти подразделения не подкрепляются фактическим материалом, а вытекают из чисто умозрительных тектонических построений. Применяемый, в частности В.Н. Козеренко (1960), тектонический критерий определения возраста оруденения базируется на представлениях о приуроченности месторождений к определенным разновозрастным структурно-фациальным зонам, якобы существовавшим в Восточном Забайкалье в верхнем палеозое - нижнем мезозое, нижней - средней юре и в верхнеюрское время.

Для уточнения возраста мезозойского оруденения, естественно, особо важное значение приобретает обнаружение месторождения и рудной минерализации в наиболее молодых толщах, содержащих руководящую фауну, либо в пачках пород, перемежающихся с фаунистически охарактеризованными отложениями. Для решения данной задачи важное значение имеют также месторождения, локализованные в интрузивах, прорывающих мезозойские отложения, содержащие фауну.

Анализ геологической позиции большого числа эндогенных месторождений показывает, что все известные разнообразные представители мезозойского оруденения отмечены в нижне-среднеюрских отложениях и прорывающих их интрузивах (Борзинский, Газимурозаводский, Александровозаводский, Шахтаминский, Цаган-Олуевский, Нижнеононский и другие районы). Это не позволяет проводить нижний возрастной предел мезозойского оруденения ниже верхов средней юры. Но самыми молодыми рудовмещающими породами, в пределах которых локализованы почти столь же разнообразные мезозойские месторождения, являются верхнеюрские. В верхнеюрских эффузивах и верхнекиммерийских интрузивных породах выявлены многочисленные свинцово-цинковые, оловянные, вольфрамовые, золото-полиметаллические, мышьяковые, флюоритовые, сурьмяные, ртутные и другие редкометальные месторождения и рудопроявления (Газимурозаводский, Александровозаводский, Шерловогорский, Кличкинский, Нерчинскозаводский и другие рудные узлы). Во многих рудных узлах аналогичное оруденение отмечено в дайках и малых интрузивах, прорывающих верхнеюрские породы и являющихся наиболее молодыми предниженемеловыми образованиями на территории Восточного Забайкалья.

В верхнеюрских эффузивах пока не установлены лишь молибденовые месторождения, золотое оруденение кварцево-турмалиновой (малосульфидной) формации, а также некоторая редкометальная минерализация. Однако такие месторождения и рудопроявления известны среди гранитоидов, прорывающих подтвержденные фауной и флорой нижне-среднеюрские отложения. Следовательно, возраст их не может быть древнее верхнеюрского.

Некоторые новые сведения о нижней возрастной границе мезозойского оруденения получены в результате изучения особенностей распределения рудной минерализации в обломочном материале прибрежноконтинентальных верхнегазимурских конгломератов, венчающих

разрез нижне-среднеюрских отложений и являющихся, вероятнее всего, средне-верхнеюрскими.

При изучении верхнегазимурских конгломератов прежде всего обращает внимание небольшое развитие в обломочном материале жильного кварца и рудных галек. Поиски галек и валунов с признаками рудной минерализации производились автором, при участии геологов О.В. Белоплотовой и Г.И. Кириллова, в районах Восточного Забайкалья, характеризующихся широким развитием в мезозое разнообразного гипогенного оруденения: I) в бассейне верхнего течения Борзи вблизи с. Акурай - в смежной части оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов; 2) на правобережье Онона в окрестностях с. Караксары - в пределах оловянно-вольфрамового пояса; 3) в бассейне р. Зугалай и в окрестностях курорта Шивандa - на стыке золото-молибденового и оловянно-вольфрамового рудных поясов.

Опробовано около 300 галек, включая разнообразный жильный кварц, грейзенизированные, мусковитизированные, турмалинизированные, пиритизированные граниты, аплиты, пегматиты и другие породы с признаками гидротермальных изменений, а также обохренные и лимонитизированные разности их. По данным спектральных анализов галек (табл. 2) установлены такие особенности главнейших рудных компонентов в минерализованных доверхнеюрских породах:

I. Вольфрама, олова, ниобия и некоторых других редких и рассеянных элементов, характерных для оловянно-вольфрамового пояса, либо вовсе нет, либо они обнаруживаются в количествах, не превышающих кларковые. Лишь в одной гальке из окрестностей с. Акурай установлен вольфрам до 0,03% и в двух гальках из окрестностей с. Караксары - ниобий до 0,03%.

2. Наличие свинца, цинка, серебра, мышьяка, сурьмы, кадмия, индия и других редких элементов, свойственных полиметаллическому поясу, в подавляющем большинстве галек присутствуют в кларковых и меньших концентрациях или их нет. Свинец обнаружен в I4 гальках до 0,003%, в пяти гальках - от 0,0I до 0,03% (окрестности с. Акурай и бассейн р. Зугалай) и в одной гальке из бассейна Зугалай - до I,0%. Цинк (в пяти гальках) - до 0,0I%, в двух - от 0,03 до 0,3% и в одной - 0,7% (окрестности с. Акурай).

В окрестностях с. Акурай верхнегазимурские конгломераты прорваны дайками верхнеюрских диорит-порфиритов, сопровождающимися

Распространение некоторых элементов в минерализованных

Элементы	Бассейн р. Зугалай	Окрестности курорта Шиванда
	50 галек	50 галек
Золото	-	-
Серебро	2-0,003[1]; I-0,00I	-
Висмут	6-0,00I	2-0,00I
Кобальт	I-0,00I	37-0,00I; I-0,003
Медь	38-0,00I; 9-0,003-0,00I	4I-0,00I; 4-0,003; 4-0,0I
Хром	3I-0,003; 3-0,0I; I4-0,00I	38-0,003; 8-0,0I
Галлий	30-0,00I	46-0,00I
Лантан	II-0,0I	2I-0,0I
Марганец	46-0,03; 3-0,I	49-0,03; I-0,I
Никель	37-0,00I; 2-0,003	35-0,00I
Ниобий	-	-
Свинец	I6-0,00I; I-0,0I; I-0,03; I-I,0	I7-0,00I; 3-0,003
Олово	I-0,00I	-
Ванадий	4-0,008; 2-0,0I	4I-0,003; I0-0,0I
Стронций	46-0,0I; 3-0,03; I-I,0	3I-0,I; I2-0,03; I-0,3
Титан	42-0,3; 6-I,0; 2-0,I	44-0,3; 7-0,I
Мышьяк	-	-
Кадмий	-	-
Индий	-	-
Гафний	-	-
Сурьма	-	-
Скандий	-	-
Галлий	-	-
Таллур	-	-
Цинк	I-0,0I	-
Вольфрам	-	-
Молибден	I-0,00I; I-0,003	-
Цирконий	29-0,03; 20-0,0I	34-0,0I; I3-0,03
Иттрий	25-0,003; I6-0,0I; 3-0,03	23-0,003; I6-0,0I; I-0,03
Иттербий	2-0,00I; 2-0,003	I0-0,00I
Барий	40-0,0I; 7-0,003; I-0,03	32-0,0I; I5-0,03; 2-0,I
Тантал	-	-

Примечание. Первая цифра - количество проб, показавших соответствующее содержание элемента в процентах.
Анализы выполнены в Читинском филиале ЦНИГРИ.

Таблица 2

гальках из верхнегазимурских конгломератов

Окрестности с. Каракасы	Окрестности с. Акурай	Кларк
95 галек	170 галек	
–	–	0,0000005
–	3–0,001	0,00001
–	1–0,001	0,00002
15–0,001; 6–0,003	–	0,003
51–0,003; 12–0,01	57–0,001; 14–0,003; 1–0,3	0,01
59–0,003; 26–0,01; 3–0,03	12–0,01; 35–0,003; 20–0,01; 1–0,03	0,02
67–0,001; 3–0,003	11–0,001	0,00015
12–0,01	26–0,01; 1–0,03	0,0018
47–0,1; 33–0,03; 1–0,3	34–0,01; 3–0,03; 9–0,1	0,09
57–0,003; 24–0,001; 8–0,01; 1–0,03	48–0,001; 21–0,003	0,008
2–0,01; 1–0,03	–	0,001
32–0,001; 5–0,003	10–0,001; 6–0,003; 3–0,03	0,0018
–	4–0,001; 1–0,003	0,004
28–0,003; 24–0,01; 20–0,03	29–0,001; 18–0,003; 12–0,01	0,015
34–0,03; 28–0,01; 21–0,1; 6–0,3	25–0,001; 19–0,003; 10–0,01; 6–0,03; 2–0,1	0,04
55–0,3; 24–1,0; 17–0,5; 6–0,03	27–0,1; 21–0,3; 16–0,03	0,61
–	1–0,01; 0,03	0,0005
–	–	0,00005
–	–	0,0001
–	–	0,00032
–	–	0,00004
3–0,001; 0,003	–	0,00006
–	–	0,0003
–	–	0,000001
–	4–0,01; 1–0,03; 1–0,3; 1–0,7	0,005
–	1–0,01–0,03	0,0001
–	1–0,003	0,003
61–0,01; 16–0,03; 10–0,003; 2–0,1	38–0,01; 12–0,003; 11–0,001; 5–0,03	0,025
20–0,01; 18–0,003	14–0,003; 10–0,01	0,0028
6–0,01; 1–0,003	2–0,001; 1–0,003	0,0004
38–0,01; 36–0,03 5–0,1	34–0,01; 13–0,003; 9–0,03; 1–0,1	0,06
–	–	0,0002

убогой сульфидной минерализацией. Минерализация, судя по развитию охр, распространялась и на конгломераты. В связи с этим в обохренных и лимонитизированных гальках, собранных в данном районе, свинец и цинк могут быть связаны с наложенной сульфидной минерализацией, проявившейся после накопления конгломератов. Между прочим, в ближайших к с. Акурай рудных узлах - Алчагинском и Александровозаводском - полиметаллическое оруденение локализовано главным образом в нижне-среднеюрских и верхнеюрских осадочных и эффузивных породах.

3. Молибдена, золота и сопутствующих им элементов, характерных для золото-молибденового пояса, в гальках, как правило, нет. Поразителен факт, что содержание молибдена, одного из типичнейших элементов мезозойского металлогенического цикла, в доверхнеюрских минерализованных породах лишь в двух случаях достигает кларкового. Золото установлено пробирным анализом в двух гальках жильного кварца из окрестностей с. Акурай: 0,I и I,0 г/т.

4. Обычными рудными компонентами для минерализованных доверхнеюрских пород являются титан, ванадий, марганец, хром, цирконий, никель, стронций и барий, как известно, совершенно несвойственные мезозойскому металлогеническому циклу, но весьма обычные для палеозойских месторождений. Содержания этих элементов нередко в несколько раз превышают кларковые, в то время как металлов, характерных для мезозойских месторождений, за редким исключением, очень мало.

Бедность минерализации мезозойского возраста в гальках юрских конгломератов никак не вяжется с предположением о наличии в Восточном Забайкалье большого числа древнекиммерийских месторождений. Где же продукты разрушения таких месторождений? Где продукты эрозии феноменальных объемов доверхнеюрских пород, несущих убогое редкометальное оруденение, выявленное вблизи предполагаемых древнекиммерийских месторождений металлометрическими съемками на площадях, измеряющихся многими тысячами квадратных метров и даже целыми квадратными километрами?

Эпоха накопления верхнегазимурских конгломератов, по всеобщему признанию, отличалась исключительно активной эрозионной деятельностью, вызванной крупноамплитудными глыбовыми поднятиями во многих районах Восточного Забайкалья. Обьем этих отложений нередко является типично конгломератовым; в гальках и валунах

есть самые разнообразные породы, подстилающие мезозойские отложения и залегающие непосредственно под нижне- среднеюрскими образованиями. Накопление их происходило вблизи и в пределах районов предполагаемого развития древнекиммерийского оруденения (Агинский массив, Борщовочный хребет). В самом деле, почему же все-таки в верхнегазимурских конгломератах нет материала эрозии древнекиммерийских месторождений, но постоянно фиксируются (в гальках) элементы, характерные для более древних (палеозойских) типов месторождений, которые мало распространены.

Хорошо известно, что продукты разрушения верхнеюрских месторождений обнаруживаются в нижнемеловых конгломератах, т.е. в отложениях, накопленных непосредственно вслед за рудообразованием. В некоторых районах рудные гальки в нижнемеловых конгломератах встречаются в изобилии. Например, гальки жильного кварца с касситеритом и вольфрамитом отмечены в нескольких пунктах в шилкинских конгломератах на левобережье Шилки. Местами они столь многочисленны, что при размыве конгломератов образовались аллювиальные (современные) россыпи оловянного камня (падь Кутузиха, впадающая слева в Шилку).

С поразительной легкостью обнаруживается золотоносная кварцевая галька в каменских конгломератах, вскрытых карьером вблизи г. Балея. В прошлом каменские конгломераты даже отрабатывались на золото. Здесь же в конгломератах встречены гальки верхнеюрских амазонитовых гранитов, сопровождающихся, как известно, редкометальным и полиметаллическим оруденением.

Валуны и гальки измененных гранитов с молибденитом найдены Г.И. Кирилловым в нижнемеловых конгломератах в бассейне р. Кручины. Галька свинцово-цинковых руд встречена Ю.И. Писцовым (1958) в меловых конгломератах, вмещающих Березовское железорудное месторождение.

Таков далеко не полный перечень находок галек с рудной минерализацией, свойственной мезозойскому металлогеническому циклу в нижнемеловых конгломератах.

Таким образом, на основании приведенных фактов можно сделать вывод, что отсутствие или самое малое проявление рудной минерализации мезозойского типа в гальках верхнегазимурских конгломератов противоречит предположению о наличии в Восточном Забайкалье многочисленных древнекиммерийских или пермо-триасовых месторожде-

ний. Следовательно, относить нижний возрастной предел мезозойского оруденения Восточного Забайкалья ниже верхней юры нет никаких оснований.

Позднемезозойский (верхнекиммерийский) возраст ведущих типов эндогенного оруденения Восточного Забайкалья подтвержден определениями абсолютного возраста калий-аргоновым методом по жильным калийсодержащим минералам из различных месторождений (Томсон и др., 1964; Мейтув и др., 1968; Вольфсон, 1969). Так, грейзены, сопровождающие редкометальное оруденение, имеют возраст около 140 млн. лет. Оловянные и вольфрамовые рудные жилы по анализу некоторых калиевых слюд имеют абсолютный возраст около 130-135 млн. лет. Адуляр из свинцово-цинковых рудных жил показал возраст порядка 125 млн. лет. Этот же минерал из флюоритовых жил датирован калий-аргоновым методом в пределах 110-115 млн. лет. Выделявшиеся условно некоторыми исследователями пермо-триасовые и древнекиммерийские оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и другие месторождения по данным определения абсолютного возраста оказываются также позднемезозойскими (126-154 млн. лет), т.е. верхнекиммерийскими.

Положение верхней возрастной границы мезозойского оруденения почти для всех типов месторождений определяется в достаточно узком интервале времени: конец верхней юры - начало нижнего мела, поскольку в нижнемеловые толщи редкометальное и полиметаллическое оруденение нигде не проникает.

Исключение составляет только Болейский грабен, где в конгломератово-песчаниковых отложениях, датируемых на основании одной находки фауны[x)], выявлены специфические эпитермальные золоторудные месторождения кварцево-адуляровой формации, сопровождающиеся убогой антимонитовой и мышьяково-полиметаллической минерализацией. Рудовмещающие отложения, судя по их облику, составу и степени дислоцированности, напоминают, скорее, юрские, чем меловые. По положению в стратиграфическом разрезе (непосредственно выше юрских эффузивов), а также по наличию в обломочных зернах туфогенного материала прослежена тесная связь их с верхнеюрскими эффузивно-осадочными образованиями. Последние широко развиты в пределах

---

x) Среди остатков фауны отмечены представители р. Radix, известные, по Ч.М. Колесникову, как в нижнем мелу, так и в верхней юре.

Ундино-Даинской депрессии, на одном из флангов которой расположен Балейский грабен. Аналогичные отложения, распространенные на обширной территории на севере и юго-востоке Восточного Забайкалья, включаются в состав верхнеюрского эффузивно-осадочного комплекса пород. Косвенным подтверждением донижнемелового возраста рудовмещающих отложений Балейского грабена может служить также отсутствие в них пластов бурого угля, повсеместно развитых в нижнемеловых толщах в прилегающих районах.

Само собой разумеется, что если в Балейском грабене рудовмещающие отложения являются верхнеюрскими, то возраст эпитермального золотого оруденения может быть не ларамийским (посленижнемеловым), как это принимается в настоящее время большинством исследователей, а верхнекиммерийским.

В последние годы все чаще стали появляться высказывания о нижнемеловом и даже посленижнемеловом возрасте флюоритового оруденения. Мнение это подкрепляется различными косвенными данными и соображениями. Прямых же доказательств нижнемелового или посленижнемелового возраста флюоритового оруденения нет, так как в Восточном Забайкалье отсутствуют флюоритовые месторождения или сколько-нибудь значительные рудопроявления, залегающие в несомненно нижнемеловых отложениях. Сообщения о находках прожилков флюорита в нижнемеловых отложениях в окрестностях поселков Букачачи и Запокровского (Смирнов, 1944) не подтвердились, поскольку вмещающие их отложения в действительности оказались юрскими.

В Восточном Забайкалье известно несколько районов экстенсивного проявления флюоритового оруденения с широким распространением нижнемеловых образований (Абагайтуйский, Калангуйский, Урулюнгуевский), но ни в одном из них флюоритовая минерализация в нижнем мелу не констатирована. Правда, отсутствие ее некоторые исследователи объясняют недостаточной обнаженностью и слабой опоискованностью нижнемеловых отложений. Но с этим вряд ли можно согласиться полностью хотя бы уже потому, что в некоторых флюоритоносных районах по нижнемеловым отложениям пробурены десятки скважин, но флюоритовое оруденение в них нигде вскрыто не было (в том числе и на флангах известных флюоритовых зон). Кроме того, известны флюоритоносные районы, где нижнемеловые образования сравнительно хорошо обнажены и детально опоискованы (бассейн р. Мотогор), однако флюорита в них опять-таки не найдено.

Анализ геологической позиции большого числа флюоритовых рудопроявлений и месторождений Восточного Забайкалья показывает, что наиболее молодыми флюоритоносными породами являются верхнеюрские. Все это как будто однозначно свидетельствует о преднижнемеловом (верхнекиммерийском) возрасте флюоритового оруденения. И все же, принимая во внимание обстоятельно аргументированные сообщения о наличии посленижнемеловых флюоритовых месторождений в сопредельных районах в Западном Забайкалье (Щеглов, 1961) и Восточной Монголии (Маринов, 1958), в дальнейшем необходимо провести специальное изучение возраста флюоритовых месторождений в Восточном Забайкалье. Не следует забывать, что если бы посленижнемеловой возраст флюоритового оруденения подтвердился, то территории, перспективные на флюорит, были бы значительно расширены за счет нижнемеловых депрессий.

Таким образом, видим, что основные положения, высказанные по этому поводу более 30 лет назад С.С. Смирновым (1944), до сих пор являются незыблемыми. Остается в силе утверждение С.С. Смирнова о преобладании в Восточном Забайкалье мезозойского оруденения, в первую очередь, верхнекиммерийского. В настоящее время, когда установлены ничтожное развитие рудной минерализации мезозойского возраста в гальках средне-верхнеюрских конгломератов и обилие соответствующих рудных галек в нижнем мелу, этот вывод получил дополнительное подтверждение. Не находит оправдания выделение разновозрастных групп генетически однотипных мезозойских месторождений. Отсюда очевидна несостоятельность предпринимавшихся попыток пересмотра возраста значительной части верхнекиммерийских полиметаллических и редкометальных месторождений с отнесением их к киммерийской (доверхнеюрской) группе. Как теперь становится ясно, ревизия выводов С.С. Смирнова базировалась на недостаточных фактических наблюдениях. Столь же беспочвенны попытки выделить в Восточном Забайкалье многочисленные пермо-триасовые редкометальные месторождения.

Итак, в Восточном Забайкалье, характеризующемся резким преобладанием древних (протерозойских и палеозойских) стратифицированных толщ и интрузивных пород, основная масса гидротермальных месторождений образовалась в сравнительно короткий отрезок времени – в конце юры и, возможно, в начале нижнего мела. Этот период, по всеобщему признанию, соответствует орогенному этапу, когда особен-

но интенсивно проявились складчато-глыбовые дислокации, сопровождавшиеся мощным интрузивно-эффузивным магматизмом в условиях континентального режима. Гидротермальное оруденение здесь достигло апогея после геосинклинального режима, вслед за последними юрскими морскими ингрессиями. Образование большей части гидротермальных месторождений в данном регионе происходило в континентальных условиях, на фоне интенсивных верхнекиммерийских складчато-глыбовых дислокаций, завершивших длительное полициклическое (геосинклинальное, как принято считать) развитие региона.

О ВЛИЯНИИ ДИСЛОКАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Складчатые, как и глыбовые дислокации, вызванные тангенциальным напряжением, сопровождаются появлением участков с пониженным давлением в замках складок и в основании восходящих блоков.

Пустоты, возникающие в замках складок, частично ликвидируются послойным перераспределением материала, приводящим к выжиманию пластичных слоев в замки складок. Активность послойного перемещения деформируемых пород нарастает с увеличением глубины, в связи с чем пустоты отслоения возникают преимущественно в обстановке близповерхностного и среднеглубинного складкообразования. Влияние такого рода локальных "вакуумов" на движение гидротермальных растворов ранее рассматривал А.Г. Бетехтин (1953).

После снятия напряжений, вызвавших деформацию напластований, пониженное давление в замковых частях складок исчезает. В толщах, ранее претерпевших складчатость, это явление может повторяться при последующих пликативных дислокациях, но длительное сохранение и многократное возобновление резко пониженного давления в значительных объемах сминаемых в складки толщ мало вероятно. Соответственно не велико, по-видимому, и влияние локальных "вакуумов" на эндогенное рудообразование.

Вероятно, по-иному протекает этот процесс в случае глыбовых дислокаций. Последние, конечно, также в какой-то мере сопровождаются пластичным течением пород в направлении возникающих пространств с пониженным давлением (т.е. под горсты). Однако крупноамплитудные поднятия блоков земной коры под действием встречных

тангенциальных усилий могут обеспечить многократное возобновление обстановки с резко пониженным давлением в больших масштабах.

Объемы пространств с относительно пониженным давлением, возникающим в условиях глыбовых дислокаций, определяются размерами перемещающихся блоков, амплитудами и скоростью их восходящего движения, а также подвижками смежных блоков в направлении освобождающегося пространства.

Легко представить, насколько значительными могут быть эти пространства, если в крупноамплитудные восходящие движения будут вовлечены блоки земной коры, измеряющиеся в поперечнике десятками километров, например, консолидированные массивы Восточного Забайкалья. Площадь сравнительно небольшого Кутомарского консолидированного массива равняется примерно 10000 км^2. Амплитуду его поднятия в юрском периоде, сообразно с глубиной опускания примыкавших к нему юрских впадин, можно оценить несколькими сотнями метров. Если принять эту амплитуду равной 10 м, то общий объем пространства с пониженным давлением составит 100000000000м^3. Поскольку консолидированные массивы Восточного Забайкалья испытывали преимущественно восходящее движение в течение всего юрского периода, в основании его длительное время доминировал режим пониженного давления.

Разумеется, что пространства, освобождающиеся при подъеме массивов, не могут оставаться открытыми, в особенности на значительных глубинах. Появление полостей в основании восходящих массивов непременно повлечет за собой перемещение в соответствующих масштабах соседних блоков, обрушение, пластическое течение пород, инъекции магм, ликвидирующих в конечном счете явление "вакуума" (до возобновления восходящего движения блока). Пониженное давление в основании восходящих массивов, надо полагать, способствовало также и отделению обогащенных летучими дериватов магм и гидротерм. В связи с этим можно считать, что в районах, где глыбовые дислокации сопровождались интрузивным и эффузивным магматизмом, создавались особо благоприятные условия для проявления эндогенного оруденения.

В условиях геосинклинального складкообразования синорогенные интрузии магм проникают вдоль плоскостей наименьшего сцепления. Такими могут служить глубинные разломы, поверхности стратиграфических несогласий, плоскости напластования и секущие их разрыв-

ные нарушения. Несмотря на высокую напряженность складчатых дислокаций, все эти структурные элементы из-за активного проявления пластического течения пород не могут обеспечить длительное сохранение пониженного давления в значительных пространствах. Кристаллизация магм в этом случае, вероятно, не сопровождается выделением летучих в сколько-нибудь значительных объемах. Понятно, что такая обстановка не способствует возникновению крупных гидротермальных месторождений. В подобных условиях в Восточном Забайкалье происходило внедрение в среднем палеозое крупных конкордантных гранитных массивов, почти стерильных в отношении полезных ископаемых, характерных для гидротермальных процессов.

Иначе эволюционирует, по-видимому, магматический расплав в обстановке глубовых дислокаций. Гранитоидные магмы, попадающие в сферу влияния пониженного давления в основании восходящих блоков земной коры, теряют свои летучие уже в период внедрения и охлаждения. В ходе рассматриваемого процесса возникают, с одной стороны, обогащенные летучими компонентами легкоподвижные дериваты магм, а с другой - обедненный ими, высушенный магматический расплав. Внедрение насыщенных летучими компонентами порций магмы приводило к возникновению грейзенизированных, альбитизированных, амазонитовых гранитов (апогранитов), пегматитов, аплитов, а также сопровождающих их жильных образований с редкометальной минерализацией, столь характерных для киммерийского тектоно-магматического цикла Восточного Забайкалья. Нередко рудоносными оказываются и сами интрузивы. Как и следовало ожидать, инъекции дифференциатов гранитоидных магм, обогащенных летучими, приурочены к консолидированным массивам (и окаймляющим их мобильным поясам), испытавшим в юре наибольшее поднятие (Агинский, Борщовочный, Шилкинский массивы). Иными словами, амплитуда поднятия консолидированных массивов в какой-то мере сказывалась на металлогенической специализации и степени рудоносности массивов и окружающих их мобильных поясов.

Кристаллизация магмы, обедненной летучими, надо полагать, приведет к образованию иных пород. Различия эти должны проявиться прежде всего в структурных особенностях интрузивных пород, очень чутко реагирующих на содержание летучих. Недостаток последних, как известно, препятствует полной и равномерной раскристаллизации расплава, не способствует образованию пегматитов, аплитов, сводит

к минимуму процессы грейзенизации, альбитизации, турмалиниза- и другие изменения.

Для многих районов Восточного Забайкалья весьма характерны верхнеюрские гипабиссальные и малые интрузивы, сложенные породами порфирового, порфировидного облика с мелкозернистой, микрозернистой, неполно раскристаллизованной и литоидной основной массой (гранит-порфиры, порфиры, фельзиты, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, порфириты, сиенит-порфиры и др.). Внедрение таких пород в период активизации глыбовых дислокаций - явление вполне закономерное.

Принято считать, что гипабиссальные и малые интрузивы соответствуют небольшим глубинам либо приповерхностным горизонтам. Это положение вряд ли имеет универсальное значение, поскольку в обстановке глыбовых дислокаций образование интрузивов гипабиссального облика (из-за потери летучих магмой) допустимо и на средних глубинах. Косвенным подтверждением этого может служить исключительно широкое распространение верхнекиммерийских гипабиссальных и малых интрузивов в различных районах Восточного Забайкалья, характеризующихся заведомо неравномерным постинтрузивным эрозионным срезом. Об этом же свидетельствуют определения относительных превышений выходов рассматриваемых пород на дневную поверхность и оценка примерной глубины эрозионного среза в некоторых рудных районах, а также данные бурения. Совокупность упомянутых признаков позволяет экстраполировать интервал распространения "гипабиссальных" интрузивов по вертикали на 3-5 км и даже глубже.

Таким образом, гипабиссальные и малые интрузивы отличаются от сходных с ними по составу типичных интрузивов, характерных для геосинклинальных условий, не только глубиной внедрения. Различия их более существенны и вызваны скорее всего неодинаковыми общими геотектоническими условиями развития магматических процессов, обеспечивавшими в одних случаях длительное сохранение летучих в интрудировавшем магматическом расплаве, а в других - их активное выделение.

Отсюда напрашивается вывод, что уже само по себе нахождение в том или ином районе гипабиссальных и малых интрузивов является показателем активной дистилляции летучих из магматического расплава. Следовательно, районы проявления гипабиссальных и малых

интрузивов можно квалифицировать как потенциально рудоносные даже в тех случаях, когда в пределах этих районов еще не найдены рудопроявления. Это справедливо не только для Восточного Забайкалья, но и для сопредельных с ним регионов, испытавших в киммерийский тектогенез складчато-глыбовые дислокации (Западное Забайкалье, Витимо-Олекминская горная страна, Верхнее Приамурье, южная окраина Алданского щита, Восточная Монголия и др.).

Под действием возникающей разности давления гидротермальные растворы мигрировали в основания приподнятых блоков. Можно думать, что днища консолидированных массивов, вовлекавшихся в юрском периоде в крупноамплитудные поднятия, служили своего рода "резервуарами" для легколетучих и подвижных дериватов магм, обогащенных полезными компонентами. Отдушинами для этих резервуаров, куда уходили флюиды, являлись окаймляющие массивы, юрские мобильные пояса, где сконцентрированы многочисленные киммерийские эндогенные месторождения.

На современных геологических и тектонических картах все более и более выразительно вырисовывается складчато глыбовое строение как постпротерозойских складчатых областей, так и докембрийских щитов. Концепция о первостепенном значении глыбовых дислокаций в развитии геосинклиналей и платформ является "... важнейшим научным обобщением" (Пейве, 1956).

В ходе развития земной коры роль складчато-глыбовых дислокаций особенно возрастала в позднегерцинский, киммерийский и альпийский тектонические циклы. Вместе с тем, глыбовые перемещения несомненно происходили на ранних этапах развития земной коры, начиная с архея, но соответствующие им структуры выявляются с большим трудом. Древние тектонические швы, глубинные разломы и более мелкие разрывные нарушения залечены, завуалированы проявлением последующих процессов интрузивного и эффузивного магматизма, гранитизации, ультраметаморфизма, седиментации. Многие из этих нарушений неоднократно подновлялись после их заложения и датируются как более молодые - по времени повторных крупноамплитудных подвижек.

Складчато-глыбовые дислокации в докембрийском фундаменте, как это установлено на примере Украинского и других щитов (Половинкина, 1960; Семененко, 1963; Рябенко, 1967а, б; Тяпкин, 1966а, б; Билибина, 1966; Князев и др. 1968б, д, 1969а, б, д), происхо-

дили еще в раннюю стадию их формирования. Вероятно, такими дислокациями обусловлено появление в архее своеобразных гранито-гнейсовых консолидированных массивов (куполовидных инфраструктур, в интерпретации других исследователей) и окаймляющих их мобильных поясов, отличающихся широким развитием архейских вулканогенных и ультраосновных интрузивных пород. Очевидно в мобильных поясах и на окраинах консолидированных массивов, начиная с раннего архея, функционировали глубинные магмоподводящие разломы (Князев, и др., 1968). Цепочки и зоны распространения ультрабазитов и метаморфизованных вулканогенных образований отмечают своим современным положением древние глубинные разломы. В позднем архее и раннем протерозое глубинные разломы, по-видимому, контролировали заложение и последующее формирование узких трогообразных прогибов, иногда просекающих щиты в направлении, поперечном их удлинению (Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона в Украинском щите). Вдоль крупных разломов глубокого заложения в гнейсово-гранитных и мигматитовых полях, в полосах шириной до 20-30 км, прослеживается специфическая приразломная складчатость (Тяпкин и др., 1966), свидетельствующая о пластичном состоянии гранитного вещества. Все это может служить косвенным подтверждением древнего, по крайней мере позднеархейского, заложения таких разломов. Роль глыбовых дислокаций еще более возрастала и становилась преобладающей в последующие этапы развития щитов, особенно после их консолидации из-за появления огромных масс архейских и нижнепротерозойских гранитов, мигматитов и интенсивного смятия супракрустальных толщ. С возрастанием жесткости щитов увеличивалась их способность к раскалыванию на отдельные крупные блоки, испытывавшие автономные вертикальные и иные перемещения. Дифференциальные крупноамплитудные перемещения "нарезанных" глубинными разломами глыб в докембрийском фундаменте обусловили мозаично-блоковое строение щитов, с резким несоответствием структур и состава пород в соседних блоках. Ярким примером может служить Украинский щит, складчато-глыбовая структура которого отчетливо видна на тектонических картах, составленных по геолого-геофизическим данным К.Ф. Тяпкиным и др. (1966б), В.А. Рябенко (1967а, б; 1968) и на структурно-формационной карте Украины (Князев и др., 1968).

Подобное строение характерно и для Алданского щита, что по-

казано в работах Т.В. Билибиной (1966) и ряда других исследователей. Т.В. Билибина подчеркивает, что глыбовые дислокации "... исключительно интенсивно проявились в жестких структурах Алданского массива, в пограничных частях архейской и протерозойской складчатости...". В результате глыбовых дислокаций "... докембрийский фундамент оказался разбитым на сложную блоковую мозаику с различными амплитудами смещения". В распределении разрывных нарушений подмечена "... унаследованность плана расположения разломов, образовавшихся в течение длительного периода формирования Алданского щита". По данным Т.В. Билибиной, наиболее древние разломы были заложены в раннем протерозое и "... создали основную систему тектонических трещин, вдоль которых продолжалось длительное тектоническое растрескивание Алданского щита. Разрывные нарушения этого времени выразились в образовании протяженных и мощных зон милонитизации, нередко сопряженных с областями остаточной гранитизации. В этом случае возникали зоны бластомилонитов, подвергшихся местами повторной милонитизации".

После замыкания архейско-протерозойских геосинклиналей в орогенный этап развития щитов глыбовые перемещения становятся ведущей формой дислокаций в докембрийском фундаменте. Конечно, и в этот период глыбовым дислокациям сопутствовала еще приразломная складчатость, а также флексурная и прерывистая складчатость в структурах типа наложенных впадин, формировавшихся на месте наиболее опущенных блоков (например, Овручская наложенная впадина в Украинском щите). Однако значение пликативных дислокаций на данном этапе формирования щитов явно подчиненное. С изменением тектонического режима резко изменяются условия становления интрузий и состав магматических образований. Для этого периода характерно формирование гигантских трещинных, а также лополито- и лакколитоподобных межформационных интрузивов лабрадоритов, анортозитов, габбро-норитов и других основных и в меньшей степени ультраосновных пород (Коростенский габбро-лабрадоритовый массив). Близкоодновременно или с некоторым отставанием формировались своеобразные граниты рапакиви, а также субщелочные и щелочные интрузивы центрального типа (Украинский, Балтийский щиты). Следует особо подчеркнуть, что именно в этот этап развития щитов образовалось большинство метасоматических и гидротермальных месторождений редких и цветных металлов, малых и рассеянных элементов,

характерных для гранитоидных и щелочных магм. С интрузиями ос. ных пород данного этапа связаны крупные концентрации титана, ванадия, железа; с массивами ультраосновных и основных пород – никеля, меди, кобальта, платиноидов; щелочных – апатита, циркония, ниобия, тантала и других полезных ископаемых. Это свидетельствует об особо благоприятных условиях для эндогенного рудообразования тектонического режима складчато-глыбовых дислокаций и высокой продуктивности в отношении рудообразования, проявляющегося на фоне таких дислокаций магматизма.

В периоды последующей тектонической мобилизации щитов, в связи с активными движениями в примыкающих к ним молодых складчатых областях, глыбовые дислокации опять-таки сопровождались внедрением рудоносных щелочных, субщелочных и гранитоидных интрузий. Примером может служить Алданский щит, подвергшийся в мезозое резким глыбовым дислокациям с оживлением магматической деятельности и связанных с нею процессов рудообразования (золото, цветные, редкие металлы и другие полезные ископаемые). Активизация Алданского щита вызвана, вероятно, мощными киммерийскими движениями в прилегающем с юга и юго-востока Монголо-Охотском подвижном поясе.

В Приазовье (Украинский щит), в зоне соприкосновения с Донецкой складчатой областью, проявились активные глыбовые дислокации в герцинском цикле, также сопровождавшиеся магматическими проявлениями и рудообразованием (флюорит, цветные и редкие металлы).

В послепротерозойских складчатых областях периоды активизации глыбовых дислокаций, как правило, совпадают с орогенными этапами их развития, завершающими геосинклинальные этапы. В некоторых регионах интенсивные глыбовые дислокации проявляются со значительным отставанием, иногда через несколько периодов после консолидации складчатых областей. Тектоническая мобилизация таких областей связана с активными движениями в соседних более молодых складчатых областях.

Там, где глыбовым дислокациям сопутствовал интрузивный и эффузивно-интрузивный магматизм, обычно широко развито разнообразное и нередко высокопродуктивное эндогенное оруденение. Известны рудные провинции, которые претерпели, начиная с протерозоя, длительное полициклическое развитие, но подавляющая масса их эндогенных месторождений образовалась не в периоды геосинклинального развития, а в сравнительно короткий промежуток времени, когда проявились ин-

тенсивные складчато-глыбовые дислокации, сопровождавшиеся гранитоидным и наземным липарит-андезитовым магматизмом. Типичным примером подобных рудных провинций может служить Восточное Забайкалье. Здесь большинство месторождений цветных, редких и благородных металлов, составляющих основу минеральных богатств этого края, образовалось в заключительный этап киммерийского тектономагматического цикла, отличавшийся весьма активными складчато-глыбовыми дислокациями и мощным эффузивно-интрузивным магматизмом в континентальных условиях. Колоссальные же варисские и более древние интрузивы гранитоидного состава, формирование которых происходило при геосинклинальном режиме, очень бедны, почти стерильны в отношении гидротермального оруденения. Причина этого явления, с точки зрения автора, заключается в особо благоприятных условиях для отделения летучих и вместе с ними рудных компонентов из магматических очагов, функционирующих в период обострения складчато-глыбовых дислокаций. Оторванность во времени гидротермального оруденения от соскладчатых батолитовых интрузий гранитоидов, характерных для геосинклинального режима, устанавливается и в ряде других рудных провинций.

Так, в Карамазаре (Средняя Азия), по данным Ф.И.Вольфсона (1969), почти все эндогенное оруденение весьма разнообразного состава (грейзеновое с вольфрамом; магнетитовое, вольфрамовое, свинцово-цинковое, связанное со скарнами; жильное мышьяковое, медно-висмутовое, золоторудное, свинцово-цинковое, цинково-серебряное, баритовое и флюоритовое) сформировалось после всех интрузивных образований. По многочисленным определениям абсолютного возраста различных пород карамазарского батолита гранодиоритов калий-аргоновым методом время его формирования составляет 320 млн. лет. Более поздние интрузивные и эффузивные образования имеют возраст около 290 млн.лет. Наиболее близкие по возрасту к оруденению малые интрузии гранитоидов и дайки диабазовых порфиритов датируются примерно 270 млн. лет, а возраст самых поздних типов оруденения составляет около 230 млн. лет. Таким образом, рудообразование происходило на 90 млн. лет позже времени внедрения карамазарского гранодиоритового батолита.

Аналогичные данные получены А.И. Тугариновым (1963) в результате исследования возраста гранитных массивов и рудных месторождений в Рудных горах (ГДР). Здесь образование поздних продук-

тивных рудных минеральных ассоциаций происходило позднее становления Эйбенштокского гранитного массива почти на 140 млн. лет.

Батолитовые соскладчатые интрузивы гранитоидов, соответствующие геосинклинальным этапам развития, во многих рудных провинциях менее продуктивны в отношении гидротермального оруденения, чем несравненно меньшие по масштабам орогенные и посторогенные интрузивы гранитоидного состава, малые интрузивы, дайковые и субвулканические породы. Очевидно для отделения рудоносных флюидов и гидротерм и последующей концентрации оруденения определяющее значение имеют не столько объемы магматических расплавов, сколько специфические особенности тектонического режима, при котором происходит их внедрение и дифференциация.

Наиболее благоприятными для гидротермального рудообразования, как это было показано, являются периоды резкой активизации складчато-глыбовых дислокаций в орогенный и последующие этапы развития щитов и постпротерозойских складчатых областей.

Глава У. РЕГИОНАЛЬНАЯ РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

При рассмотрении замкнутых рудных поясов Восточного Забайкалья подчеркивалось, что их металлогеническая специализация в основных чертах предопределена региональной рудной зональностью. Доминирующий состав оруденения в пределах замкнутых рудных поясов и их сегментов подчиняется закономерной смене оруденения. Знание этой ведущей региональной закономерности пространственного размещения оруденения позволяет предсказывать состав ожидаемого оруденения в еще не оконтуренных интервалах замкнутых и фрагментарных рудных поясов. Кроме того, выяснение региональной рудной зональности приобретает исключительно важное значение для прогнозирования в слабообнаженных и закрытых районах, поскольку на основе ее появляется возможность предвидеть распространение определенных типов оруденения на обширных территориях, где они пока еще не известны.

Зональное размещение эндогенного оруденения и причины его возникновения давно интересует исследователей. Во многих публикациях подробно анализировались условия образования первичной (концентрической) рудной зональности относительно интрузивов (Эммонс, 1933, 1937; С.С. Смирнов, 1937; Вольфсон, 1949, 1962, 1965; Королев, 1949; Бэтман, 1949; Билибин, 1951; В.И. Смирнов, 1952, 1965; Бетехтин, 1953; Парк, 1955; Вахромеев, 1961). Эммонс считал основным фактором, предопределяющим зональное размещение оруденения вокруг интрузивов, влияние на рудоносные растворы падения температуры и давления с удалением от охлаждающегося интрузива. Советские исследователи, вслед за С.С. Смирновым, в качестве главной причины, обусловливающей появление рудных концентров, выдвигают пульсационное отделение рудоносных растворов различного состава на фоне центробежного трещинообразования (относительно охлаждающегося магматического очага).

Что касается региональной рудной зональности, отличающейся, как известно, закономерной сменой состава оруденения в определенном направлении, то универсального объяснения ее еще не найдено. Неясной остается первопричина направленного развития рудного процесса, приводящего к зональному размещению оруденения.

Вместе с тем, направленное, поступательное развитие геологических процессов - явление не редкое. Последовательное смещение (оттеснение) геосинклинального процесса в мезозойское время в сторону Тихого океана в пределах Азиатского и Американского сегментов Тихоокеанского тектонического пояса освещено в работах М.В. Муратова (1965) и Ю.М. Пущаровского (1965). Описаны многочисленные примеры миграции морских бассейнов в геосинклиналях, вызываемой волновым прогибанием земной коры; весьма обычны случаи закономерного смещения осей максимального опускания в период осадконакопления во впадинах и прогибах (Архангельский, 1941; Белоусов, 1948; Шатский, 1951; Флоренсов, 1960; Наливкин, 1962; Нагибина, 1963; Хаин, 1964; Яншин, 1966; Косыгин, 1969).

В последние годы в ряде регионов удалось подметить аналогичную поступательность и в развитии интрузивного и эффузивного магматизма. Отсюда, естественно, возникает вопрос - не находит ли отражения направленное развитие тектоно-магматических процессов в пространственном размещении эндогенного оруденения? Рассмотрим с этой точки зрения региональную рудную зональность, выявленную в некоторых рудных провинциях.

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Одним из наиболее ярких примеров региональной рудной зональности могут служить широко известные рудные пояса Восточного Забайкалья, выделенные С.С. Смирновым (1944). Им было установлено, что подавляющее большинство месторождений цветных, редких и благородных металлов, составляющих основу минеральных богатств этого края, образовалось близкоодновременно, в заключительные фазы киммерийского цикла[x], и укладывается в зональный ряд в такой

x) С.С. Смирнов (1944) считал, что большинство месторождений Восточного Забайкалья образовалось в верхнеюрское-преднижнемеловое время. Этот вывод подтвержден более поздними исследованиями (Князев, 1966а).

последовательности (с северо-запада на юго-восток): I). золото и молибден, 2) олово и вольфрам, 3) свинец и цинк.

Золото-молибденовый, оловянно-вольфрамовый и полиметаллический рудные пояса прослеживаются вдоль мезозойского мобильного пояса северо-восточного простирания на протяжении нескольких сотен километров; ширина их измеряется десятками километров (рис. 28).

Суть структурно-металлогенического районирования Восточного Забайкалья, предложенного С.С. Смирновым сводится к: противопоставлению Центральной антиклинальной зоны, отвечающей оловянно-вольфрамовому поясу, двум окраинным синклинальным (Пришилкинской и Приаргунской), совпадающим с золото-молибденовым и полиметаллическим рудными поясами. Предполагалось, что в Центральной антиклинальной зоне в нижней и средней юре преобладало нисходящее движение, а во второй половине мезозоя (начиная с верхней юры) - восходящее. Для Пришилкинской и Приаргунской синклинальных зон допускалась обратная смена вертикальных колебательных движений за тот же период. Такая трактовка крупнейших мезозойских структур Восточного Забайкалья позволяла говорить об аналогии геологического развития Пришилкинской и Приаргунской зон в мезозое. Иными словами, С.С. Смирновым (I944) была выдвинута идея о симметричном строении мезозойской подвижной области относительно Центральной антиклинальной зоны (Князев, I959).

Представление о симметричном строении мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья ныне разделяют Г.Л. Падалка (I953) и В.С.Кормилицын (I959). Придерживаясь взгляда о заложении в мезозойскую эру мобильной зоны северо-восточного простирания, совпадающей с главным юрским прогибом, в трактовке С.С. Смирнова (I944), они пришли к выводу о приуроченности оловянно-вольфрамового пояса к срединной, а золото-молибденового и полиметаллического поясов к бортовым частям мезозойской мобильной области. Образование большей части эндогенных месторождений они относят ко времени замыкания мезозойской подвижной зоны и делят его на три этапа: средний (нижняя - средняя юра), поздний (верхняя юра) и конечный (верхняя юра - нижний мел).

Направленное от центра к периферии симметричное развитие мезозойской мобильной области признается главным фактором, обусловившим положение оловянно-вольфрамового пояса в Центральной зоне.

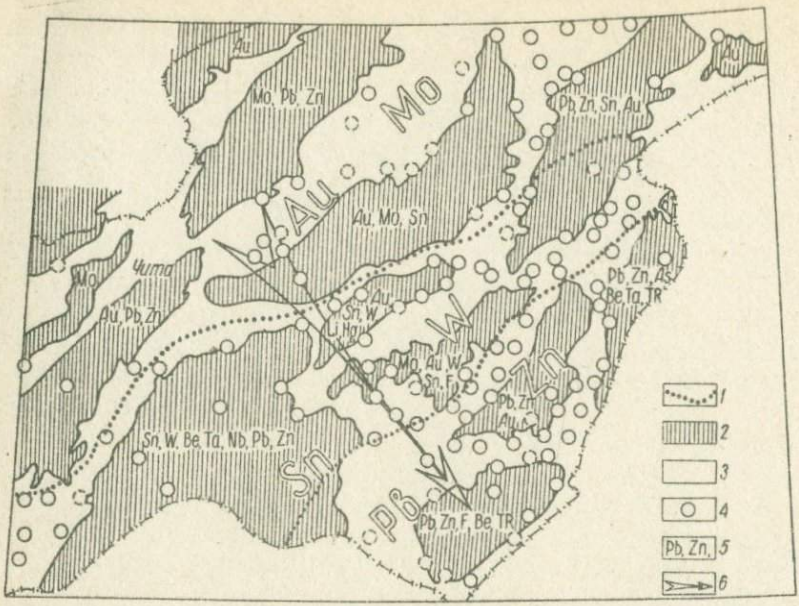


Рис. 28. Региональная рудная зональность Восточного Забайкалья.

I-условные границы рудных зон, 2-консолидированные массивы, 3-мобильные юрские пояса, 4-рудные узлы, 5-главнейшие полезные ископаемые в замкнутых рудных поясах, окаймляющих консолидированные массивы, 6-направление миграции эндогенного оруденения в киммерийском тектоно-магматическом цикле.

Золото-молибденовый и полиметаллический пояса, приуроченные к северо-западной и юго-восточной окраинам нижне-среднеюрского прогиба, считаются более поздними и близкоодновременными. Иными словами, чем относительно моложе мезозойские эндогенные месторождения, тем дальше они отстоят от пояса симметрии - Центральной зоны.

Проанализируем вкратце особенности территориального размещения мезозойских эффузивно-осадочных образований на территории рудных поясов Восточного Забайкалья. В пределах самого северо-западного золото-молибденового пояса сравнительно широко распространены верхнетриасовые морские отложения. В контурах оловянно-вольфрамового пояса, расположенного непосредственно к юго-востоку от золото-молибденового, главнейшим осадочным комплексом мезозоя является морская нижняя - средняя юра. Для полиметаллического пояса, занимающего юго-восточную окраину Восточного Забайкалья,

характерны прибрежные и континентальные отложения нижней - средней и верхней юры.

Эффузивно-осадочные верхнеюрские образования распространены в пределах всех трех рудных поясов, но максимально развиты они на территории полиметаллического пояса и к юго-востоку от него - в сопредельных районах Китая, где покровы верхнеюрских эффузивов занимают десятки тысяч квадратных километров. Нижнемеловые озерно-континентальные отложения наблюдаются также повсеместно (в разобщенных депрессиях), но особенно обширные бассейны их накопления располагались опять-таки на юго-восточной окраине Забайкалья и в смежных районах Китая. Эффузивная деятельность в нижнем мелу происходила в основном на юго-востоке Забайкалья. В этих же районах отмечены наиболее значительные покровы базальтов мелового (?) - третичного возраста и самые юные в Забайкалье кислые эффузивы дучарского комплекса.

Из приведенных данных видно, что в мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья в направлении с северо-запада на юго-восток намечается возрастное смещение (омоложение) мезозойских осадочных и эффузивно-осадочных толщ. Эта закономерность более отчетливо выражена на примере верхнетриасовых и юрских отложений. Верхнеюрские и нижнемеловые эффузивно-осадочные образования также развиты преимущественно на юго-востоке Забайкалья и в прилегающих к нему районах Китая.

Начиная с верхнего триаса, бассейны осадконакопления в пределах мобильной области перемещались с северо-запада на юго-восток, подобно гигантской волне (Князев, 1959). Ширина волны достигала нескольких десятков километров в верхнем триасе, в нижней - средней юре она увеличилась до 150-200 км, при амплитудах максимального опускания в триасе 2-3 км и в нижней - средней юре до 4-5 км. Поступательно-волновое движение земной коры обусловило последовательное "омоложение" мезозойских эффузивно-осадочных толщ в направлении к юго-востоку. Смещение осей максимального прогибания с северо-запада на юго-восток обнаруживается и в отдельно взятых мезозойских впадинах Восточного Забайкалья. Оно выражается в закономерном проявлении более молодых напластований с продвижением от северо-западных бортов впадин к юго-восточным, указывая на волновую природу процесса опускания. На сводных геологических картах видно, что отложения, венчающие разрез алгачин-

ской и морской фаций нижней - средней юры, в Борзинском и Александровозаводском районах приурочены к южным и юго-восточным окраинам юрских впадин.

Еще более отчетливо ассиметричное строение верхнеюрских-нижнемеловых впадин выражено в бассейне рек Урюмкана, Урова и Мотогора. Ассиметрия проявляется в преимущественном распространении верхнеюрских и осадочно-эффузивных пород и базальных пачек нижнего мела на северо-западных окраинах впадин, в то время как вышележащие нижнемеловые эффузивно-осадочные образования и перекрывающие их кайнозойские базальты распространены на юго-востоке впадины.

Отмеченные особенности строения верхнемезозойских впадин обусловлены не чем иным, как конседиментационным наклоном (креном) к юго-востоку поверхности глыб мезозойского фундамента. Ассиметричное строение впадин мезокайнозоя Н.А. Флоренсов (1960) объясняет также миграцией к юго-востоку осей межгорных прогибов, происходившей в процессе коробления и дробления домезозойского фундамента.

Необходимо подчеркнуть, что смещение осей максимального опускания во впадинах к юго-востоку происходило на фоне общего сокращения морских ингрессий в Восточном Забайкалье и Верхнем Приамурье в направлении к востоку и северо-востоку, начиная с пермского периода. Так, ингрессии пермского моря проникали вплоть до крайних юго-западных районов Восточного Забайкалья (окрестности пос. Хапчеранга) и распространялись далее в Западное Забайкалье в бассейн Чикоя. Верхнетриасовая морская ингрессия следовала из Приамурья вдоль рек Шилки и Ингоды только до широты курорта Дарасун; не исключено, что она покрывала частично и бассейн верхнего течения Онона, но не далее широты пос. Хапчеранга[x]. Нижне-среднеюрская ингрессия достигала лишь окрестностей ст.Оловянная и, возможно, распространялась несколько юго-западнее, вплоть до широтного колена р. Онон. В верхней юре и нижнем мелу морской залив замыкался восточнее стрелки Шилки и Аргуни, т.е. совсем не проникал в Восточное Забайкалье. Короче говоря, мор-

---

x) Имеются указания на находки в Хапчерангинском рудном районе остатков верхнетриасовой фауны в гальке современных аллювиальных отложений.

ские ингрессии перми, верхнего триаса, нижней - средней юры, верхней юры - нижнего мела в пределах Восточного Забайкалья и в примыкающем к нему Верхнем Приамурье последовательно отступали к востоку.

В этой связи заслуживает внимания вывод М.С. Нагибиной (1963) о закономерном омоложении с запада на восток возраста последних мезозойских интрузий в пределах Монголо-Охотского подвижного пояса (киммерийские и верхнекиммерийские в Восточном Забайкалье, верхнеюрские в Верхнем Приамурье, послениижнемеловые в Амурозейском и Ольдойском прогибах). Возрастное скольжение верхней границы мезозойского интрузивного магматизма повторяет направление миграции пермо-мезозойских морских ингрессий. В Восточном Забайкалье наряду с общей для всего Монголо-Охотского подвижного пояса закономерностью намечается миграция мезозойских магматических процессов в направлении к юго-востоку. Это легче обнаруживается при рассмотрении мезозойских эффузивных образований.

Так, в триасе эффузивная деятельность (порфириты, дациты, порфиры) проявилась преимущественно на территории золото-молибденового пояса (левобережье Ингоды и Шилки). В юрском периоде вулканические излияния (порфириты, порфиры) охватили более широкую территорию, включая северные, центральные и юго-восточные районы Восточного Забайкалья. Наиболее активными в этот период были вулканические извержения в пределах оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов. В нижнем мелу вулканические излияния (порфиры) в значительных масштабах происходили лишь на крайнем юго-востоке Восточного Забайкалья, в полосе, прилегающей к Аргуни (территория полиметаллического пояса). Здесь же преимущественно были локализованы главные центры базальтового и липаритового вулканизма в нижнем мелу (?) - кайнозое.

В этом же направлении изменялись в мезозое состав и условия становления интрудировавших магм, в результате чего на территории каждого рудного пояса образовались специфические , только им свойственные, интрузии, с которыми пространственно и парагенетически связано оруденение. В золото-молибденовом поясе к таким интрузивам можно причислить весьма своеобразные гигантопорфировые (сретенские) граниты и гранодиориты, а также малые интрузивы гранит-порфиров (годойский комплекс); в оловянно-вольфрамовом - граниты и апограниты кукульбейского комплекса; в полиметаллическом -

гипабиссальные и малые интрузивы гранитоидного, сиенитового, диоритового и более основного состава (нерчинскозаводский комплекс). Все это свидетельствует о том, что в пространственном размещении мезозойских интрузивных образований в Восточном Забайкалье также намечается определенная зональность.

Будучи обусловленной глубинными факторами, закономерная направленность в развитии главнейших геологических процессов в мезозойской мобильной области Восточного Забайкалья, как и в пределах всего Монголо-Охотского пояса, не могла не отразиться на размещении мезозойского гипогенного оруденения.

В диаграмме (рис. 29), составленной совместно с В.И. Красниковым, суммированы вновь полученные и разделяемые многими другими исследователями выводы о последовательности образования главнейших типов мезозойского оруденения наиболее изученных месторождений Забайкалья. Эти месторождения и их аналоги характеризуют профилирующие рудные формации региона. Сопоставление минералого-генетических особенностей приведенных месторождений показывает, что редкие, благородные, цветные металлы и другие полезные компоненты концентрируются в определенных, регионально выдержанных продуктивных минеральных ассоциациях. При этом удаленным друг от друга месторождениям отвечают сходные продуктивные минеральные ассоциации, проявляющиеся в одном и том же порядке (Шерловогорское, Хапчерангинское, Смирновское, Новошировинское, Дарасунское, Савинское № 5, Центральное, Кадаинское, Джидинское.

Намечается такая последовательность накопления ведущих металлических и нерудных полезных ископаемых (с объединением некоторых смежных минеральных ассоциаций): I) тантал, ниобий, 2) золото, молибден, 3) вольфрам, олово, ниобий, тантал, 4) молибден, золото, 5) цинк, свинец, олово, золото, 6) ртуть, флюорит, барит. В полном виде рассматриваемый ряд полезных компонентов в одном месторождении нигде не наблюдался. Однако нахождение трех-четырех продуктивных минеральных ассоциаций в пределах одного рудного поля - явление не редкое. При этом возрастные соотношения их неизменно соответствуют намеченной схеме последовательности рудоотложения.

Закономерная направленность развития рудного процесса во времени в отдельно взятых месторождениях, по аналогии с направленным к востоку и юго-востоку развитием тектоно-магматических процессов

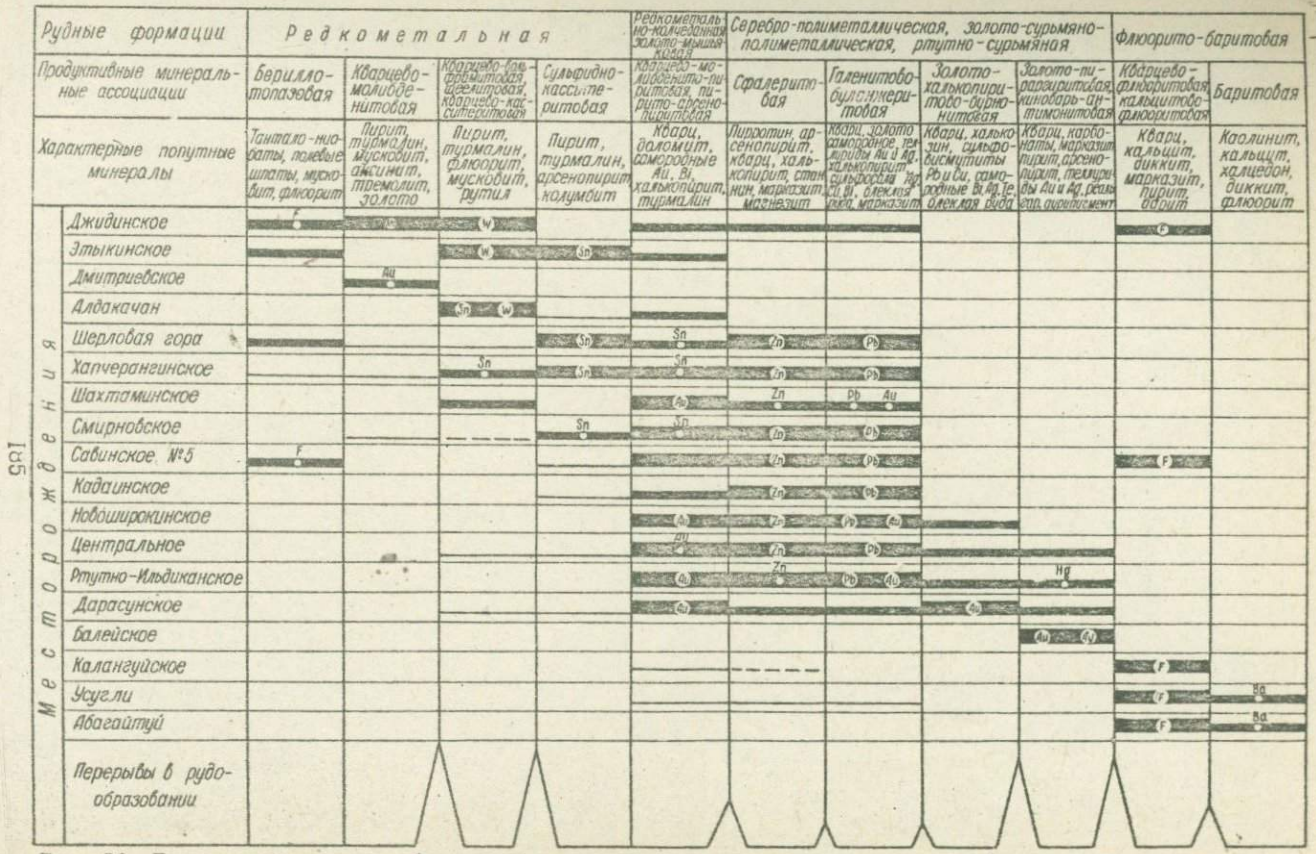


Рис. 29. Последовательность образования продуктивных минеральных ассоциаций некоторых месторождений Забайкалья.

в пределах всего Монголо-Охотского подвижного пояса и Восточного Забайкалья, дает основание ожидать появление региональной рудной зональности со смещением более поздних минеральных ассоциаций к востоку и юго-востоку, отвечающей хотя бы в общих чертах порядку отложения продуктивных минеральных ассоциаций в месторождениях.

И, действительно, в Восточном Забайкалье в направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается изменение преобладающих типов оруденения, повторяющее намеченную схему последовательности рудоотложения в месторождениях. Проследим, к примеру, изменение мезозойского оруденения по линии г.Чита - пос.Дарасун - ст.Оловянная - ст.Борзя - ст.Забайкальск, проходящей через Восточное Забайкалье с северо-запада на юго-восток. Северо-западнее Читы выявлены пегматитовые и другие рудопроявления с редкометальной минерализацией, принадлежащей, вероятнее всего, наиболее раннему этапу рудообразования. Восточнее и юго-восточнее Читы расположена полоса распространения молибденового и золотого оруденения (бассейн р.Кручины, Ара-Илинский район), соответствующего ранним молибденито-кварцевой и золото-кварцевой минеральным ассоциациям. С продвижением далее к юго-востоку, в интервале от пос. Дарасун до ст. Оловянная, преобладающим становится оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение. Еще юго-восточнее, в окрестностях пос. Шерловая Гора, проявилось в основном оловянно-полиметаллическое оруденение. И, наконец, на крайнем юго-востоке, в окрестностях пос. Абагайгуй и г.Забайкальска наиболее развито флюоритовое оруденение, местами сопровождающееся баритовым. Отсюда видно, что смена различных типов оруденения в данном случае в общих чертах совпадает с намеченной схемой последовательности рудообразования (см. рис. 29).

Примерно аналогичное зональное размещение оруденения наблюдается по линии пос. Тунгокочен - г. Сретенск - села Газимурский Завод - Нерчинский Завод, ориентированной параллельно первому профилю и отстоящей от него приблизительно в 200 км к востоку.

Если исходить из принципа направленного к востоку и юго-востоку развития рудного процесса согласно намеченной последовательности рудообразования в месторождениях, то становятся понятными и другие особенности региональной рудной зональности, не получившие ранее удовлетворительного истолкования. Так, смещение к востоку основных интервалов полиметаллического и золото-молибденового рудных поясов относительно оловянно-вольфрамового пояса можно объяс-

нить тем, что их ведущие продуктивные минеральные ассоциации проявились позднее кварцево-вольфрамитовой и кварцево-касситеритовой минеральных ассоциаций, характерных для оловянно-вольфрамового пояса. Наблюдаемое относительное смещение рудных поясов, очевидно, обусловлено миграцией мезозойских тектоно-магматических процессов к востоку в пределах Монголо-Охотского подвижного пояса. Находки "внепоясового" редкометального оруденения севернее молибденово-золотого пояса, по-видимому, соответствуют берилло-топазовой ассоциации, проявившейся раньше кварцево-молибденитовой. Считавшееся аномальным (Смирнов, 1944) положение Шахтаминского золото-молибденового рудного района на стыке оловянно-вольфрамового и полиметаллического рудных поясов полностью отвечает месту второй кварцево-молибденитовой ассоциации (с золотом) в схеме рудообразования (см. рис. 29). Равным образом закономерно положение молибденовых и золотых месторождений северо-западнее и юго-восточнее оловянно-вольфрамового пояса, поскольку есть две кварцево-молибденитовые ассоциации (иногда с золотом), одна из которых проявилась раньше оловянно-вольфрамового оруденения, а вторая позднее.

Однако выдержанное чередование рудных зон наблюдается далеко не всюду. Особенно значительные усложнения в общую картину линейной рудной зональности вносит рудоконтролирующее влияние консолидированных массивов и окаймляющих их мобильных зон (см. рис. 28), выразившееся в появлении замкнутых рудных поясов (Князев, 1965).

Кроме того, известны многочисленные рудопроявления и месторождения в "запрещенных" (по схеме зональности) районах, а также нередки случаи выпадения тех или иных рудных зон. Отсутствие полного чередования в пространстве всех продуктивных минеральных ассоциаций вполне естественно. В силу тех или иных причин отдельные минеральные ассоциации в некоторых районах проявились слабо, либо вовсе не проявились (точно также, как их нет в полном виде в одном месторождении и рудном узле). Не исключено, конечно, что местами они еще не выявлены. Наряду с этим более поздние продуктивные минеральные ассоциации пространственно могут быть совмещены с более ранними (как это и наблюдается во многих месторождениях). Наложение более позднего оруденения на раннее - явление весьма обычное для Восточного Забайкалья. Скатываясь в ходе рудообразования к востоку и юго-востоку, ареалы распространения позд-

него оруденения часто охватывали и территорию проявления ранних продуктивных минеральных ассоциаций. Особенно это характерно для флюоритового, полиметаллического, ртутного и сурьмяного оруденения, отличающихся, как известно, экстенсивным распространением и в других регионах. Но в целом с продвижением к востоку и юго-востоку роль поздних продуктивных минеральных ассоциаций заметно возрастает.

Следовательно, исходя из представлений о направленном к востоку и юго-востоку развитии мезозойских тектоно-магматических процессов в Восточном Забайкалье, наблюдаемую региональную рудную зональность мы вправе рассматривать как следствие закономерного смещения к востоку и юго-востоку более поздних продуктивных минеральных ассоциаций.

Изучение региональной рудной зональности в данном регионе необходимо продолжить в направлении всесторонней ее детализации. Многие особенности этой весьма важной закономерности размещения эндогенного оруденения еще недостаточно расшифрованы. Теоретическое и прикладное значение ее неоспоримо. Как известно, металлогеническое районирование Восточного Забайкалья получило надлежащее обоснование лишь после выдвижения С.С. Смирновым концепции о зональном размещении мезозойского оруденения. Выяснение региональной рудной зональности явилось крупным шагом вперед в познании металлогении региона и эффективно использовалось при поисках редких, цветных и благородных металлов.

С.С. Смирнов (1944) подчеркивал, что совокупность весьма разнообразных по составу мезозойских эндогенных месторождений Восточного Забайкалья нельзя рассматривать как простую сумму разрозненных, генетически не связанных между собой рудных проявлений. Во-первых, почти все они образовались близкоодновременно, в заключительный этап киммерийского тектоно-магматического цикла. Во-вторых, установлено множество примеров сочетаний различных типов оруденения в отдельно взятых рудных узлах и месторождениях, что позволило С.С. Смирнову (1944) включить их в "единую рудную серию". К тому же некоторые рудные и жильные минералы, а также элементы являются проходящими, "сквозными" для различных месторождений (арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, турмалин, флюорит, бор, фтор, индий, висмут, серебро и др.), что свидетельствует о геохимическом родстве между различными месторождениями.

В-третьих, как это было показано выше, намечается определенная последовательность проявления продуктивных минеральных ассоциаций, выдерживающаяся в пределах всего региона. И, наконец, теперь есть веские основания говорить о направленном поступательном развитии мезозойского рудного процесса, со смещением к юго-востоку и востоку более поздних продуктивных минеральных ассоциаций, в чем, по-видимому, и кроется главная причина проявления региональной рудной зональности в Восточном Забайкалье. Закономерная направленность развития мезозойского оруденения во времени и в пространстве позволяет усматривать более тесную зависимость эндогенного оруденения от общего хода тектонических, магматических и иных геологических процессов.

Из предложенного толкования региональной рудной зональности вытекают такие выводы о направлении поисковых работ в Восточном Забайкалье:

I. Вероятность нахождения более поздних продуктивных минеральных ассоциаций увеличивается с продвижением к востоку и юго-востоку (в пределах всего региона). Это положение не следует переоценивать, так как речь идет лишь об общей тенденции в поведении оруденения.

2. Необходимо более внимательно отнестись к поискам недостающих продуктивных минеральных ассоциаций (звеньев единой рудной серии) в известных рудных полях и районах, особенно там, где уже есть соответствующие минералогические находки. При этом, в силу все той же направленности в развитии рудного процесса, открытие более поздних продуктивных минеральных ассоциаций можно скорее ожидать на юго-восточных и восточных флангах рудных полей. Но, опять-таки, это правило ни в коем случае нельзя применять догматически.

ДОНБАСС

Основные черты региональной рудной зональности Донбасса отражены на рис. 30, представляющем несколько схематизированный фрагмент из прогнозно-металлогенической карты Украины (Князев, и др., 1968).

Последовательная смена мезо-, эпи- и телетермальных месторождений с продвижением с востока на запад вдоль Главной антиклинали Донбасса, в сущности, вырисовывалась еще в прошлом столетии,

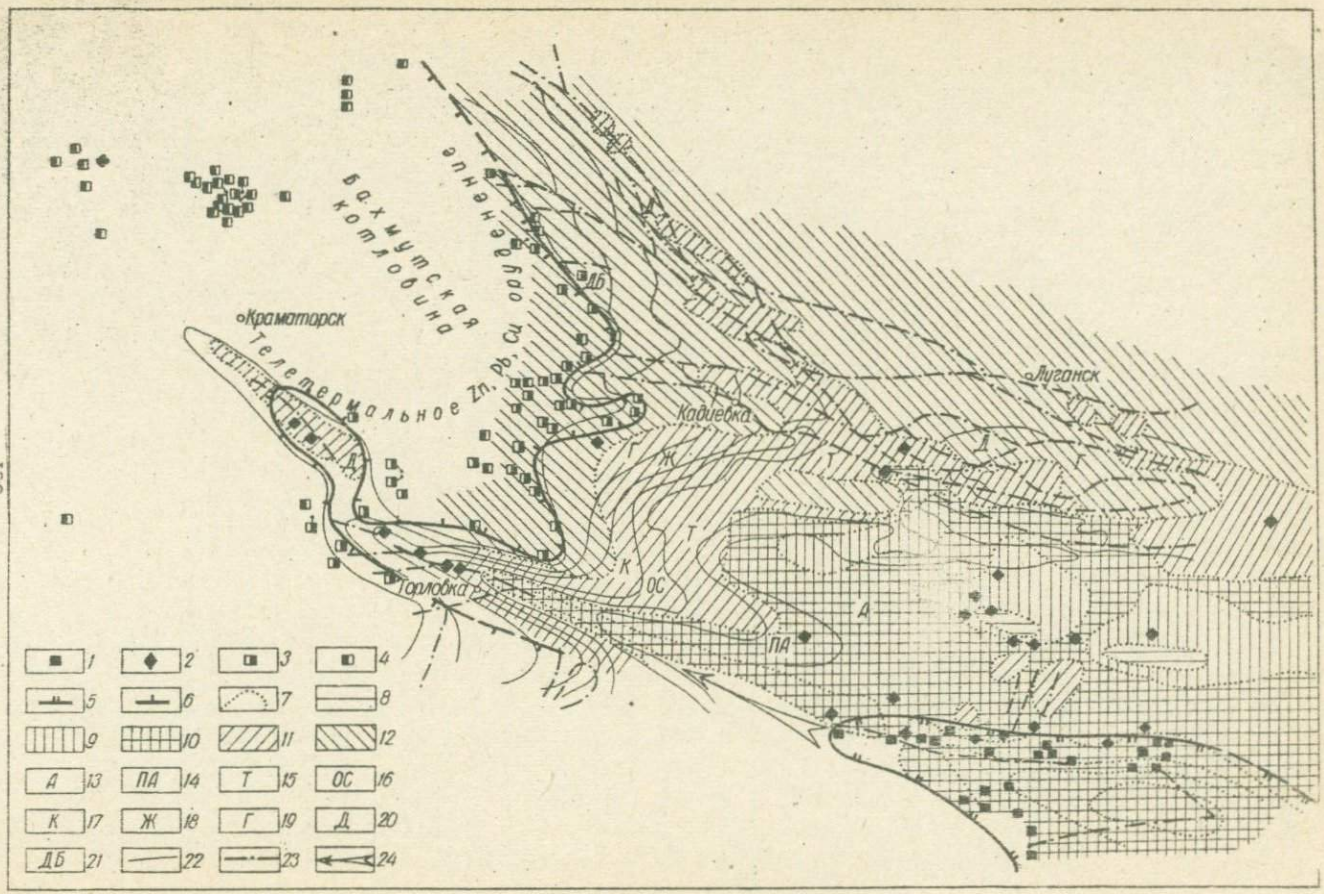

Краматорск
Телетермальное Zn, Pb, Cu оруденение
Бахмутская котловина
ДБ
Кадиевка
Луганск
Горловка
К
ОС
Т
Г
Ж
Д
ПА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
А 13
ПА 14
Т 15
ОС 16
К 17
Ж 18
Г 19
Д 20
ДБ 21
22
23
24

Рис. 30. Региональная рудная зональность Донбасса.

Месторождения и рудопроявления: I-мезотермальные полиметаллические, 2-эпитермальные ртутные, 3-телетермальные медные (медистые песчаники), 4-телетермальные свинцово-цинковые. Условные границы рудных зон: 5-западная, распространения полиметаллического (*Pb, Zn, Au, Ag*) оруденения в Нагольном Кряже; 6-восточная, телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения распространения в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах. Зоны гидротермальной жильной минерализации: 7-границы зон минерализации, 8-кварц-анкеритовая, 9-кварц-анкерит-аллевардитовая, I0-кварцевая, II-кварц-кальцитовая, I2-кальцитовая. Марочный состав каменных углей: I3-антрациты, I4-полуантрациты, I5-тощие, I6-отощенно-спекающиеся, I7-коксующиеся, I8-жирные, I9-газовые, 20-длиннопламенные, 2I-длиннопламенные бурые; 22-границы распространения марок углей; 23-разрывные нарушения; 24-направление миграции эндогенного оруденения в позднегерцинское время.

На востоке рассматриваемого региона, в Нагольном Кряже, уже в то время были известны многочисленные полиметаллические рудопроявления, являющиеся стандартными представителями мезотермального класса месторождений (Обручев, 1934). На северо-западном фланге Главной антиклинали расположен открытый по отвалам древних выработок в 1879 г. Никитовский рудный узел, отличающийся мощным проявлением эпитермального ртутного оруденения. И, наконец, в области северо-западного замыкания складчатых структур Донбасса в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин во второй половине прошлого столетия были выявлены (и ранее разрабатывались) во многих пунктах медистые песчаники, относимые одними исследователями к классу телетермальных месторождений, другими - к осадочным. Западнее полосы распространения медистых песчаников в пермских отложениях в 30-х годах текущего столетия установлены свинцово-цинковые рудопроявления. Аналогичные рудопроявления в последние годы выявлены в купольных структурах на северо-западной окраине Донбасса. Намеченную в общих чертах региональную зональность (см. рис. 30) существенно детализируют новые данные, опубликованные В.И. Скаржинским (1968, 1971) и геологами трестов Ворошиловградгеология, Артемгеология (Борисенко, Макаров, Сиденко, Штанченко, 1966; Белоус, Левенштейн, Кирикилица, 1969). Ими подмечена отчетливая зональность в размещении нескольких типов гидротермальной жильной минерализации. В частности, установлено, что на востоке Донецкого бассейна, в пределах Нагольного Кряжа, широко распространены среднетемпературные кварцево-анкеритовые жилы и полиметаллическая минерализация. В контурах этой зоны выделены галенит-сфалеритовая и кварцево-анкеритовая подзоны. Обе они тяготеют к ядрам основных антиклинальных структур, причем галенит-сфалеритовая минерализация распространена в ядре наиболее глубокоэродированной Главной антиклинали, а кварцево-анкеритовая - в смежных с нею с юга и севера антиклиналях.

Вторая зона, опоясывающая первую почти со всех сторон, отличается преимущественным развитием гидротермального "безрудного" кварца. Она также приурочена в основном к ядрам антиклиналей, но охватывает и их крылья, распространяясь значительно западнее зоны полиметаллической и кварцево-анкеритовой минерализации - вдоль Главной антиклинали на 50-70 км (почти до широты г. Горловки). На

западной окраине кварцевой зоны расположен Никитовский рудный узел с эпитермальным ртутным оруденением.

Третья, кальцитовая, зона, окаймляющая кварцевую зону с запада, в структурном отношении соответствует северо-западному периклинальному погружению Главной антиклинали, а также центроклинальному замыканию Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. По простиранию Главной антиклинали карбонатизация распространена на 70-100 км западнее кварцевой зоны (до широты г. Краматорска). В контуры зоны карбонатизации попадают пластовые медные и свинцово-цинковые рудопроявления в пермских отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

Рудопроявления меди, свинца и цинка в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах приурочены к пестроцветным нижнепермским отложениям. Залегающая в основании разреза перми картамышская свита (ранее она называлась свитой медистых песчаников) состоит из алевролитов, полимиктовых песчаников, уплотненных глин, аргиллитов и редких прослоев внутриформационных конгломератов. В Бахмутской котловине в составе картамышской свиты есть маломощные (0,1-2,0 м) прослои доломитов, доломитовых известняков и известняков. Вышележащая никитовская свита (бывшая соленосная) состоит из песчано-глинистых отложений с пластами карбонатных пород, гипса и каменной соли.

Медное оруденение (халькозин, халькопирит, борнит, ковеллин, малахит и другие вторичные минералы меди) локализовано преимущественно в низах картамышской свиты в пределах так называемых серых зон, сложенных полимиктовыми песчаниками с прослойками аргиллитов и уплотненных глин. Число серых зон в разрезе свиты достигает шести и более, мощность их от 1 до 40 м. Для пород серых зон характерно наличие углистого вещества, остатков окаменевших стволов древесины, отпечатков листьев и стеблей.

Свинцово-цинковые рудопроявления (галенит, сфалерит, вторичные минералы свинца и цинка) залегают преимущественно в пластах карбонатных пород в верхах картамышской свиты и отчасти в низах никитовской.

В размещении медной и свинцово-цинковой минерализации обнаруживается довольно отчетливая зональность (см. рис. 30): первая тяготеет к юго-восточной окраине Бахмутской котловины, вторая - распространяется значительно западнее и северо-западнее, ближе к

внутренней части котловины. Смену состава рудной минерализации с продвижением на северо-запад можно наблюдать и в смежных рудопроявлениях. Так, если в Картамышском рудопроявлении, расположенном в одноименной мульде у юго-восточного замыкания Бахмутской котловины, в медистых песчаниках отмечается лишь незначительная примесь свинца, то в Берестянском рудопроявлении, находящемся в 12 км северо-западнее, содержание свинца и цинка достигает 1% и более. В Серебрянском рудопроявлении, отстоящем в 45 км к северо-западу от Картамышского, свинцовая минерализация преобладает над медной. Еще далее к северо-западу, в районе с. Ивано-Дарьевки, Славянского купола и Терско-Дробышевского поднятия развитие свинцово-цинковой минерализации становится преобладающим.

Аналогичное, хотя и менее четкое, изменение состава рудной минерализации установлено в стратиграфическом разрезе пермских отложений Бахмутской котловины. В нижней части картамышской свиты ведущую роль играет медное оруденение. В верхах свиты значение свинцово-цинковой минерализации заметно увеличивается (известняки $Q_8 - Q_{12}$), а в отложениях вышележащей никитовской свиты она становится преобладающей. Изменение состава оруденения по стратиграфической вертикали в значительной мере предопределяет горизонтальную рудную зональность в пермских отложениях Бахмутской котловины, поскольку с продвижением от ее периферии к внутренней части на поверхность выходят более молодые пермские напластования, к которым приурочено телетермальное свинцово-цинковое оруденение.

В медистых песчаниках широко проявлены процессы карбонатизации, серицитизации, хлоритизации и окварцевания (Федоровская, Беспалов, 1968). Нет оснований причислять их к категории диагенетических или катагенетических. Этому противоречит избирательная приуроченность наиболее интенсивной карбонатизации, серицитизации и хлоритизации к серым зонам, контролирующим медное оруденение. Все описанные типы изменений рудовмещающих пород обусловлены воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов и являются наиболее удаленными (от магматического очага) в намеченном выше зональном ряду эндогенной жильной и рудной минерализации Донбасса.

Снижение температуры гидротермальных процессов с продвижением от Нагольного кряжа в область распространения медистых песчаников и свинцово-цинкового оруденения подтверждают результаты исследования термоэлектрических свойств галенитов (Князев, 1966б). Галениты из полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа обладают термоэлектродвижущей силой в пределах от 400 до 800 мкв/град, характерной для мезо- и гипотермальных месторождений. Галениты из пермских медистых песчаников обладают резко пониженными значениями термоэлектродвижущей силы (200–300 мкв/град), свойственными телетермальным месторождениям.

Минералогические и петрографические наблюдения показывают, что сульфиды меди в медистых песчаниках Донбасса замещают карбонатизированный цемент и измененные (серицитизированные, хлоритизированные) обломки пород и минералов; они метасоматически развиваются по обуглившимся растительным остаткам, образуют секущие прожилки, неправильные гнезда и неравномерную вкрапленность. По времени отложения халькозин и халькопирит являются более поздними по отношению к новообразованным кристаллам доломита в цементе песчаников, так как корродируют последний. В сильно оруденелых песчаниках халькозин полностью вытесняет вторичный карбонат и становится цементирующим веществом. В минерализованных песчаниках и аргиллитах наблюдаются секущие прожилки халькопирита, пирита и других сульфидов[x]. В прожилках нередко сконцентрирована основная масса сульфидов. Отсюда видно, что медная минерализация в пермских отложениях Донбасса является не сингенетичной, а наложенной и проявилась после гидротермального изменения пород, что свойственно типично гидротермальным месторождениям.

Медистые песчаники Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин в совокупности с телетермальными свинцово-цинковыми рудопроявлениями северо-западной окраины Донбасса образуют внешнюю, наиболее низкотемпературную, зону региональной рудной зональности и их ни в коем случае нельзя рассматривать изолированно от ртутных и полиметаллических месторождений Нагольного Кряжа. Что же касается пластообразной формы залегания руд, то она не может служить однозначным критерием их осадочного происхождения (Сатпаев, 1955; Вольфсон, 1969; Князев, 1968г, 1969д).

x) Пермские отложения Донбасса не метаморфизованы.

Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины по отношению к Донецкому бассейну занимают краевое положение и в их сторону, как это видно на сводных геологических картах, происходила миграция пермо-триасовых ингрессий. По особенностям развития в перми и триасе и структурному положению они во многом сходны с передовыми прогибами. Сходство это станет еще более очевидным, если принять во внимание широкое развитие в пермских отложениях Донбасса соленосных и пестроцветных формаций, свойственных, как известно, передовым прогибам. В этом отношении ярким примером могут служить Предуральский и Предкарпатский передовые прогибы, которые также являются областями проявления телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения.

С продвижением от внутренних зон складчатых областей к передовым прогибам интенсивность пликативных нарушений снижается. В Донбассе в направлении с юго-востока на северо-запад также наблюдается уменьшение напряженности складчатости от линейной (сходной с геосинклинальной) до мульдообразной и прерывистокуполовидной на его северо-западной окраине.

В этом же направлении отмечается закономерное снижение степени метаморфизма углей Донецкого бассейна (см. рис. 30). Наиболее метаморфизованные разности углей (антрациты) приурочены к центральной, южной и юго-восточной частям бассейна. Полоса распространения полуантрацитов и тощих углей окаймляет антрацитовую зону на северо-западе и севере. Спекающиеся угли марки ОК, ПЖ, К, ПС распространены в западной части бассейна, в Кальмиус-Торецкой котловине, а также на севере и северо-востоке бассейна. Длиннопламенные и газовые угли преобладают в северо-западных районах Донбасса. Наименее метаморфизованные (переходные от длиннопламенных к бурым) угли марки ДБ оконтурены на площади Старобельско-Миллеровского, Петриковского и Приднепровского районов. По мере уменьшения степени метаморфизма углей происходит снижение метаморфизма отложений карбона от приближающейся к аспидно-филлитовой ступени в Нагольном Кряже до слабо или почти незатронутых метаморфизмом - в зоне перехода к Днепровско-Донецкой впадине. В Нагольном Кряже выявлены дайковые породы триас-юрского (?) возраста, в то время как на северо-западной окраине Донбасса они не установлены. Это может служить косвенным указанием на меньшие глубины залегания магматическо-

го очага и больший прогрев пород на востоке Донецкого бассейна в заключительные стадии варисского тектоно-магматического цикла.

Итак, в пределах Донбасса в направлении с юго-востока на северо-запад намечается закономерное изменение нескольких геологических явлений.

Поразительное совпадение направления изменения казалось бы столь разнородных явлений как отступание пермо-триасовых ингрессий, уменьшение напряженности складкообразования, спад температуры гидротермального рудообразования и снижение степени метаморфизма углей не может быть случайным. Надо полагать, что все эти явления порождены общей причиной - направленным с юго-востока на северо-запад поступательным развитием тектоно-метаморфических и магматических процессов в Донецком бассейне в заключительные стадии варисского тектогенеза. Именно в этом кроется главная причина миграции эндогенного рудообразования в заключительный этап варисского тектоно-магматического цикла и появления односторонней региональной рудной зональности, выраженной в последовательной смене в направлении с юго-востока на северо-запад мезотермального полиметаллического, эпитермального ртутного и, наконец, телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Гидротермальный рудный процесс в ходе развития распространялся в сторону погружения донецких структур, постепенно "затухая" в направлении с юго-запада (от Нагольного Кряжа) на северо-запад (к Днепровско-Донецкой впадине).

Из намеченной региональной рудной зональности вытекают такие рекомендации о направлении поисковых работ:

I. Открытие мезотермальных полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений наиболее вероятно на юго-востоке Донбасса, ртутных - в полосе, примыкающей к Нагольному Кряжу с запада, телетермальных медных и свинцово-цинковых - на северо-западной окраине Донбасса и в прилегающих к нему районах Днепровско-Донецкой впадины.

2. При поисках телетермальных медных и свинцово-цинковых месторождений в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах следует учитывать не только литолого-стратиграфические поисковые критерии, которые до сих пор служили направляющим началом при поисках. Наряду с литолого-стратиграфическим контролем телетермального оруденe-

ния в пространственном размещении его немаловажную роль должны играть складчатые и разрывные структуры. Значение пликативных нарушений в локализации свинцово-цинкового оруденения видно на примере Славянского купола, где сосредоточены многочисленные свинцово-цинковые рудопроявления. Аналогичная картина наблюдается и в других купольных структурах северо-западной окраины Донбасса и в прилегающих районах Днепровско-Донецкой впадины.

Есть основания предполагать, что наиболее концентрированное и выдержанное по простиранию медное оруденение в Бахмутской котловине будет приурочено к разрывным нарушениям северо-западного, северо-восточного простирания и ослабленным зонам, повторяющим направление складчатости, а также продольных и поперечных сбросов в Донбассе. Именно вблизи таких нарушений, секущих пермские отложения, обеспечивались наиболее благоприятные условия для образования выдержанных по простиранию лентообразных рудных залежей в пределах так называемых серых зон. В связи с этим привлекают внимание признаки линейности в размещении ряда медных рудопроявлений: I) Картамышского-Берестянского (северо-западного направления); 2) Кодемского - Марьяновского - Луганского- Лозовского (северо-западного направления); 3) Покровского - Медной Руды - Горелого Пня (северо-западного направления); Покровского - рудопроявления шурфа № 20 - Южной Долины - Берестянского (северо-восточного направления). Лентообразная минерализованная зона северо-восточного простирания протяженностью свыше 7 км оконтурена по данным бурения в последние годы на Берестянском медном месторождении.

На приуроченность медного оруденения Бахмутской котловины к тектоническим нарушениям обращали внимание даже сторонники гипотезы осадочного происхождения медистых песчаников Бахмутской котловины (Н.Н. Грабянская и др., 1965). Они подчеркивают, что Картамышское и Ямкинское рудопроявления локализованы на крутых крыльях Картамышской мульды, Константиновское рудопроявление расположено вблизи разлома; Выскривка, Клиновское и Кислый Бугор приурочены к флексурным складкам, иногда сопровождающимся разрывами (Клиновское); Покровское, Медная Руда, Горелый Пень также тяготеют к крупной тектонической зоне.

Все это позволяет утверждать, что в Бахмутской котловине скорее можно ожидать открытия не пластовых медоносных залежей

(т.е. широкого площадного распространения), а протяженных ленто-образных, вытянутых вдоль флексурных складок и разрывных нарушений. Ранее же поиски ориентировались на пластовый тип оруденения и, возможно, из-за этого были малоэффективными.

Аналогичная картина должна наблюдаться и в локализации телетермального свинцово-цинкового оруденения, характерного для северо-западной окраины Донбасса и примыкающих к нему районов Днепровско-Донецкой впадины. Здесь возможно нахождение также телетермального флюоритового оруденения, месторождений серы и калийных солей, свойственных передовым прогибам.

3. Все типы гидротермального оруденения на северо-западе Донбасса тяготеют к окраинам Бахмутской котловины, образуя в совокупности, по-видимому, еще не полностью оконтуренный периферический рудный пояс (см. рис. 30), относящийся к категории замкнутых рудных поясов (Князев, 1967в). Замкнутый рудный пояс обрамляет почти на всем протяжении Бахмутскую котловину, соответствующую в региональном структурном плане глубоко опущенному блоку, в основании которого залегают породы карбона, девона и консолидированного докембрийского фундамента. Очертания рудного пояса эллипсовидные, усложненные на востоке коленообразными изгибами. Длинная ось эллипса ориентирована в северо-западном (донецком) направлении; протяженность ее около 150 км, а короткой оси - до 100 км. Восточный сегмент рудоносного пояса отличается широким развитием телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения. Для западного сегмента характерно телетермальное свинцово-цинковое и в меньшей мере ртутное оруденение. В южном сегменте доминирует ртутное оруденение при подчиненном развитии телетермального медного.

Концентрация оруденения по периметру Бахмутской котловины обусловлена наличием краевых расколов в ее фундаменте, послуживших рудоподводящими каналами. Именно в пределах намеченного замкнутого рудного пояса и следует сосредоточить первоочередные поисковые работы на медь, свинец, цинк, ртуть и флюорит.

СОВЕТСКИЕ КАРПАТЫ

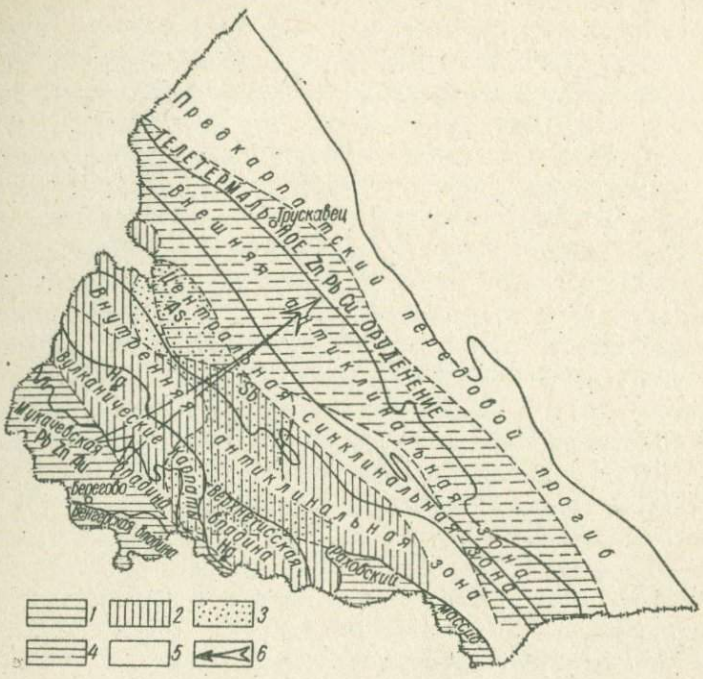
Эндогенное оруденение рассматриваемого региона связано с неогеновым экструзивно-эффузивным вулканизмом, проявившимся на об-

ширной территории юго-западнее внутренней зоны Карпат, включая смежные районы Румынии (Онческу, 1960; Данилович 1966). Для этой территории характерно полиметаллическое, золото-полиметаллическое, ртутное, баритовое, мышьяково-сурьмяное, а также телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение.

Большинство гидротермальных месторождений образовалось в заключительный этап вулканической деятельности, что подтверждается наличием соответствующей рудной минерализации в андезитах бужорской свиты верхнеплиоценового возраста (Мерлич, 1957).

В поперечном направлении советского сектора Карпатской складчатой области, с продвижением с юго-запада на северо-восток, установлена последовательная смена нескольких типов гидротермального оруденения (рис. 31), во многом напоминающая региональную рудную зональность в Донбассе (см. рис. 30). На юго-западной окраине Закарпатья доминирует полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, локализованное в сарматских осадочно-эффузивных и отчасти в более древних образованиях (Раховский массив). Северо-восточнее полосы распространения полиметаллического оруденения, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды неогеновых вулканогенных образований и внутренней антиклинальной зоны Карпат, преобладает ртутное оруденение. Далее к северо-востоку, в Петровской зоне флишевых Карпат, оно уступает место сурьмяно-мышьяковому оруденению актинолит-реальгар-аурипигментовой формации.

И, наконец, еще северо-восточнее вдоль внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат, параллельно полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудным зонам, следует полоса распространения телетермального медного (медистые песчаники) и свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к третичным отложениям. Типичным представителем этого типа оруденения может служить Трускавецкое полиметаллическое месторождение (Генкин, Щедрин, 1964). Четко локализуясь в пределах Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат, телетермальное свинцово-цинковое оруденение занимает в намеченной рудной зональности закономерное замыкающее


Предкарпатский передовой прогиб
Телетермальное Zn Pb Cu оруденение
Внешняя
Центральная
Внутренняя
Синклинальная зона
Антиклинальная зона
Синклинальная зона
Трускавец
Дрогобычская
Борислав
Бориславская
Бережаны
Бережанская
Тустановская
Тустановская
Калушская
Калушская
Рожнятовская
Рожнятовская
Надворнянская
Надворнянская
Делятынская
Делятынская
Солотвинская
Солотвинская
Солотвин

телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение хорошо у...дывается в одностороннюю региональную рудную зональность эндогенного происхождения и составляет ее внешнее звено.

В полном соответствии с наблюдаемой последовательной сменой в пространстве полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудных зон происходило и образование соответствующих им продуктивных минеральных ассоциаций в месторождения Закарпатья и Карпат. Наиболее ранним является полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, формировавшееся в два этапа: первый существенно пиритовый и второй - золото-полиметаллический (Князев, 1969а). Во втором этапе по структурам пересечения и замещения установлено две-три близкоодновременные минеральные ассоциации: 1) галенит-сфалеритовую (преобладает); 2) халькопиритовую с подчиненным сфалеритом и 3) пирит-марказитовую. Выявлено три ведущие золотоносные минеральные парагенетические ассоциации: 1) золото-электрум-галенитовую, 2) золото-электрум-сфалерит-халькопиритовую и 3) золото-электрум-кварцевую. Наиболее ранней является первая; вторая и третья близкоодновременны.

С полиметаллическим оруденением тесно связана в пространственном и возрастном отношении баритовая минерализация, в связи с чем некоторые месторождения и рудопроявления являются комплексными барито-полиметаллическими (Бетань).

Следующим по времени проявления является ртутное оруденение (Мерлич, 1959). Установлено, что в Вышковском и других районах Закарпатья ртутное оруденение накладывается на полиметаллическое и отделено от него тектоническими подвижками. Для ртутных рудопроявлений характерны минералы (в порядке выделения): метациннабарит, марказит, горный хрусталь, халцедон, барит, сидерит, кальцит, киноварь и гатчеттит; очень редко встречается антимонит.

К более позднему этапу гидротермальной деятельности относится мышьяково-сурьмяная минерализация, включающая (в порядке выделения) горный хрусталь, антимонит, реальгар, аурипигмент. Спорадически встречаются метациннабарит и киноварь, выделение которых происходило, вероятнее всего, вслед за горным хрусталем (Мерлич, 1957).

Порядок образования перечисленных минеральных комплексов, установленный в полиметаллических, ртутных и сурьмяно-мышьяковых месторождениях, повторяется чередованием зон их доминирующего рас-

пространения в пространстве. Очевидно и в данном районе региональная рудная зональность предопределена закономерной направленностью развития рудного процесса во времени и пространстве. Аналогичная последовательность проявления полиметаллического, ртутного и сурьмяно-мышьякового типов оруденения свойственна многим рудным провинциям и отдельно взятым месторождениям. Отсюда напрашивается вывод о принадлежности всех типов оруденения, составляющих в совокупности региональную рудную зональность рассматриваемого региона, к единой эволюционной гидротермальной рудной серии, конечным звеном которой является наиболее низкотемпературное и удаленное от магматического очага телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение.

В этой связи приобретает особое значение подмеченная М. Кутаном (1949) поступательность в развитии неогенового вулканизма в восточных Карпатах. Вулканическая деятельность на юго-западе Закарпатья, в Берегово-Баямарской зоне, происходила в тортон-нижнесарматское время. В следующей же к северо-востоку Выгорлат-Гутинской зоне вулканические излияния начались в нижнем сармате и продолжались в паннон-левантинское время. Отсюда видно, что центры вулканизма в неогеновое время перемещались в направлении с юго-запада на северо-восток. В ходе этого процесса изменялся и состав изливавшихся лав от преимущественно липаритового (более раннего) на юго-западе (Береговское Холмогорье) до андезито-базальтового на северо-востоке (Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда). Коль скоро направление миграции неогеновой вулканической деятельности совпадает с последовательностью проявления неогенового гипогенного оруденения в пространстве и времени, естественно, напрашивается вывод о том, что наблюдаемая региональная рудная зональность предопределена миграцией в этом же направлении очагов вулканизма, с которыми генетически связано оруденение.

Установленная М. Кутаном в Восточных Карпатах миграция центров неогенового вулканизма, с которым генетически связано эндогенное оруденение, в направлении с юго-запада на северо-восток (т.е. в направлении миграции неогенового эндогенного оруденения) совпадает с направлением миграции третичных морских прогибов в заключительные стадии формирования восточного сектора Карпатской геосинклинали (Богданов, 1949). В процессе своего развития они постепенно отступали от Карпатской геосинклинали в сторону Пред-

карпатского передового прогиба, как бы накатываясь на юго-западный край Восточно-Европейской платформы (рис. 32). Направление миграции неогеновой вулканической деятельности и третичных морских прогибов совпадает с последовательностью проявления и чередования различных типов неогенового эндогенного оруденения в пространстве, что опять-таки свидетельствует о том, что региональная рудная зональность обусловлена поступательным развитием тектоно-магматических процессов с юго-запада на северо-восток.

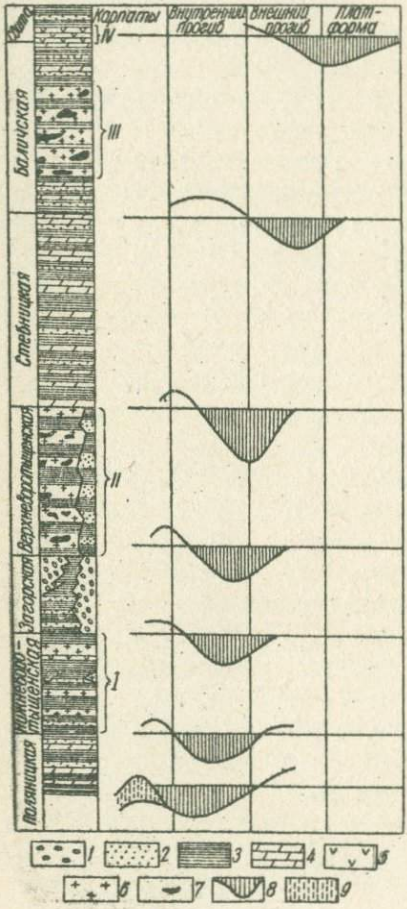


Рис. 32. Разрез неоген-палеогеновых Предкарпатского прогиба (по А.А.Богданову, 1949).

1-конгломераты, 2-пески, 3-глины, 4-мергели, 5-гипсы, 6-галит, 7-калийные соли, 8-местоположение осадкообразования, 9-начальная стадия прогибания; I-IУ-галогенные формации.

Телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение в рассматриваемом регионе слабо изучено и поиски его проводились эпизодически лишь в отдельных пунктах (Трускавецкие свинцово-цинковые рудопроявления). В сущности, данный регион остается в этом отношении еще "нетронутым", хотя его без колебаний можно причислить к числу наиболее перспективных на телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение на Украине.

Свинцово-цинковое телетермальное оруденение, согласно намеченной региональной рудной зональности, тяготеет к внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба и прослеживается (по ореолам рассеяния и рудопроявлениям свинца и цинка) почти на всем его протяжении от границы с Румынией на юго-востоке до границы с Польшей на северо-западе. Наиболее перспективными являются окрестности г. Трускавца, Коломии, Яремчи и Старого Самбора. Здесь необходимо в первую очередь провести поисковые работы на свинец и цинк. В последующем поисками следует охватить всю Предкарпатскую зону распространения телетермального свинцово-цинкового оруденения.

По отношению к медному телетермальному оруденению свинцово-цинковое оруденение несколько смещено к северо-востоку, в сторону Внешней зоны Предкарпатского передового прогиба. Полоса распространения медного оруденения охватывает Внутреннюю зону Предкарпатского передового прогиба и внешнюю антиклинальную зону Карпат. Наиболее перспективными на медь являются: 1) северо-западная окраина Прикарпатья, начиная от г. Скола на юго-востоке до г. Турка на северо-западе и 2) окрестности г. Надворная. Опоискования на медь заслуживает вся Внутренняя зона Предкарпатского передового прогиба и внешняя антиклинальная зона Карпат.

КРЫМ

В Крыму сравнительно широко проявлены ртутная и свинцово-цинковая минерализация. В горной его части в нескольких районах выявлены шлиховые ореолы рассеяния галенита, сфалерита, киновари, золота, висмута, а также оконтурены спектрометаллометрические ореолы свинца, цинка, ртути. Установлено несколько коренных рудопроявлений ртути и полиметаллов. Известны единичные находки халькопирита и барита, представляющие лишь минералогический интерес. Возраст оруденения считается позднекиммерийским, но он может ока-

заться и альпийским, поскольку первичные ореолы ртути выявлены на территории распространения нижне- и верхнемеловых отложений (бассейн р. Альмы).

Ранее уже отмечались признаки региональной зональности в размещении гидротермальной сульфидной минерализации в Горном Крыму (Булкин и др., 1964). Установлено, что в направлении с севера на юг как в коренных рудопроявлениях, так и в шлихах уменьшается количество киновари при заметном увеличении роли галенита, сфалерита, а на самом юге халькопирита. Это позволило выделить две зоны сульфидной минерализации – северную, с преобладанием киновари, и южную, характеризующуюся киноварь-галенит-сфалеритовой минерализацией. С продвижением к югу изменяется окраска сфалерита от медово-желтой до темной и даже черной. Наблюдаемая зональность сульфидной минерализации предположительно связывалась с различием глубины эрозионного среза в южной и северной частях Крымских гор.

На прогнозно-металлогенической карте (Князев и др., 1968) общая картина рудной зональности в Крыму существенно детализирована. Свинцово-цинковая минерализация, судя по первичным и вторичным ореолам рассеяния галенита и сфалерита, металлометрическим аномалиям и единичным коренным рудопроявлениям, тяготеет к Южнобережной полосе в интервале от Алупки на юго-западе до Судака на северо-востоке; галенит и сфалерит установлены в шлихах также в бассейнах верхнего течения Альмы, Бельбека, Салгира. Вблизи Алуштинского перевала находятся два полиметаллических рудопроявления.

Ртутная минерализация преобладает в полосе широтного простирания от северо-западного колена р. Альмы на западе до горного массива Кара-Дага на востоке. К этой полосе приурочены все известные рудопроявления ртути и наиболее значительные шлиховые ореолы киновари. Ареал распространения ртутной минерализации на юге частично охватывает и территорию проявления свинцово-цинковой минерализации (окрестности г. Алушты, с. Приветнинского). Однако в целом, в региональном плане ртутная минерализация по отношению к свинцово-цинковой несколько сдвинута к северу и северо-востоку. Следовательно, в распространении преобладающих типов эндогенного оруденения в Крыму также обнаруживается закономерная последовательность (рис. 33), позволяющая предварительно наметить региональную рудную зональность, сходную в основных чертах с зональностью в Донбассе и Закарпатье.

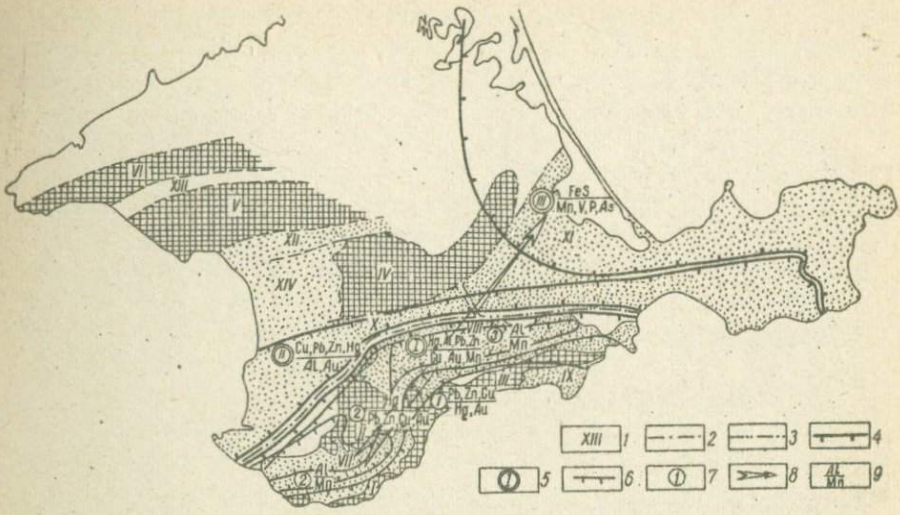


Рис. 33. Металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Крыма (составили Г.И.Князев и О.Р.Кулиненко)

I-главные тектонические структуры: I-Южнобережный антиклинорий, II-Качинский антиклинорий, III-Туакский антиклинорий, IУ-Симферопольское поднятие с Новоцарицинским валом, У-Новосаловское поднятие, УI-Тарханкутский вал, УII-Юго-Западный синклинорий, УIII-Восточно-Крымский синклинорий, IX-Судакский синклинорий, X-Битакский прогиб, XI-Индоло-Кубанский краевой прогиб, XII-Калиновский прогиб, XIII-Донузлаво-Войковский прогиб, XIУ-Альминская впадина; 2-граница Битакского прогиба; 3-граница Индоло-Кубанского краевого прогиба; 4-5-границы металлогенических зон и их номера: I-Горно-Крымская, II-Предгорно-Крымская, III-Керченско-Приазовская; 6-7-границы металлогенических подзон и их номера: I-Южнобережная, 2-Балаклава-Старокрымская, 3-Балаклава-Басман-Керменокая, 4-Чатырдаг-Феодосийская; 8-направление миграции тектоно-магматических процессов и эндогенного оруденения в альпийском цикле; 9-металлогеническая специализация зон и подзон (в числителе ведущие рудные компоненты, в знаменателе - сопутствующие).

Для южной, полиметаллической, зоны характерно широкое развитие верхнекиммерийских (альпийских?) интрузивных (Аю-Даг и др.), а также гипабиссальных и дайковых образований. По мере приближения к северным отрогам Крымских гор интрузивная деятельность замет

но ослабевала вплоть до полного прекращения. Интересно, что с продвижением на север и северо-восток от Крымских гор (в сторону Степного Крыма) наблюдается последовательная смена юрских отложений меловыми, палеогеновыми и неогеновыми. Появление более молодых напластований обусловлено отступанием нижне-верхнемеловых и третичных морей к северу. Таким образом, направление изменения состава эндогенной рудной минерализации в Крыму опять-таки совпадает с направлением миграции позднемезозойских и третичных морских прогибов. Очевидно, региональная рудная зональность и здесь обусловлена направленным волновым прогибанием земной коры и связанным с ним поступательным развитием тектоно-магматических процессов.

По особенностям геологического развития в позднем мезозое и кайнозое северные отроги Крымских гор, а также прилегающая к нему часть Степного Крыма и Керченский полуостров в общих чертах сходны со структурами типа передовых прогибов (по отношению к Крымско-Кавказской геосинклинали) и их следует включить в контуры Азово-Кубанского передового прогиба. Согласно намеченной региональной рудной зональности, есть основание предполагать наличие в северной части Крыма и Азово-Кубанском передовом прогибе телетермального свинцово-цинкового и медного оруденения. По аналогии с Предкарпатским и другими передовыми прогибами, здесь можно ожидать открытия месторождений серы и соленосных формаций. Между прочим, на территории Керченского полуострова Н.И. Андрусовым еще в 1887 г. было открыто Чокур-Кояшское месторождение серы, эксплуатировавшееся длительное время и почти полностью выработанное. В последние годы здесь обнаружено еще несколько серопроявлений, что также может служить веским доказательством необходимости проведения в данном районе специальных поисковых работ на самородную серу.

Перспективной на телетермальное свинцово-цинковое и медное оруденение является полоса распространения меловых и палеоген-неогеновых отложений по линии Балаклава-Симферополь-Белогорск-Феодосия, несмотря на то что определенных признаков соответствующего оруденения здесь пока не установлено.

Из намеченной схемы региональной рудной зональности Крыма (см. рис. 33) вытекает еще один, на первый взгляд, неожиданный вывод. Во внешнюю, наиболее удаленную в направлении миграции эн-

догенного оруденения, зону естественно вписываются обширные площади распространения оолитовых железных руд Керченского бассейна. Как это ни парадоксально, но напрашивается вывод, что руды этого бассейна, вероятнее всего, являются не осадочными, а эндогенными сверхудаленными от породившего их эндогенного источника. Можно, конечно, оспаривать данный вывод, полагая, что Керченский железорудный бассейн чисто случайно "попадает" в намеченную односторонню региональную эндогенную рудную зональность. Дальнейшие исследования внесут ясность и в этот вопрос.

Выяснение миграционной природы региональной эндогенной рудной зональности дает ключ к выяснению генезиса оруденения, составляющего зональные рудные серии.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Наиболее типичными и многочисленными представителями класса телетермальных месторождений являются пластовые (стратиформные) медные и свинцово-цинковые. К этому же генетическому типу относятся пластовые месторождения урана, ванадия, флюорита, барита и других полезных ископаемых. Для телетермального оруденения характерно широкое площадное и нередко многоэтажное распространение в стратифицированных толщах, что предопределяет уникальное промышленное значение некоторых месторождений (Джезказган, Катанга, Три-Стейт, Колорадо). Приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам пород принимается рядом исследователей как веское доказательство седиментационного накопления руд, но по этому поводу есть и другие суждения (Яговкин, 1932; Сатпаев, 1932, 1955; Архангельский, Рожкова, 1932; Ньюхауз, 1933; Обручев, 1934; Линдгрен, 1934-1935; *White*, 1942; Домарев, 1948; Бетман, 1949, 1956; Константинов, 1951, 1963; Попов, 1951, 1960; Смирнов, 1952, 1969; Бере, Гейл, Е. Мак Найт, 1953; Беренд, 1953; Динс, 1953; Звижицкий, 1953; *Schneiderhöhn*, 1953; Бетехтин, 1954; Мануилова, 1954; *Garlick*, 1955; *Schiller*, 1957; Вахромеев, 1961; Вольфсон, 1962, 1969; Страхов, 1962; Наркелюн, 1962; Парк, Мак-Дормид, 1966; Богданов, 1966; Князев, 1968д).

Телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение известно как в складчатых, так и в платформенных областях в отложениях

от протерозоя до кайнозоя включительно. Вместе с тем, в пространственно-временном проявлении его обнаруживаются любопытные особенности.

Телетермальные медные и свинцово-цинковые месторождения не характерны для начальных и средних этапов развития складчатых областей и, за редким исключением, не встречаются во внутренних их зонах как эвгеосинклинального, так и миогеосинклинального типов[x]. Они образуются, как правило, в завершающие и конечные этапы формирования складчатых областей, а в пространственном отношении тяготеют к их внешним зонам и примыкающим к ним окраинам платформенных сооружений. Особенно характерно телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение для передовых и перикратонных прогибов (перикратонных опусканий, в понимании Е.В. Павловского, 1959). Таково, например, геотектоническое положение медистых песчаников и пластовых свинцово-цинковых руд в Приуралье, Иркутском амфитеатре, Прикарпатье, Кодаро-Удоканской горной стране, в бассейне Миссисипи - Миссури и во многих других областях. Нередко оруденение прослеживается вдоль внешнего края складчатых областей на протяжении нескольких сотен и даже тысяч километров (в Приуралье - более 1500 км, Коро-Коро в Боливии - 750 км, медный пояс Катанги - свыше 500 км).

Период формирования передовых прогибов совпадает с послеинверсионным и орогенным этапами развития геосинклиналей, когда резко возрастала роль складчато-глыбовых дислокаций. Ранее уже отмечалось, что интенсивные складчато-глыбовые диолокации способствуют отделению насыщенных летучими дериватов магм и рудообразующих растворов, в связи с чем к завершающим этапам формирования складчатых областей приурочено образование подавляющей массы гидротермальных месторождений (Вольфсон, 1969).

В зонах сочленения с платформами и складчатыми областями в передовых и перикратонных прогибах процесс прогибания сопровождался заложением и подновлением глубоких расколов в фундаменте, которые достигали магматических очагов и могли служить рудопод-

x) В складчатых областях, испытавших тектоническую мобилизацию в орогенный и последующие этапы послегеосинклинального развития, телетермальное оруденение локализовано в наложенных впадинах и мульдах.

водящими каналами. Нередко телетермальное оруденение проходит строго параллельно простиранию примыкающих складчатых областей и границам платформ (Прикарпатье), что весьма выразительно подчеркивает связь оруденения с региональными краевыми расколами – зонами повышенной проницаемости. Просекая консолидированное основание платформ, разломы проникали в стратифицированные толщи, выполняющие передовые и перикратонные прогибы. Многие рудоподводящие разломы не достигали дневной поверхности (выклиниваясь, погашаясь по восстанию в слабо уплотненных отложениях), т.е. были слепыми. Это способствовало широкой площадной циркуляции гидротерм в стратифицированных толщах и экстенсивному развитию рудной минерализации в пластах пород, особо благоприятных для рудоотложения по физико-химическим свойствам. Такими породами являются прежде всего пиритоносные песчаники, известняки, аргиллиты и др., широко распространенные в передовых и перикратонных прогибах. Такие породы, во-первых, содержат пиритную серу, необходимую для образования более поздних сульфидов меди, свинца и цинка и других металлов (Князев и др., 1966, 1969). Во-вторых, пириты являются типичными полупроводниками (Иоффе, 1957) и отличаются высокими значениями термоэлектродвижущей силы, электродного потенциала и скорости спада ранней стадии вызванной поляризации, что предопределяет их высокую электрохимическую активность, а следовательно, способность замещаться сульфидами цветных металлов при эндогенном рудообразовании (Карасев и др., 1969). Кроме того, многие природные пириты характеризуются наличием p-n-переходов, имеющих важное значение в явлениях катализа (Волькенштейн, 1960). Все это стимулирует и резко ускоряет электрохимические процессы, протекающие при эндогенном сульфидном рудообразовании (Князев и др., 1966, 1968, 1969). Диссоциируя в гидротермальных растворах, пирит выполняет роль "поставщика" серы для более поздних сульфидов меди, свинца, цинка; когда пирит расходовался полностью и не было других источников серы, накопление сульфидов цветных металлов прекращалось.

Пиритизированные породы из-за проходящих в них электрохимических процессов и относительно высокой электропроводности служат генераторами естественных электрических полей, под действием которых происходит направленная миграция ионов цветных металлов и осаждение сульфидов (Князев и др., 1966в, 1969г). Свинец, цинк,

медь и другие металлы, привносимые гидротермами, находились вероятно в хлоридной и бикарбонатной форме. Источником хлора и углекислоты могли быть соленосные и карбонатные толщи, характерные для передовых и перикратонных прогибов.

Образование пластовых телетермальных сульфидных месторождений могло происходить также в результате слияния металлоносных гидротерм с сероводородсодержащими вадозовыми водами (в том числе с захороненными), находившимися в стратифицированных толщах.

Передовые прогибы в ходе развития, как правило, мигрируют в сторону прилегающих к ним платформам, вовлекая краевые части последних в прогибание. Миграция тектоно-магматических процессов в завершающие этапы развития геосинклиналей к передовым прогибам и обусловливает появление односторонней региональной рудной зональности с последовательным смещением более поздних типов оруденения в направлении передовых и перикратонных прогибов. Именно по этой причине телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение наиболее распространено в передовых и перикратонных прогибах, а также во внешних зонах примыкающих к ним складчатых областей. Реже оно локализовано во впадинах наложенного типа и мульдах, формировавшихся в позднеорогенный этап, но опять-таки преимущественно во внешних зонах складчатых областей (Джезказган, Мансфельд, Верхняя Силезия). В этом случае обнаруживается закономерная приуроченность телетермального свинцово-цинкового и медного оруденения к периферии срединных и консолидированных массивов (Кокчетавский, Чешский, Центральный Французский, см. рис. 4).

Было принято считать, что телетермальное оруденение проявляется территориально несколько обособленно от собственных гидротермальных (более приближенных к магматическим очагам) типов оруденения. Однако в данной работе и предыдущей публикации (Князев, 1968к) показано, что телетермальные свинцово-цинковые месторождения и медистые песчаники в ряде рудных провинций занимают закономерное з а м ы к а ю щ е е положение в эндогенной региональной односторонней рудной зональности (см. рис. 30, 31, 33, 34), что свидетельствует об эндогенном происхождении и этого типа оруденения.

Принципиальная схема зонального размещения месторождений полезных ископаемых с продвижением от складчатых областей в сторону передовых прогибов в рассмотренных регионах такова: I) полиметал-

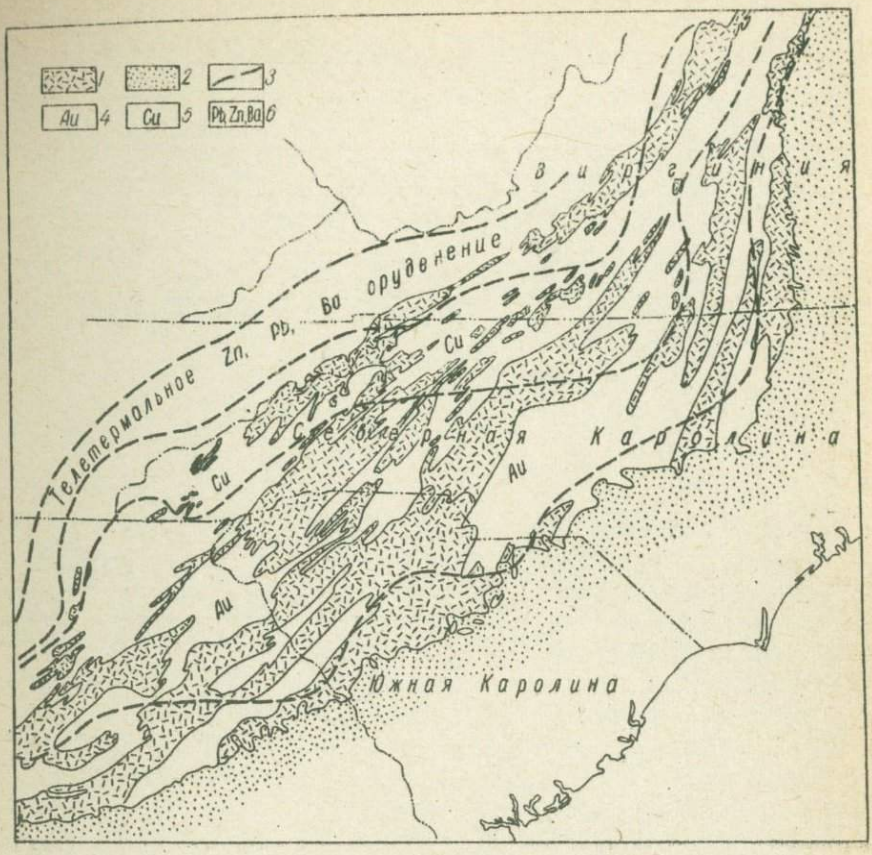


Рис. 34. Региональная рудная зональность в пределах Южного Пидмонта, США (по И.Ф. Парку, Р.А. Мак-Дормиду, 1966, схематизировано).

1-гранитогнейсы, 2-осадочные породы свиты Коустел-Плейн, 3-границы рудных зон, 4-зона распространения золотого оруденения, 5-зона распространения медного оруденения, 6-зона распространения телетермального свинцово-цинкового и баритового оруденения.

лические (*Pb, Zn, Au, Ag* и др.) —o——x)→ 2) ртутные ——→ 3) сурьмяно-мышьяковые антимонит-реальгар-аурипигментовой формации ——→

---

x) ——→ – направление миграции морских прогибов, тектоно-магматических процессов и связанного с ними эндогенного оруденения во времени и в пространстве.

Схема региональной рудной зональности в
к ним складчатых областях на примере

Складчатая область	
Внутренняя зона	Внешняя зона
Мезотермальное полиметаллическое (*Pb, Zn, Au, Ag* и др.) оруденение	Эпитермальное ртутное оруденение
	Эпитермальное мышьяково-сурьмяное оруденение

4) телетермальные медные ——→ 5) телетермальные свинцово-цинковые ——→ 6) каменная и калийная соли ——→ 7) самородная сера. Зоны распространения месторождений первых трех групп приурочены к складчатым областям, четвертой и пятой групп – к внутренним зонам передовых прогибов, шестой и седьмой групп – к внешним зонам передовых прогибов. В Прикарпатье к шестой и седьмой зонам тяготеют также месторождения нефти и газа (таблица 3).

Итак, телетермальные медные и свинцово-цинковые месторождения являются профилирующим типом эндогенного оруденения в передовых и перикратонных прогибах, а также в наложенных впадинах и мульдах во внешних зонах складчатых областей. Металлогеническая специализация передовых и перикратонных прогибов служит ярким примером теснейшей связи определенных типов эндогенного оруденения с определенным тектоническим режимом.

Телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение в ряде рудных провинций занимает закономерное замыкающее положение в эндогенной рудной зональности, и следовательно, является неотъемлемой составляющей частью.

Таблица 3

передовых прогибах и примыкающих Советских Карпат и Донбасса

Передовой прогиб		
Внутренняя зона		Внешняя зона
Телетермальное медное оруденение (медистые песчаники)	Телетермальное свинцово-цинковое оруденение	Каменная и калийная соли, самородная сера, нефть и газ

Выяснение геотектонической позиции телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения, а также пространственно-генетических соотношений его с другими типами гидротермального оруденения на основе расшифровки региональной рудной зональности важно не только в теоретическом, но и в практическом отношении.

Решение этих вопросов обеспечивает возможность научно-обоснованного прогнозирования пространственного размещения различных типов эндогенного оруденения на весьма обширных территориях. Значение региональной рудной зональности для целей прогнозирования было показано на примере Восточного Забайкалья, Советских Карпат, Донбасса и др. Необходимо особо подчеркнуть то обстоятельство, что выявление региональной рудной зональности позволяет предвидеть распространение определенных типов оруденения даже на тех площадях, где они еще не известны, а также в слабообнаженных и закрытых районах.

Для передовых и перикратонных прогибов Украины, как правило, очень слабо изученных в отношении эндогенного оруденения, характерно телетермальное медное (медистые песчаники) и свинцово-цинковое оруденение, завершающее региональную рудную зональность. В аналогичных геотектонических условиях в ряде регионов СССР и за

рубежом находятся крупнейшие телетермальные месторождения меди, свинца и цинка. Исходя из этой закономерности , на Украине можно ожидать выявления соответствующих месторождений в Предкарпатском, Преддонецком, Преддобруджинском передовых прогибах, а также в Волыно-Подольском и Причерноморском перикратонных прогибах. Больше внимания необходимо уделять поискам телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения в передовых прогибах других регионов СССР (Азово-Кубанском, Приверхоянском, Предуральском и др.) вне зависимости от предполагаемых палеоклиматических (аридных и пр.) условий осадконакопления в период формирования названных прогибов. При этом необходимо учитывать, что зоны распространения телетермального свинцово-цинкового оруденения по отношению к медному оказываются несколько сдвинутыми в сторону внешней части передовых и перикратонных прогибов. Для передовых прогибов весьма характерны также месторождения калийных солей и самородной серы, которые нередко прослеживаются параллельно зонам распространения телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения во внешних частях передовых прогибов (Прикарпатье) и которые также являются, вероятнее всего, эндогенными. По аналогии с Предкарпатским прогибом, ближе к зонам распространения телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения скорее всего можно ожидать выявление соленосных отложений (в том числе калийных солей), а несколько далее - сероносных. На северо-западе Донецкого бассейна находки серных месторождений более вероятны в районах, расположенных северо-западнее площади распространения мощных соленосных формаций в Бахмутской котловине и на прилегающей к ней территории Днепровско-Донецкой впадины (прежде всего в купольных структурах).

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Региональная рудная зональность выявлена во многих рудных провинциях как в СССР, так и за рубежом. Еще в начале 30-х годов нашего столетия были намечены рудные пояса в Горном Алтае, Рудном Алтае и Калбе (Нехорошев, 1932, 1958). В 30-40-х годах С.С. Смирновым была выявлена региональная рудная зональность в Восточном Забайкалье. В эти же годы установлено зональное размещение эндогенных месторождений в некоторых зарубежных рудных провинциях (Западные штаты США, В. Линдгрен, 1937; Алжир, Тунис и др., В. Эммонс, 1933).

На металлогенических картах, составленных в последние годы по многим районам СССР, зональное размещение эндогенного оруденения видно на Алтае, в Средней Азии, Закавказье, в Яно-Адычанской, Верхоянской и других рудных провинциях. Вместе с тем приходится констатировать, что региональная рудная зональность специально рассматривалась лишь в отдельных рудных провинциях. Во многих районах она, по-видимому, еще не выявлена из-за недостаточной изученности закономерностей пространственного размещения оруденения. Необходимо особо подчеркнуть, что выявление региональной рудной зональности - задача не простая, требующая всестороннего и углубленного металлогенического анализа в пределах обширных регионов. Выдержанное по простиранию, стройное чередование месторождений в региональной рудной зональности - явление сравнительно редкое. В пространственном размещении отдельных месторождений и даже рудных узлов и районов иногда обнаруживаются отступления от закономерной зональной последовательности оруденения. Часть месторождений расположена вне свойственных им рудных зонах. В некоторых месторождениях и рудных узлах пространственно совмещены различные типы оруденения, характерные для разных рудных зон. На отдельных интервалах из региональной рудной зональности выпадают некоторые типы оруденения. Наиболее обычным отклонением является частичное взаимоперекрытие ареалов распространения различных типов оруденения смежных зон. Например, в Донбассе и Советских Карпатах наблюдается частичное взаимоперекрытие контуров распространения золото-полиметаллического и ртутного оруденения. В Закарпатье в пограничной части зон распространения ртутного и золото-полиметаллического оруденения установлено совмещение этих типов оруденения в пределах одного рудного узла (Вышковский район). Совмещение нескольких типов оруденения, присущих разным звеньям региональной рудной зональности, наблюдается во многих рудных узлах в Восточном Забайкалье. Такие примеры сближенного проявления нескольких типов оруденения, свойственных различным рудным зонам, могут быть вызваны наличием долгоживущих рудоподводящих каналов, а также явлением телескопирования. Особенно часто наблюдается взаимоперекрытие и совмещение поздних типов оруденения (полиметаллического, ртутного, флюоритового), склонных к экстенсивному распространению.

Выделение региональной рудной зональности в некоторых районах проводится без надлежащего обоснования и сводится к формальному перечислению различных типов оруденения, свойственных разновозрастным структурно-фациальным зонам тех или иных складчатых областей. В опубликованных в последние годы металлогенических работах встречаются описания региональной рудной зональности (Урала, Кавказа, Украинского щита и др.), включающей резко разновозрастные типы эндогенных рудных месторождений, иногда принадлежащих даже к различным металлогеническим эпохам. Такое объединение резко разновозрастных и генетически разнородных типов оруденения является искусственным и не проясняет, а наоборот, запутывает истинную картину региональной рудной зональности.

Отдельные звенья региональной рудной зональности, в силу различных неблагоприятных причин, нередко проявляются в ослабленном, "заглушенном" виде, либо их вообще нет. Не исключена возможность наложения поздней рудной зональности на более древнюю, связанную с предшествующим тектоно-магматическим циклом. При этом наложение могло быть не только параллельным, но и перекрестным и даже встречным, что значительно усложняло рудную зональность. Такое наложение рудной зональности двух или нескольких этапов должно быть свойственно металлогеническим провинциям с полициклическим развитием (Казахстан, Кавказ, Средняя Азия).

Некоторые типы месторождений, тяготеющие к определенным зонам, могли быть частично, либо полностью уничтожены в результате глубокой эрозии рудных районов; другие, напротив, еще не вскрыты эрозией, либо перекрыты молодыми напластованиями. Все это, естественно, затрудняет выявление региональной рудной зональности.

Наиболее четко зональное размещение эндогенного оруденения обнаруживается в молодых складчатых областях, преимущественно альпийских и киммерийских, значительно реже - в герцинских и совсем редко - в каледонских. Региональная рудная зональность, как правило, бывает о д н о с т о р о н н е й с последовательной сменой в одном направлении гипо-, мезо-, эпи- и телетермальных месторождений. В некоторых рудных провинциях завершающими в такой зональности являются месторождения самородной серы, марганцевые (карбонатные и окисные) и оолитовые железные руды (Прикарпатье, Крым), что может служить косвенным подтверждением их гидротермального происхождения. Такие сверхудаленные от магматических

источников месторождения автор предлагает называть т р а н с - т е р м а л ь н ы м и. Трансгермальное оруденение тяготеет к внешним зонам передовых прогибов; оно также характерно для перикратонных прогибов и склонов щитов (в платформенном чехле). Не исключено, что отложение рудных минералов в таких месторождениях происходило из охлажденных растворов в отличие от телетермальных месторождений, температура образования которых достигает 100° и выше (Ньюхауз, 1933).

Для месторождений, образующих регионал.ьную рудную зональность , характерна принадлежность к единой гидротермальной серии оруденения, т.е. их генетическое родство (в понимании С.С. Смирнова, 1944). Региональная рудная зональность, как правило, проявляется только в период одного тектоно-магматического цикла (в пределах одной рудной провинции), и составляющие ее месторождения принадлежат одной металлогенической эпохе. На примерах Восточного Забайкалья, Советских Карпат и Донбасса показано, что региональная рудная зональность является отражением направленного развития тектоно-магматических процессов в заключительные этапы формирования складчатых областей. Закономерное смещение более поздних типов эндогенного оруденения в пространстве, параллельное и синхронное поступательному развитию тектоно-магматических процессов, и обусловливает зональное размещение эндогенного оруденения. При этом зональное размещение различных типов оруденения в пространстве в общих чертах повторяет последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях (Князев, Красников, 1967д).

Высказывались предположения, что порядок кристаллизации минералов в гидротермальных месторождениях контролируется температурой и давлением, растворимостью и летучестью соответствующих соединений, режимом серы и кислорода, кислотностью и щелочностью гидротерм и т.д. Поскольку гидротермальные растворы являются типичными электролитами и перенос металлов протекает при участии природных электрических токов (Князев, Сейфуллин, 1966), на последовательность выделения металлов из гидротерм решающее влияние должны оказывать их электрохимические свойства. Обращает внимание близкое совпадение последовательности выделения элементов с последовательностью по величине их электродных потенциалов, а также по величине ионных потенциалов и электростатической валентности (Князев и др., 1968в).

Порядок кристаллизации сульфидов, обладающих термоэлектродвижущей силой и электродным потенциалом, обнаруживает зависимость от ее знака и величины. Замещаемый и замещающий сульфиды обладают, как правило, обратным знаком термоэлектродвижущей силы и электродного потенциала (Князев, 1967; Карасев и др., 1969). Более ранние минералы обладают максимальными (положительными) их значениями.

Закономерная миграция в определенном направлении более поздних типов оруденения нередко проявляется на сравнительно коротком расстоянии, даже на территории отдельно взятых рудных полей. Так, в Кансайском рудном поле Ф.И. Вольфсон (1947) выделил четыре типа последовательно формировавшихся месторождений: скарновые медно-магнетитовые, скарновые полиметаллические с вкрапленными рудами, скарновые полиметаллические массивные и полиметаллические с незначительным количеством скарновых минералов, либо без них. Подмечено, что в пределах рудного поля перечисленные типы месторождений располагаются в такой же последовательности, сменяя друг друга в направлении с востока на запад. Выявленную рудную зональность Ф.И.Вольфсон объясняет прерывистым (стадийным) проявлением оруденения на фоне последовательного приоткрывания рудоконтролирующих структур.

Аналогичная рудная зональность выявлена в Кличкинском рудном поле (Восточное Забайкалье). Здесь на расстоянии 5 км в направлении с северо-запада на юго-восток прослежена такая смена типов оруденения. Преобладающие на северо-западе рудного поля мышьяково-полиметаллические руды в направлении к юго-востоку сменяются существенно полиметаллическими. Последние с продвижением к юго-востоку уступают место флюоритовым месторождениям; далее к юго-востоку выявлены кварцево-антимонитовые жилы, как бы замыкающие цепь рудопроявлений. Образование упомянутых типов руд происходило примерно в такой же последовательности.

В Хапчерангинском рудном поле (Восточное Забайкалье) на протяжении нескольких километров наблюдается чередование различных типов оруденения в направлении с севера на юг: редкометальное грейзеновое, вольфрамовое и оловянное (кварцево-вольфрамитовой и кварцево-касситеритовой формаций), мышьяково-оловянное, олово-полиметаллическое, полиметаллическое, сурьмяное. Наблюдаемой смене типов руд в пространстве отвечает примерно аналогичная последовательность формирования их во времени (от ранних грейзеновых квар-

цево-берилловых и кварцево-вольфрамитовых до наиболее поздних кварцево-антимонитовых). Некоторые исследователи полагают, что чередование различных типов оруденения соответствует горизонтальной рудной зональности относительно Хапчерангинского штока гранитоидов киммерийского возраста, расположенного на севере рудного поля. Однако признаков отчетливо выраженной концентричности в размещении различных типов оруденения вокруг Хапчерангинского интрузива нет.

Большинство описанных ранее примеров первичной рудной зональности вокруг интрузивов в действительности не соответствуют представлению о "концентрическом" размещении различных типов руд, так как изменение состава оруденения в них проявляется чаще всего лишь в каком-либо одном направлении. В рассмотренном В.И.Смирновым (1954) случае зонального размещения оруденения вокруг Кумыштагского гранитного интрузива (рис. 35) отчетливо видно чередование различных типов оруденения с продвижением от северной окраины интрузива к югу. В северном экзоконтакте и в контурах массива развиты пегматитовые жилы; в южном экзоконтакте - пирротиновые, халькопирит-пирротиновые и халькопиритовые жилы; далее к югу - арсенопиритовые и скарновые с вольфрамом, молибденом, мышьяком; еще южнее - полиметаллические и кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом. Единичные находки последних известны также в пределах зоны преимущественного распространения пирротиновых и халькопирит-пирротиновых руд. Подобного чередования перечисленных типов оруденения на севере, востоке и северо-западе интрузива не отмечено. Поэтому о концентричности в размещении оруденения относительно интрузива в данном случае говорить не приходится. По-видимому, наблюдаемую зональность правильнее объяснять поступательным развитием рудного процесса, со смещением более поздних типов оруденения в направлении с севера на юг.

Подобного же типа односторонняя первичная рудная зональность установлена в округе Уайт-Пайн, США и в Гарце, ФРГ (рис. 36). Здесь рудоносные зоны также смещаются в одну сторону от интрузивов.

В смене состава оруденения в региональной рудной зональности Восточного Забайкалья и некоторых других регионов обнаруживается сходство с последовательностью рудных "концентров" первичной рудной зональности (Эммонс, 1933, 1937; С.С. Смирнов, 1937; Вольфсон,

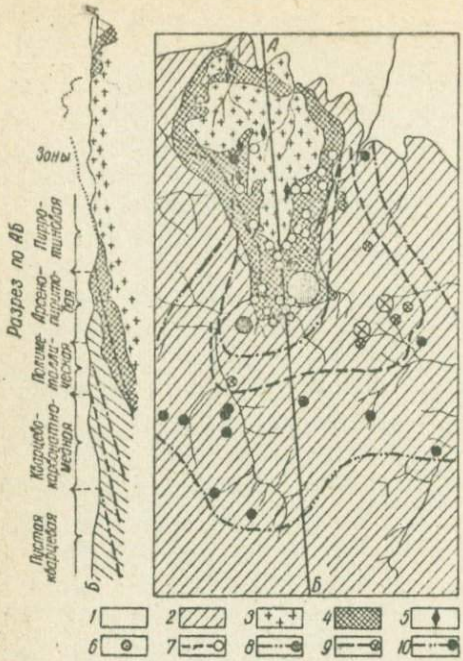


Рис. 35. Зональное размещение месторождений относительно гранитного массива (по В.И. Смирнову).

1-неоген-палеогеновые и четвертичные отложения, 2-нижнепалеозойские породы, 3-граниты, 4-роговики, 5-пегматитовые жилы, 6-визувиано-гранатовые скарны с шеелитом, молибденитом, арсенопиритом и висмутином, 7-пирротино-халькопиритовые жилы, 8-арсенопиритовые жилы, 9-полиметаллические жилы, 10-кварцево-карбонатные жилы с халькопиритом и галенитом.

1949, 1965; Королев, 1949; Бэтман, 1949; Билибин, 1951; В.И.Смирнов, 1952, 1965; Бетехтин, 1953; Парк, 1955; Вахромеев, 1961; Парк, Мак-Дормид, 1966). Это наталкивает на мысль о том, что причины возникновения региональной и первичной зональности относительно интрузивов должны быть, в принципе, общими. Иными словами, односторонняя рудная зональность, как региональная, так и локальная, является миграционной и предопределена закономерным смещением в пространстве последовательно образовавшихся типов руд.

Объяснение первичной концентрической рудной зональности С.С. Смирновым (1937) давалось с позиций гипотезы о пульсационном поступлении постмагматических выделений из глубинного очага. Согласно этой гипотезе, магматический очаг по мере остывания выделяет неодинаковые по составу и термодинамическому режиму рудоносные флюиды. Последние поступают в окружающие породы через определенные интервалы времени - в моменты активизации тектонических движений, когда происходит приоткрывание рудоподводящих и рудоконтролирующих каналов. Предполагается, что пульсирующее отделение различных продуктов на фоне центробежного приоткрывания трещин (в стороны от интрузива) вызывает появление концентров с

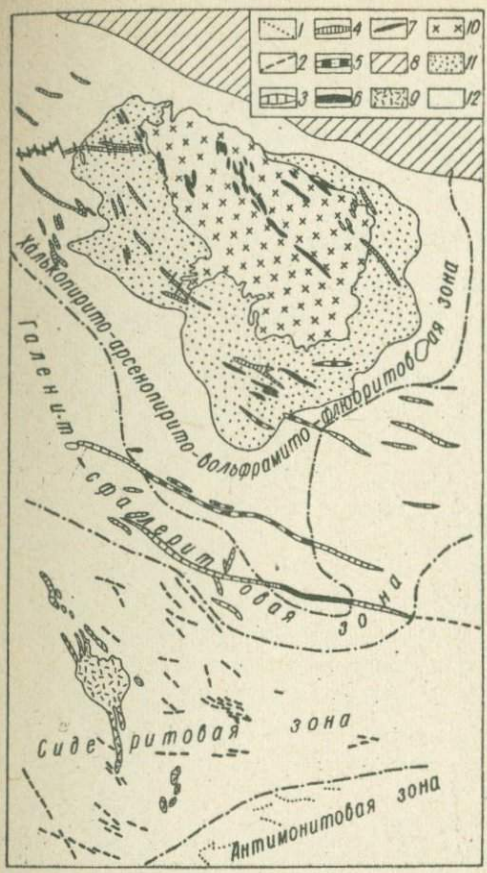


Рис. 36. Односторонняя рудная зональность относительно гранитного штока Рамберг в Гарце, Германия (по Циссарсу): Месторождения и рудопроявления: 1-антимонитовые, 2-сидеритовые, 3-галенит-сфалеритовые, 4-пирит-халькопирит-сфалеритовые, 5-флюоритовые, 6-вольфрамовые, 7-арсенопиритовые, 8-жесткий массив (форланд) Гарца, 9-порфир, 10-гранит, 11-контактовая зона, 12-нерасчлененный палеозой.

различными месторождениями. Правда, такие концентры встречаются крайне редко, на что уже обращали внимание С.С. Смирнов (1937) и др.[x].

---

x) А.М. Бетман (1949), полемизируя с Х.В. Эммонсом (1937) по по воду концентрической рудной зональности, отметил, что в этом вопросе "... встречается настолько много противоречий, что возникает сомнение, является ли зональное расположение (месторождений - Г.К.) чем-то большим, чем идеальное предположение".

Если пульсационную гипотезу С.С. Смирнова, разработанную применительно к первичной концентрической рудной зональности относительно интрузивов, дополнить положением о влиянии поступательного развития тектоно-магматических процессов во времени и в пространстве, то региональную рудную зональность можно интерпретировать как закономерное смещение более поздних типов эндогенного оруденения, параллельное и синхронное поступательному смещению тектоно-магматических процессов.

Глава VI. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Конечной целью регионального металлогенического анализа является выявление закономерностей распространения месторождений полезных ископаемых. Знание закономерностей размещения оруденения обеспечивает возможность научно обосновать прогнозирование, а следовательно, и повышение эффективности поисковых и поисково-разведочных работ. Именно в этом состоит большое прикладное значение металлогенических исследований. Однако значение металлогенического анализа не исчерпывается прогнозными целями. Изучение закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых состоит в выяснении условий возникновения оруденения, т.е. поведения его во времени и в пространстве с учетом истории геологического развития рудных провинций. Познавая условия образования месторождений, мы тем самым приближаемся к объяснению причин появления оруденения. Следовательно, металлогенический анализ способствует развитию учения об условиях образования полезных ископаемых. В этом состоит важное научное значение металлогенических исследований.

Приоритет в металлогенических исследованиях принадлежит советским геологам. Среди них следует отметить труды первых металлогенистов – А.Е. Ферсмана, С.С. Смирнова, В.П. Нехорошева, внесших большой вклад в разработку основ металлогенического анализа, выяснение региональной рудной зональности, металлогеническое районирование ряда рудных провинций СССР и отчасти зарубежных территорий (например, концепция С.С. Смирнова о Тихоокеанском рудном поясе и его зональности). Ю.А. Билибину и его коллегам по ВСЕГЕИ А.И. Семенову, Г.С. Лабазину, В.И. Серпухову и др. принадлежит основная заслуга в разработке принципов регионального металлогенического анализа. Е.Т. Шаталов, А.В. Орлова и другие со-

трудники ИГЕМ в течение многих лет занимались разработкой методики составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Следует особо отметить важное значение работ К.И. Сатпаева, коллектива геологов Института геологии Академии наук КазССР и Министерства геологии КазССР – авторов первой региональной металлогенической карты Центрального Казахстана, коллектива геологов Уральского геологического управления, составивших оригинальную, предельно насыщенную фактическим материалом металлогеническую карту Урала. Существенный вклад в познание металлогении внесли также геологи закавказских и среднеазиатских союзных республик, а также Восточной Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока.

Металлогенические исследования на территории щитов и платформ проводили Н.П. Семененко, Я.Н. Белевцев, Н.Г. Судовиков, Ю.Г. Старицкий, Ю.К. Дзевановский, Т.Н. Спижарский, Т.Н. Билибина и др. Составлены мелкомасштабные прогнозно-металлогенические карты по некоторым щитам и обширным районам платформ (Украинский щит, северо-восток и другие регионы Сибирской платформы). Многие исследователи справедливо подчеркивают своеобразие металлогении щитов и платформенных областей, выражающееся как в специфике ведущих полезных ископаемых, так и условий рудообразования, необычных для молодых складчатых областей.

Н.Г. Судовиков, Я.Н. Белевцев и др. придают большое значение ремобилизации, миграции и концентрации рудных компонентов под влиянием процессов ультраметаморфизма и гранитизации, получивших необычайно широкое развитие в докембрийских щитах. Так, анализируя особенности металлогении Украинского щита, Я.Н. Белевцев (1964) приходит к выводу: "Накопление металлов происходило в терригенных, хемогенных и вулканогенных осадках с последующей концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме и образованием подавляющей части промышленных месторождений". Наибольшее количество рудных месторождений, по его мнению, "... располагается среди узких синклинориев метаморфических пород, развившихся из внутригеосинклинальных областей нижнего протерозоя" и "... из геосинклинальных рвов позднеархейского цикла". Признается, что собственно гидротермальное оруденение, генетически связанное с интрузивами, на территории щитов играет подчиненную роль, что, по мнению автора, неправильно.

Большая часть металлогенических исследований до сих пор ка-

салась последокембрийских складчатых сооружений. Значительно меньше металлогенически исследованы докембрийские щиты. Поэтому принципы и методы металлогенического анализа разработаны наиболее полно применительно к последокембрийским складчатым областям. Что же касается докембрийских щитов, то многие вопросы металлогении и методика составления прогнозно-металлогенических карт еще слабо освещены. Это вызвано, прежде всего трудностью расшифровки истории геологического развития докембрийских подвижных поясов из-за сильного проявления в докембрии процессов метаморфизма и гранитизации, а также по причине их глубокой денудации. В условиях щитов остается еще во многом неясным геотектонический режим формирования подвижных зон (в особенности на ранних, архейских и нижнепротерозойских стадиях). Нет единства во взглядах о направленности и этапности геотектонического развития докембрийских подвижных поясов, на чем базируется металлогенический анализ в послепротерозойских складчатых областях. Есть серьезные расхождения в трактовке геотектонической природы крупнейших складчатых сооружений щитов (валлоподобные и куполообразные инфраструктуры, синклинорные и моноклинорные структуры). До самых последних лет недооценивалось значение складчато-глыбовых дислокаций в орогенный и более ранние этапы развития щитов, не анализировалось, в сущности, их влияние на рудообразование и пространственное размещение оруденения. Много спорных вопросов остается в трактовке стратиграфии метаморфических толщ и условий образования их субстрата, в возрастных подразделениях интрузивных пород, в количестве выделяемых фаз метаморфизма, гранитизации и их роли в рудообразовании. Не ясен возраст и генезис многих типов оруденения, что делает условным отнесение их к определенным этапам формирования подвижных поясов и причисление к тем или иным формационным типам, а это является одним из главных содержаний рудной нагрузки в большинстве составленных металлогенических карт.

Подчеркивая специфические особенности геологического развития докембрийских щитов, некоторые исследователи ставят под сомнение возможность параллелизации геотектонического режима в докембрийских и послепротерозойских поясах и даже отрицают существование типичных геосинклиналей в докембрийских щитах, в особенности, на ранней, так называемой, нуклеарной, стадии развития земной коры. Между тем, в качестве основного принципа металлогени-

ческого анализа многие исследователи выдвигают периодизацию геосинклинального режима (начальные, ранние, средние, конечные этапы) и типизацию геосинклиналей (эвгео-, миогеосинклинали и др.). Поскольку эти основные положения геосинклинальной концепции применительно к докембрийским щитам разработаны еще неудовлетворительно, опираться на них при металлогеническом анализе и районировании преждевременно. Предпринятые попытки металлогенического анализа с таких позиций в условиях Украинского щита (Белевцев, 1964, 1967), хотя и привели к ряду интересных выводов (значение метаморфизма и гранитизации в рудообразовании, выделение структурно-фациальных зон и др.), но не позволили вскрыть каких-либо принципиально новых закономерностей в пространственном размещении оруденения. Для последователей геосинклинальной концепции характерна недооценка выяснения и отражения на металлогенических картах складчато-глыбового строения щитов, предопределяющего общие закономерности размещения оруденения. Впрочем, мало внимания уделяется этим структурам и при металлогенических исследованиях в послепротерозойских складчатых областях. Геологи-металлогенисты пока еще мало вникают в содержание классических работ академиков В.А. Обручева и А.В. Пейве, в которых великолепно показано дискретное складчато-глыбовое строение земной коры.

При металлогеническом анализе необходимо учитывать такие основные принципы и методические положения.

1.Мелкомасштабные прогнозно-металлогенические карты обзорные. На них удается отразить лишь общие региональные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Поэтому металлогенический анализ нацеливается на выяснение рудоконтролирующего влияния геологических структур регионального порядка. Наиболее крупным металлогеническим подразделением на составляемой прогнозно-металлогенической карте будут являться металлогенические провинции, оконтуриваемые на основе тектонического районирования и с учетом их металлогенической специализации. В качестве примера приводим тектоно-металлогеническое районирование Украины (рис. 37).

В порядке соподчиненности основными металлогеническими подразделениями на карте должны служить замкнутые и фрагментарные рудные пояса, их сегменты, протяженные металлогенические зоны линейного типа, и наконец, рудные узлы. Более дробные металлогенические подразделения на обзорных прогнозно-металлогенических

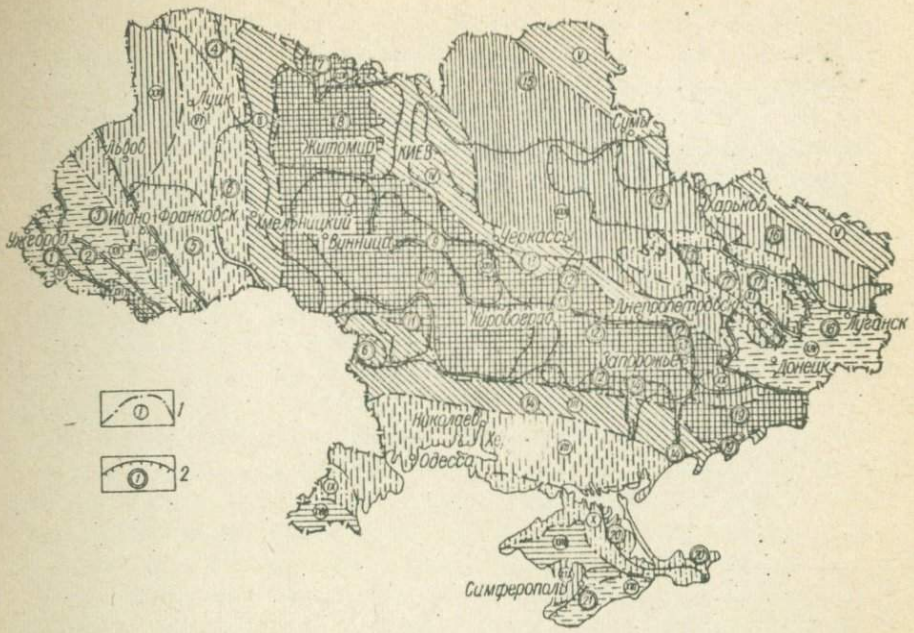


Рис.37. Тектоно-металлогеническое районирование Украины. Границы и номера: I-тектонических элементов, 2-металлогенических провинций. I - Украинский щит (и его склоны) - цифры на карте: П - западный, Ш-юго-западный, IУ-северо-восточный; У-юго-западный склон Воронежского массива; УI-Волыно-Подольский перикратонный прогиб (Волыно-Подольская плита); УП-Причерноморский перикратонный прогиб (Причерноморская впадина); УШ-Предкарпатский передовой прогиб; IX-Преддобруджинский передовой прогиб; X-Азово-Кубанский передовой прогиб; XI-Преддонецкий передовой прогиб; XП-Карпатская складчатая область; XШ-Крымская складчатая область; XIУ-Донецкая складчатая область; XУ-Закарпатская внутренняя впадина; XУI-Раховский срединный массив; XУП-Добруджинское поднятие; XУШ-Симферопольско-Евпаторийское поднятие; XIX-Альминская наложенная впадина; XX-Конкско-Ялынская наложенная впадина; XXI-Галицко-Волынская синеклиза (Галицко-Волынская впадина); XXП-Болтышская наложенная впадина; XXШ-Овручская наложенная впадина; XXIУ-Днепровско-Донецкая впадина. 2-Металлогенические провинции (цифры на карте): I-Закарпатская; 2-Карпатская; 3-Предкарпатская; 4-Волынская; 5-Приднестровская; 6-Подольская; 7-Овручская; 8-Коростенская; 9-Корсуньская; 10-Побужская; II-Среднепобужская; 12-Среднеприднепровская; 13-Приднепровская; 14-Причерноморская; 15-Полесская; 16-Северодонецкая; 17-Преддонецкая; 18-Донецкая; 19-Приазовская; 20-Кзрченская, 21-Крымская.

картах, как правило, показать не представляется возможным.

2. Составлению мелко- и среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт обычно предшествует подготовка специализированной геологической основы. Такой основой могут служить тектоническая или структурно-формационная карты, на которых, наряду с общепринятой геологической информацией, должно быть отражено складчато-глыбовое строение исследуемых рудных провинций и районов. Первостепенное значение тектоники в изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых справедливо подчеркивали М.А. Усов (1939), А.В. Пэк (1939, 1947), В.А. Обручев (1946), Ф.И. Вольфсон (1953), А.В. Пэйве (1956б), В.М. Крейтер (1956), Н.П. Херасков (1967), Ю.А. Косыгин (1969) .

Расшифровка складчато-глыбового строения докембрийских щитов и молодых складчатых областей приобретает первостепенное значение для выяснения региональных закономерностей размещения эндогенного оруденения, поскольку эффузивный и интрузивный магматизм и связанные с ним процессы рудообразования протекают на фоне складчато-глыбовых дислокаций. Межглыбовые и межблоковые ослабленные зоны наиболее проницаемы для магматических расплавов и постмагматических флюидов. Повышенная проницаемость межглыбовых зон обусловливает преимущественную приуроченность к ним эндогенных месторождений полезных ископаемых, образующих в совокупности замкнутые и фрагментарные рудные пояса, окаймляющие глыбы и более мелкие блоки (Князев, 1957, 1965, 1967б). Концентрация оруденения в замкнутых рудных поясах - одна из ведущих металлогенических закономерностей. Поэтому выяснение складчато-глыбовых структур способствует выявлению общих закономерностей пространственного распределения оруденения и является первоочередной задачей при металлогенических исследованиях.

Следующим необходимым условием, которому должна отвечать специализированная геологическая основа к прогнозно-металлогеническим картам - это формационное расчленение всех комплексов пород: интрузивных, осадочных, эффузивных и метаморфических. При выделении формаций, включая докембрийские принимается во внимание: 1) преобладающий литолого-петрографический состав пород, 2) закономерности их парагенетического сонахождения, 3) петрохимические особенности интрузивов, эффузивов, дайковых пород, 4) присущая выделенным формациям металлоносность, 5) место их в

истории геологического развития рудных провинций (и абсолютный возраст, в особенности для докембрийских формаций), 6) аналогия с другими регионами, где соответствующие формации выделены ранее и установлена их металлогеническая специализация.

В качестве примера в главе Ш (см. табл. I) приведен перечень формаций Украинского щита к структурно-формационной карте, послужившей специализированной геологической основой для прогнозно-металлогенической карты (Князев и др., 1968).

Пользуясь формационным методом, можно выявить закономерности распределения в пространстве и смены во времени определенных формаций, что позволяет в свою очередь вскрыть закономерности образования и размещения связанного с ними оруденения. Этой цели в конечном счете и подчинено применение формационного метода при металлогенических исследованиях.

Принимая во внимание большое значение для формационного анализа выяснения геотектонических условий формирования характерных парагенетических сообществ горных пород, выделенные формации необходимо систематизировать с учетом основных естественно-исторических этапов и геотектонического режима развития рудных провинций: I) геосинклинального, 2) орогенного (складчато-глыбового) и 3) платформенного. Геосинклинальный этап в условиях щитов целесообразно подразделять на протогеосинклинальный (нуклеарный, в трактовке других исследователей) и позднегеосинклинальный.

При анализе истории геологического развития рудных провинций особое внимание нужно обращать на установление крупных перерывов в осадконакоплении. Региональные перерывы в осадконакоплении, отмечаемые в стратиграфических разрезах межформационными несогласиями, как правило, одновременно отвечают эрозионным (континентальным) этапам, продолжительность которых может быть соизмеримой с длительностью седиментационных циклов. В связи с этим геологические процессы необходимо рассматривать в аспекте общей продолжительности развития региона, приходящейся как на осадконакопление, так и на эрозионные этапы. В противном случае, при анализе истории геологического развития рудных провинций и районов выпадают или неосвещаются этапы континентального развития, имеющие важное значение как для расшифровки геотектонического режима, так и условий образования месторождений полезных ископаемых в соответствующие периоды. В рассматриваемой Восточно-Забайкальской рудной

провинции, например, общая продолжительность континентального развития не многим уступает длительности осадконакопления в морских условиях (рис. 38). Образование подавляющей массы эндогенных и экзогенных месторождений в данном регионе относится именно к периодам его континентального развития. Аналогичное явление наблюдается и во многих других рудных провинциях (Казахстане, Алтае, Средней Азии, Урале и т.д.). Очевидно, континентальный режим особо благоприятен для формирования как эндогенного, так и экзогенного оруденения.

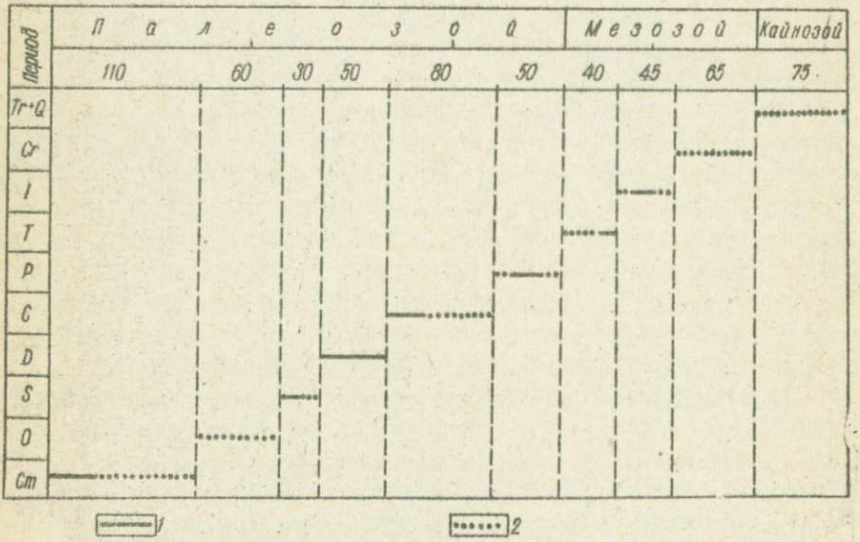


Рис. 38. Продолжительность морских трансгрессий, ингрессий (I) и континентального режима (2) в Восточном Забайкалье, начиная с нижнего кембрия, млн. лет.

3. При мелкомасштабных металлогенических исследованиях большое внимание должно быть уделено выяснению региональной рудной зональности. Расшифровка ее наряду с общетеоретическим значением, приобретает большой практический интерес, поскольку на ее основе обеспечивается возможность научно обоснованного прогнозирования пространственного размещения разных типов эндогенного

оруденения на обширных территориях. Значение региональной рудной зональности для прогнозирования было показано на примере Восточного Забайкалья, Советских Карпат, Донбасса и других регионов. Необходимо особо подчеркнуть то обстоятельство, что выявление региональной рудной зональности позволяет предвидеть распространение определенных типов оруденения даже на тех площадях, где они еще не известны, а также в слабообнаженных и закрытых районах.

Вероятно, для выяснения причины металлогенической специализации различных районов рудных провинций будет полезным определение глубины эрозионного среза и амплитуды вертикальных перемещений срединных и консолидированных массивов, а также крупных блоков. В пределах Украинского щита ориентировочные значения этих величин для отдельных составляющих его блоков удалось определить на основании региональных геофизических исследований (Тяпкин и др., 1967).

4. На прогнозно-металлогеническую карту выносят все сведения о рудоносности исследуемой территории, укладывающиеся в принятом масштабе.

Месторождения полезных ископаемых систематизируются по составу, генезису и масштабу (хотя бы на 2-3 категории - крупные, средние, мелкие). На карту наносят, по возможности, также все рудопроявления с подобной систематизацией. Условные обозначения по месторождениям и рудопроявлениям можно принять с теми или иными дополнениями и исключениями в соответствии с методическими положениями А.В. Орловой, Е.Т. Шаталова (1963), В.Т. Матвиенко (1969) и др., предназначенными для мелкомасштабных прогнозно-металлогенических карт. Разработанные автором условные обозначения отражены на прогнозно-металлогенических картах Украины и Восточного Забайкалья.

В последние годы уделяется много внимания формационному делению месторождений полезных ископаемых и его применению при металлогеническом анализе. И это вполне естественно, поскольку существуют планетарно выдержанные характерные семейства и генетические типы руд, отличающиеся разной продуктивностью и закономерно связанные с определенными магматическими, осадочными и метаморфическими формациями. Именно в этом состоит первостепенное значение формационного метода для металлогенических целей. При генетической систематике месторождений и рудопроявлений можно принять за основу формационное деление полезных ископаемых, предложенное

С.А. Вахромеевым (1961), сотрудниками ВСЕГЕИ (1965), В.А. Кузнецовым (1966), Ф.Н. Шаховым (1966) и др.

5. Важное значение для прогнозных целей имеют данные металлометрических, шлиховых, гидрохимических съемок. Эти сведения на мелкомасштабных прогнозно-металлогенических картах нередко не показываются, что является их серьезным недостатком. Особенно это касается малоизученных, а также слабообнаженных, закрытых и "безрудных" (на сегодняшний день) районов. Результаты металлометрического, шлихового и гидрохимического опробования для таких районов являются единственным источником информации об их возможной металлоносности. Поэтому не показывать эти сведения на мелкомасштабных прогнозно-металлогенических картах, охватывающих весьма обширные и неравномерно изученные территории, нельзя.

Первичные и вторичные ореолы рассеяния металлов, а также отдельные пробы с повышенными содержаниями ценных элементов следует наносить на обзорную прогнозно-металлогеническую карту в двух градациях - с подразделением на резко повышенные и рядовые повышенные концентрации элементов. Ореолы рассеяния обычно изображают сплошными (высокие содержания) и пунктирными цветными линиями, выбираемыми для каждого металла. Можно наносить отдельные пробы разноразмерными (по концентрации металлов) точечными знаками в тех же цветах. При этом желательно аналогичными цветами отражать и состав нанесенных на карту месторождений полезных ископаемых. В случае большой загруженности карты на территории рудных узлов и районов ореолы рассеяния и точечные металлометрические аномалии могут быть разрежены (в первую очередь исключаются уже известные виды полезных ископаемых). Иногда ореолы и точечные аномалии изображают одним цветом, сопровождая их соответствующими индексами элементов, но такой способ менее нагляден.

6. Большую помощь при прогнозировании оказывают материалы наземных и аэрогеофизических съемок, а также данные дешифрирования аэрофотоснимков. При металлогенических исследованиях прежде всего нужно использовать данные магнитометрии, радиометрии, электроразведки и гравики. Магнитные аномалии могут служить наводящим признаком не только для железорудных, но и для ряда других месторождений, а также рудоносных ультраосновных и даже кислых интрузивов. Резко пониженной магнитной восприимчивостью отличаются зоны гидротермально измененных и тектонически нарушенных гранитоидных пород.

Гравиметрические карты облегчают оконтуривание консолидированных массивов и блоков. Радиометрические аномалии указывают не только на урановую и ториевую минерализацию, но часто соответствуют рудоносным интрузивам, несущим редкоземельное и редкометальное оруденение. Аномалии естественного электрического поля нередко отвечают сульфидизированным зонам, являющимся концентраторами полиметаллического, молибденового, редкометального и других типов оруденения. Такие геофизические аномалии нужно показывать на прогнозно-металлогенической карте.

Для целей прогнозирования полезных ископаемых следует шире привлекать дешифрирование аэрофотоснимков. С помощью его могут быть выявлены складчато-глыбовые структуры, кольцевые щелочные интрузивы, алмазоносные трубки, кварцевые и пегматитовые жилы, рудоносные дайковые тела, рудоконтролирующие разрывные нарушения (на продолжении уже известных), купольные структуры, а также многие другие объекты, являющиеся косвенными поисковыми признаками на те или иные полезные ископаемые.

7. Оконтуривание перспективных площадей, зон и рудоконтролирующих структур – конечная цель металлогенических исследований – должно опираться не только на всей сумме известных сведений о рудоносности и благоприятных геологических особенностях. Прогнозирование будет научно обоснованным, если оно вытекает из составленной специализированной геологической основы и прогнозно-металлогенической карты. Одним из наиболее действенных способов повышения эффективности металлогенических исследований и прогнозирования, как это подчеркивалось, является расшифровка замкнутых и фрагментарных рудных поясов, а также региональной рудной зональности.

По мере накопления новой информации ранее составленные обзорные металлогенические карты необходимо пополнять и пересоставлять.

Здесь были подчеркнуты лишь некоторые положения, которые рекомендуется учитывать при составлении обзорных прогнозно-металлогенических карт. Более подробные и систематические сведения о принципах и методике металлогенического анализа приведены в специальных руководствах (Билибин, 1955, 1961; Семенов и Серцухов, 1957, Лабазин, 1957; Дворцова, Горецкая, 1957; Орлова, Шаталов, 1963 и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предпринятый опыт оконтуривания замкнутых и фрагментарных рудных поясов является лишь первой попыткой в данном направлении и безусловно нуждается в дополнительном обосновании и дополнении. Вывод о преимущественной локализации оруденения в виде замкнутых и фрагментарных рудных поясов, обрамляющих срединные консолидированные массивы и блоки, вовсе не означает того, что сами массивы и блоки не являются рудоносными. К ним также приурочены месторождения полезных ископаемых в особенности урановые, редкометальные (*Sn, W, Be, Ta, Nb* и др.) и редкоземельные.Однако месторождений, расположенных в массивах и блоках, оказывается, как правило, немного.

Распределение месторождений в пределах замкнутых и фрагментарных рудных поясов обычно бывает также неравномерным. Отдельные интервалы их отличаются концентрированным проявлением оруденения, другие - слаборудоносны, прерывисты, либо "пустые". Наряду с концентрацией оруденения в замкнутых и фрагментарных рудных поясов во многих рудных провинциях ярко выражена узловая группировка месторождений, а также линейно-цепочковидное их расположение вдоль рудоконтролирующих разрывных нарушений. Рудные узлы приурочены, как правило, к изгибам (разворотам) мобильных поясов, обрамляющих угловатые выступы консолидированных массивов и блоков. Линейные рудоносные пояса расположены вдоль прямолинейных отрезков разрывных нарушений, ограничивающих консолидированные массивы и блоки.

Намеченные контуры замкнутых рудных поясов являются в значительной мере условными и будут уточняться по мере накопления новой информации. Будут наверняка внесены те или иные коррективы и в конфигурацию выделенных консолидированных массивов (вплоть до разбивки их на отдельные более мелкие блоки). Однако все эти уточнения и исправления лишь детализируют контроль оруденения межглыбовыми зонами, обусловливающий появление замкнутых и фраг-

ментарных рудных поясов. Есть веские основания полагать, что по мере детализации геологических, тектонических и металлогенических карт, а также с открытием новых месторождений концентрация оруденения в замкнутых рудных поясах будет вырисовываться все более и более отчетливо. Во многих рудных провинциях замкнутые рудные пояса еще не выявлены.

Локализация оруденения в замкнутых рудных поясах предопределена глыбовым строением земной коры. С тех пор, когда земная кора утратила свою монолитность, т.е. с конца архея, отдельные составляющие ее блоки испытывали автономные движения. Ограничениями блоков служили глубокие расколы в докембрийском и более позднем фундаменте, либо целые системы разрывных нарушений, проникавших до магматических очагов. Межглыбовые ослабленные зоны были наиболее проницаемыми для магм и рудообразующих растворов. В связи с этим процессы рудообразования, протекавшие на фоне глыбовых дислокаций, неизбежно приводили к концентрации оруденения в межглыбовых ослабленных зонах, предопределяя тем самым появление и фрагментарных замкнутых рудных поясов.

Рудоконтролирующее влияние выступов консолидированного фундамента, не участвующих в позднейшей складчатости, отчетливо обнаруживается во многих рудных провинциях. В щитах ядра консолидации появились, по-видимому, еще в архейских геосинклиналях. С этого времени они уже выступают в качестве самостоятельных структурных единиц, контролирующих размещение эндогенного оруденения. В более молодых складчатых областях обособление срединных и консолидированных массивов относится к концу протерозоя и реже происходило в палеозое, мезозое и кайнозое. Консолидированные массивы и обрамляющие их мобильные пояса, глубинные разломы, зоны регионального рассланцевания и смятия являются основными тектоническими структурами, контролирующими эндогенное оруденение. В пространственном размещении месторождений со всей очевидностью обнаруживается первостепенное рудоконтролирующее значение межглыбовых зон. Оконтуривая замкнутые рудные пояса, можно выделить наиболее перспективные районы, составляющие сравнительно небольшую долю общей площади рудных провинций, где и следует сосредоточить поисковые работы.

Замкнутые рудные пояса особенно характерны для рудных провинций, испытывавших в постгеосинклинальный этап развития интен-

сивные складчато-глыбовые дислокации, сопровождавшиеся интрузивным, малоинтрузивным, дайковым и эффузивным магматизмом. Последний часто проявляется в континентальных условиях. При континентальном режиме образовалась подавляющая масса гидротермальных месторождений во многих рудных провинциях. В процессе складчато-глыбовых дислокаций создаются наиболее благоприятные условия для отделения летучих из магмы и проникновения их в межглыбовые зоны повышенной проницаемости, в результате чего в этот период нередко образуется большинство постмагматических месторождений (Князев, 1966в). Такие условия обеспечивались в щитах в периоды консолидации (преимущественно в протерозое) и при последующей их тектонической мобилизации, а в послепротерозойских складчатых областях - в орогенный и опять-таки в более поздние этапы тектонической мобилизации под воздействием примыкающих к ним более поздних подвижных зон.

Итак, приуроченность оруденения к замкнутым и фрагментарным рудным поясам - одна из главных закономерностей пространственного размещения месторождений полезных ископаемых как в молодых складчатых зонах, так и в щитах. Выявление замкнутых рудных поясов позволит целеустремленнее ориентировать дальнейшие поиски месторождений полезных ископаемых. Расшифровка замкнутых и фрагментарных рудных поясов является новым методом прогнозирования пространственного размещения оруденения.

На примере Восточного Забайкалья и Украины показано, что оконтуривание замкнутых рудных поясов позволяет выявить общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и, следовательно, прогнозировать распространение оруденения на обширных территориях. Наиболее перспективные площади, попадающие в контуры замкнутых рудных поясов, составляют меньшую долю общей площади рудных провинций, в связи с чем в их пределах можно сконцентрировать первоочередные поисковые работы.

После выделения замкнутых рудных поясов удается наметить ориентировочно границы перспективных площадей в закрытых и слабообнаженных районах. На основе таких построений можно обосновать распространение оруденения в новых районах, лежащих на продолжении интервалов замкнутых рудных поясов, где месторождения уже найдены, а также можно предвидеть наложение различных типов оруденения в сопредельных замкнутых рудных поясах, отличающихся составом оруденения.

Для металлогенического районирования рудных провинций и определения металлогенической специализации неоконтуренных интервалов рудных поясов первостепенное значение приобретает выявление региональной рудной зональности. Закономерное зональное размещение определенных типов эндогенного оруденения установлено во многих рудных провинциях. Подмечено, что в Восточном Забайкалье, Донбассе, Советских Карпатах и других районах региональная рудная зональность является следствием последовательного смещения в определенном направлении более поздних типов эндогенного оруденения, параллельного и синхронного пост"пательному смещению тектоно-магматических процессов. Смена различных типов оруденения в региональной рудной зональности повторяет в общих чертах последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях. Региональная рудная зональность, как правило, бывает односторонней, с последовательной сменой в одном направлении гипо, - мезо- и эпитермальных месторождений. В некоторых рудных провинциях завершающим в этом ряду оказывается оруденение типа медистых песчаников и пластовое свинцово-цинковое /Донбасс, Советские Карпаты/, что может служить веским подтверждением эндогенного происхождения и этого типа оруденения. Наиболее часто региональная рудная зональность обнаруживается в молодых складчатых областях, преимущественно альпийских и киммерийских, значительно реже - в герцинских и совсем редко - в каледонских и докембрийских. Региональная рудная зональность обусловлена миграцией тектоно-магматических процессов, с которыми связано оруденение, в завершающие этапы развития складчатых областей во внешние их зоны - в сторону передовых прогибов.

Прикладное значение расшифровки региональной рудной зональности рассмотрено на примере Восточного Забайкалья, Донбасса, Советских Карпат и др. Выяснение этой важной закономерности пространственного размещения оруденения дает ключ к прогнозированию определенных типов оруденения на обширных слабоизученных территориях, включая закрытые и плохо обнаженные районы. В этом состоит один из путей повышения эффективности поисков месторождений полезных ископаемых. На составленных нами прогнозно-металлогенических картах и в данной работе региональная рудная зональность выявлена и проанализирована в нескольких регионах и показано ее зна-

чение для выделения перспективных площадей. Следовательно, расшифровка региональной рудной зональности имеет принципиально важное значение для прогнозирования и направления поисковых работ.

Закономерности размещения гипогенного оруденения с рассмотренных позиций в большинстве регионов анализируются явно недостаточно. Поэтому не удивительно, что многие затронутые здесь вопросы еще мало разработаны. Конечно, предложенная трактовка региональных закономерностей размещения эндогенного оруденения в Восточном Забайкалье и Украинском щите тоже не безупречна и несомненно встретит те или иные возражения. Однако эта трактовка зиждется на большой сумме фактов и в известной мере отвечает современному уровню изученности геологии и металлогении рассмотренных регионов.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность коллегам и товарищам в исследованиях Р.С. Сейфуллину, В.А. Решитько, Л.И. Федоровской, М.А. Еременко, С.П. Крузину, А.С. Телеге и другим сотрудникам, принимавшим участие в составлении прогнозно-металлогенических, геологических и тектонических карт по Восточному Забайкалью и Украине, которые послужили основным исходным материалом для рассмотренных здесь металлогенических построений.

Критические замечания по этим картам и содержанию данной работы высказали академики Д.И.Щербаков, В.И.Смирнов, А.В.Пейве, член-корреспондент АН СССР П.М.Татаринов, академики АН УССР Н.П.Семененко, Я.Н.Белевцев, В.Г.Бондарчук, редактор книги д-р геол.-мин.наук В.И.Скаржинский, профессора С.А.Вахромеев, Ф.И.Вольфсон, А.В.Пэк, В.И.Серпухов, А.Д.Щеглов, Ю.В.Козицын, Я.М.Черноусов, К.Д.Тяпкин, Н.А.Беляевский, П.И.Налетов. За полезные советы и замечания автор им благодарен.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д., Рожкова Е.В. – БМОИП, отд. геол., 1932, 10(2).

Архангельский А.Д. – Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат, М., 1941.

Батлер Б. – В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США, ОНТИ, М., 1937.

Беланов В.М., Тяпкин К.Ф., Харитонов В.Д.– ДАН УССР, 1966, 12.

Белоус И.Р., Кирикилица И.С., Руев С.С. – Тезисы докладов геологической конференции. Степановские чтения, Артемовск, 1967.

Белоусов В.В. – Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, М., 1948а.

Белоусов В.В. – Изв. АН СССР, 1948б, 5.

Белевцев Я.Н. и др. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд-во АН СССР, К., 1960а.

Белевцев Я.Н. – В кн.: Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт. Изд-во АН УССР,К.,1960б.

Белевцев Я.Н. – Геол.журн. АН УССР, 1963, 23,3.

Белевцев Я.Н. – В кн.: Проблемы металлогении Украины. Изд-во АН УССР, К. 1964.

Белевцев Я.Н., Каляев Г.И. – В кн.: Проблемы металлогении Украины. Изд-во АН УССР, К., 1964.

Белевцев Я.Н. – Изв.АН СССР, 1965, 11.

Белевцев Я.Н. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. "Наука", Л., 1967.

Белевцев Я.Н. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения. "Наука", М., 1968.

Бере К., Гейл А., Мак-Найт Е. – В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ., М., 1953.

Беренд Ф. – Там же.

Бетехтин А.Г. – Изв. АН СССР, серия геол. 1944,4.

Бетехтин А.Г. Курс месторождений полезных ископаемых. Гостоптехиздат, М., 1946.

Бетехтин А.Г. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953а.

Бетехтин А.Г. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953б, 1953в.

Бетехтин А.Г. – Изв. АН СССР, серия геол., 1954,2.

Билибин Ю.А. – Изв. АН СССР, серия геол., 1947,5.– 1948,4.

Билибин Ю.А. – Зап. Всес. мин. о-ва, 1951, 80,2,2.

Билибин Ю.А. – Труды ВСЕГЕИ, Л., 1953а, 1953б.

Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Билибина Т.В. – В кн.: Вопросы генезиса и закономерностей размещения эндогенных месторождений. Изд-во АН СССР, М.,1966.

Булкин Г.А. и др. – В кн.: Проблемы металлогении Украины. "Наукова думка", К., 1964.

Батман А.М. Промышленные минеральные месторождения. ИЛ, М., 1949.

Богданов А.А. – Сов. геология, 1949,40.

Богданов Ю.В. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. "Недра", Л., 1966.

Бондарчук В.Г. Геологічна структура УРСР. Вид-во АН УРСР і Київськ. держ. ун-ту, 1946а.

Бондарчук В.Г. Тектоорогения. Изд-во КГУ, 1946б.

Бондарчук В.Г. – Геол.журн. АН УРСР, К., 1955,25,3.

Бондарчук В. Г.– Геологія України. Вид-во АН УРСР. К., 1959.

Бондарчук В.Г. и др. Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Бондарчук В.Г. Геологія родовищ корисних копалин України. "Наукова думка", К., 1966.

Борисенко Ю.А. и др. – Геол. журн. АН УРСР, 1966,26,1.

Бородаевская М.Б. – Изв. АН СССР, серия геол., 1956,6.

Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. – Доклады советских геологов на XXI сессии Междун. геол. конгресса, пробл.20, М., 1960.

Валицкая И.С. – В кн.: Недра Восточной Сибири. Иркутск, 1940.

Вахромеев И.С. – Вестник Восточно-Сибирского правления НТО, Чита, 1959,1.

Вахромеев С.А.–Записки Урал. геол. об-ва, Свердловск, 1948,1

Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Другова Г.М. и др. - Труды лаборатории геологии докембрия. Изд-во АН СССР. М., 1959,8.

Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Изд-во АН СССР, М., 1960, 11.

Дружинин А.В., Колесниченко В.С. Геология рудных месторождений, М., 1964, 1.

Елисеев Н.А. и др. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Захаров Е.Е. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1959, 2.

Звижицкий Я. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, М., 1953.

Иванов Б.А. - Труды ВСГУ, Иркутск, 1949.

Иоффе А.Ф. Физика полупроводников. Изд-во АН СССР, М. - Л., 1957.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Изд-во АН УССР, К., 1965.

Карпинский А.П. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов. Соч., 1939а, II.

Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Соч., 1939б, II.

Карпинский А.П. О тектонике Европейской России. Соч., 1939в, II.

Карасев А.П., Князев Г.И. и др. Геология и геофизика, 1969, 11.

Катушенок И.И., Нагибина М.С. - В кн.: Очерки по геологии Сибири, 1941, 13.

Кипарисова Л.Д. - Труды ГГРУ, 1932, 3.

Кипарисова Л.Д. Геология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Князев Г.И. - Труды Читинского геол.управл., Чита, 1957, 1.

Князев Г.И. Поисково-оценочные признаки выходов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во Читинск. гос. ун-та, Чита, 1958а.

Князев Г.И. - Бюлл.НТО, Изд-во Читинск. геол.управл., Чита, 1958б.3.

Князев Г.И. Материалы совещания по производительным силам В. Сибири, Чита, 1958в.

Князев Г.И., Крузин С.П. - Труды Читинск. гос.ун-та, Чита, 1958, 2.

Князев Г.И. - Вест. Вост.-Сиб. правления НТО, Чита, 1959, 1.

Князев Г.И. - В кн.: Материалы к I Всесоюзн. конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1960, 2.

Князев Г.И. - Труды Читинского филиала ЦНИГРИ, Чита, 1961а.

Вахромеев С.А. Краткий курс металлогении. Иркут.политехн. ин-т, Иркутск, 1970.

Виноградов и др. Абсолютная геохронология украинского докембрия. Междун. геол.конгресс, XXI сесс., 1960.

Войновский-Кригер К.Г. - Вестник Геолкома, Л., 1927,2,2.

Вольфсон Ф.И. - Сов. геология, 1947,20.

Вольфсон Ф. И., Невский В.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949,1.

Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Вольфсон Ф.И. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, М., 1959,2.

Вольфсон Ф.И. - В кн.: Материалы к I-й Всесоюзн. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.

Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, Прага, 1963,1.

Вольфсон Ф.И. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965,2.

Вольфсон Ф.И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. "Наука", М., 1969.

Вялов О.С. Междун. геол. конгресс. Труды XVII сессии, М., 1937.

Генкин А.Д., Шадлун Т.Н. - В кн.: Структурно-текстурные особенности руд. "Недра", М., 1964.

Гребенников Ю.С. и др. - Тезисы доклада IУ геологической конференции. Читинское геол. Упр., 1965.

Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. - В кн.: Вопросы геологии Азии, 1955,2.

Грушкин Г.Г. - Геология рудных месторождений, 1961,1.

Данилович Л.Г. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.

Дембо Т.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1944,1.

Деньгин Ю.П. - Труды ГГРУ, Ленинград, 1931, 37.

Деньгин Ю.П. - Информ. сборник ВСЕГЕИ, Ленинград, 1960,25.

Дзевановский Ю.К. - В кн.: Геологическое строение СССР. Госгеолтехиздат, М., 1958,3.

Динс Т. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, М., 1953.

Доброхотов М.Н. - В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.

Домарев В.С. Материалы ВСЕГЕИ, 1948, Ленинград.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Совещание по разработке стратиграфической схемы Забайкалья, ВСЕГЕИ, Л., 1961б.

К н я з е в Г.И. Геология рудных месторождений, М., 1961в, 3.

К н я з е в Г.И. - Вест. Вост.-Сиб. правления НТО, Чита, 1961г,5.

К н я з е в Г.И., Т и м о ф е е в Б.В. - Труды ВНИГРИ, Л., 1961а, 186.

К н я з е в Г.И. и др. - Труды Читинского филиала ЦНИГРИ, Чита, 1961б, 1.

К н я з е в Г.И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. Изд-во ЦНИГРИ, Чита, 1962а.

К н я з е в Г.И. - Вест. Вост.-Сиб. правления, НТО, Чита, 1962б, 7.

К н я з е в Г.И. и др. - Вест. Вост.-Сиб. правления НТО. Чита, 1962а, 7.

К н я з е в Г.И. и др. - В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1962б.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. "Недра", М., 1964.

К н я з е в Г.И. - ДАН СССР, 1965, 160, 6.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерностей размещения месторождений. "Наука", М., 1966а.

К н я з е в Г.И. - Мин. сб., Львов, 1966б, 20,2.

К н я з е в Г.И. Геотектоника, М., 1966в, 6.

К н я з е в Г.И., К у д е л я В.К. - В кг.: Конституция и свойства минералов. Изд-во АН УССР, К., 1966 а.

К н я з е в Г.И., К у д е л я В.К. - ДАН УССР, 1966б, 2.

К н я з е в Г.И., К у д е л я В.К. - В кн.: Полезные ископаемые Украины, "Наукова думка", К., 1966в.

К н я з е в Г.И., Р е ш и т ь к о В.А., Ю р ь е в Д.И. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966г.

К н я з е в Г.И., С е й ф у л л и н Р.С. Геология и геофизика, 1966д, 6.

К н я з е в Г.И., С е й ф у л л и н Р.С., К р а с н и к о в В.И. Труды геологической секции им. В.А. Обручева Забайкал. отд. геогр. о-ва СССР, Чита, 1966е.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Изд-во ЗабНИИ, Чита, 1967а.

К н я з е в Г.И. - Геотектоника, 1967б, 2.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. "Недра", М., 1967в.

К н я з е в Г.И. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. "Недра", М., 1967г. 2.

Князев Г.И., Федоровская Л.И. - В кн.: "Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Изд-во ЗабНИИ, Чита, 1967а.

Князев Г.И., Сейфуллин Р.С. - Там же, 1967б.

Князев Г.И., Меньшиков В.С., Сейфуллин Р.С. - В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. "Недра", М., 1967в.

Князев Г.И., Сейфуллин Р.С., Красников В.И. - В кн.: Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. "Недра", М., 1967г.

Князев Г.И., Красников В.И. - Там же, 1967д.

Князев Г.И., Куделя В.К. - ДАН УССР, 1967е, Б4.

Князев Г.И., Решитько В.А. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. "Недра", М., 1967ж, 2.

Князев Г.И., Красников В.И., Смирнов М.В. - Изв.Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, Чита, 1967з, 3,4.

Князев Г.И. - В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Изд-во Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1968а.

Князев Г.И. - В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Украины. "Промінь", Днепропетровск, 1968б.

Князев Г.И. - В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Изд-во ЗабНИИ, Чита, 1968в.

Князев Г.И. В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Изд-во ЗабНИИ, Чита, 1968г.

Князев Г.И. - Геотектоника, 1968д, 6.

Князев Г.И., Агеев А.Т., Кравченко В.М. - В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Украины. "Промінь", Днепропетровск, 1968а.

Князев Г.И., Агеев А.Т., Кравченко В.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968б, 7.

Князев Г.И., Красников В.И., Сейфуллин Р.С. - В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Изд-во ЗабНИИ, Чита, 1968в.

Князев Г.И. и др. - Там же, 1968 г.

Князев Г.И., Сейфуллин Р.С. - В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. ИЛИМ, Фрунзе, 1968д.

Князев Г.И. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений Украины. "Недра", М., 1969а, 3.

Князев Г.И. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969б.

Князев Г.И. и др. - Изв. вузов, геология и разведка, 1969а, 2.

Князев Г.И., Федоровская Л.И. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1969б.

Князев Г.И. и др. - В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования."Наукова думка", К., 1969в.

Князев Г.И. и др. Геология и геофизика, Новосибирск, 1969г, 11.

Князев Г.И. и др. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969д, 12.

Князев Г.И., Скаржинский В.И. - Геол. журн. АН УССР, К., 1970, 30,5.

Козеренко В.Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Козловская А.Н., Ожегова М.И. Геолого-петрографическая карта УКМ, масштаба 1:500 000, 1958.

Комлев Л.В. - Труды X сесс. комисс. по определению возраста геологических формаций, 1962.

Константинов М.М. - Разведка недр, 1951, 5.

Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Кормилицын В.С. - Сов. геология, 1955, 3.

Кормилицын В.С. - Сов. геология, 1959, 11.

Кормилицын В.С. и др. Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, Владивосток, 1960.

Королев А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1949, 11.

Косыгин Ю.А. Тектоника. "Недра", М., 1969.

Кравченко В.М. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, Якутск, 1962, 8.

Крейтер В.М. - Труды IУ конф. по цветным металлам, Ленинград, 1932, 3.

Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1956.

Кузнецов В.А. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", М., 1966.

Куликов М.В. - ДАН СССР, 1959, 125,5.

Куликов М.В. - В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Забайкалья, ВСЕГЕИ, Л., 1961.

Лабазин Г.С. - Зап. Всес. Мин. о-ва, Л., 1958, 5.

Лаврингт Т.С. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, М., 1961, 1.

Лазаренко Е.К. - Труды Воронеж. гос. ун-та, 1939, 11,2.

Лазаренко Е.К. - Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, Львов, 1947, 1.

Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.

Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А. - В кн.: Проблемы металлогении Украины. "Наукова думка", К., 1964.

Левицкий О.Д. - В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Изд-во АН СССР, М., 1939.

Лисовский А.Л. Отчет Геолкома за 1925-1926 гг., Л., 1927.

Ли - Сы - Гуан. Геология Китая. ИЛ., М., 1952.

Линдгрен В. Минеральные месторождения, ОНТИ, 1934, 1935.

Линдгрен В. - В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. ОНТИ, М., 1937.

Лучицкий И.В., Нагибина М.С., Зиновкин А.Д. - БМОИП, 1939, 17, 2-3.

Лучицкий И.В. - В кн.: Петрография СССР. Изд-во АН СССР, М., 1950, I, 12.

Лучицкий И.В. - В кн.: Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, М., 1954, 17.

Мануилова Н.С. - Зап. Всес. Мин. о-ва, 1954, 83, 4.

Маринов Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Маринов Н.А. - Сов. геология, 1958, 9.

Маринов Н.А. - В кн.: Материалы по геологии МНР. Гостоптехиздат, М., 1963.

Маслов В.П., Зиновкин А.Д. - Сов. геология, 1940, I.

Маслов В.П., Зиновкин А.Д. - В кн.: Очерки по геологии Сибири, М., 1940, 12.

Мелиоранский В.А. Отчет Геолкома за 1926-1927 гг., Л., 1929.

Мелиоранский В.А. - Изв. ВГРО, М.-Л., 1932а, 51, 75.

Мелиоранский В.А. - Зап. мин. о-ва, Л., 1932б, 61, 2.

Мелиоранский В.А. - Труды ВГРО, М.-Л., 1932в, 128,

Мелиоранский В.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1934, 7. 2-3.

Мерлич Б.В. - Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, Львов, 1957, 11.

Мерлич Б.В. - В кн.: Проблемы геохимии. Изд. Львов. ун-та, 1959, I.

Мирчинк Г.Ф. - БМОИП, 1940, 3-4.

Музылев С.А. - В кн.: Отчет Геолкома за 1926-1927 гг. Л., 1929.

Музылев С.А. - Труды ВГРО, М.-Л., 1932, 136.

Муратов М.В. - Геотектоника, 1965, 6.

Муратов М.В. - Геотектоника, 1970, 2.

Нагибина М.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, 4.

Нагибина М.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, 1.

Нагибина М.С., Лучицкий И.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, 1.

Нагибина М.С., Лучицкий И.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, 5.

Нагибина М.С., Лучицкий И.В. - Труды ИГН АН СССР, К., 1951, 128.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Наливкин Д.В. Геология СССР. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1962.

Наркелюн Л.Ф. - Труды ИГЕМ. Изд-во АН СССР, 1962, 87.

Нехорошев В.П. - Изв. ВГРО, 1932, 56, 1.

Нехорошев В.П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Николаев В.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 2.

Никольский А.П., Ефимов А.Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Обручев В.А., Герасимов А.П., Гедройц А.Э. Краткий общий отчет с геологическими маршрутными картами геологического исследования Сиб.ж.д. СПб., 1899, 19.

Обручев В.А. - Геол. Вест., Л., 1923, 6, 1-3.

Обручев В.А. Рудные месторождения. Горгеолнефтеиздат, М.-Л., Новосибирск, 1934.

Обручев В.А. Геология Сибири. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1935-1938, I, II, III.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. а) первый период, Л., 1931; б) период второй, Л., 1933; в) период третий, Л., 1934; г) период четвертый, М.-Л., 1937; д) период пятый, М.-Л., 1948.

Обручев В.А. Юбилейный сборник, посвящ. 30-летию Великой Окт. Соц. революции. Изд-во АН СССР, М., 1946.

Обручев В.А. Восточная Монголия. Геологическое и географическое описание. Часть III, М.-Л., 1954.

Озерский А.Д. Очерк геологии, минеральных богатств и горного промысла Забайкалья. СПб., 1867.

Орлова А.В., Шаталов Е.Т. Основные принципы составления и условные обозначения металлогенических карт рудных районов. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Павловский Е.В., Флоренсов Н.А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири, Иркутск, 1951, 5, 2.

Павловский Е.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1955, 5.

Павловский Е.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, 12.

Павловский Е.В. Труды Вост. Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Изд-во АН СССР, М., 1962, 5.

Павловский Е.В., Марков М.С. МГК, XXII сесс., докл. сов. геологов, пробл. 4. "Наукова думка", М., 1964.

Падалка Г.Л. - ДАН СССР, 1944, 14, 8.

Падалка Г.Л. - В кн.: Вопросы региональной металлогении. Л., 1953а, 2.

Падалка Г.Л. - В кн.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. Труды ВСЕГЕИ, Л., 1953б.

Падалка Г.Л. - Бюллетень ВСЕГЕИ, Л., 1958, 1.

Падалка Г.Л. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, Л., 1960, 41.

Парк Ч.Ф., Мак - Дормид Р.А. Рудные месторождения. "Мир", М., 1966.

Парк Ч.Ф. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Изд-во Чехос. АН, Прага, 1963, 1.

Пейве А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, 5.

Пейве А.В., Синицин В.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, 4.

Пейве А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956а, 1.

Пейве А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956б, 3.

Пейве А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956в, 6.

Пейве А.В. - Изв. АН СССР, серия геол., 1961а, 3.

Пейве А.В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, серия геол., 1961б, 3.

Писцов Ю.П. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1958, 3.

Писцов Ю.П. - В кн.: Геология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1961, 36, 1.

Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Половинкина Ю.Ир. - В кн.:Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Помазков К.Д. - ДАН СССР, 1958, 122, 5.

Попов В.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1951, 5.

Попов В.М. - Изв. АН КиргССР, серия естест. и техн. наук, Фрунзе, 1960, 2, 1.

Попов В.М. - В кн.: Проблемы генезиса руд. Международн. Геол. конгресс, XXII сесс., докл. сов. геол., 1964.

Попов С.Д., Тимофеев А.А. - Труды ИГЕМ АН СССР, Мингеохим., серия, 1940, 38, 7.

Пресняков Е.А. - Отчет Геолкома, 1925-1926 гг., Л., 1927.

Пресняков Е.А. - Геол. Вестник, Л., 1927. У, 4-5.

Пресняков Е.А. - Геологическая съемка в Приаргунском районе. Отчет Геолкома, Л., 1929.

Пущаровский Ю.М. - В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Международн. Геол. конгресс, XXI сесс., докл. сов. геол. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Пущаровский Ю.М. - Геотектоника, 1965, 6.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, М., 1939.

Пэк А.В. - Сов. геология, 1947, 20.

Радкевич Е.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1951, 3.

Радкевич Е.А., Томсон И.И., Горлов Н.В. - Сов. геология, 1956, 53.

Радкевич Е.А. - В кн.: Материалы I Всесоюзн. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского пояса, Владивосток, 1960, I.

Радкевич Е.А., Архангельская В.В., Полякова О.П. - Труды ИГЕМ, М., 1963, 83.

Рябенко В.А. - ДАН УРСР, 1967а, Б, 11.

Рябенко В.А. - ДАН УРСР, 1967б, Б, 8.

Рябенко В.В. - ДАН УРСР, 1968, Б, 5.

Самарский Р.Я., Стовас М.В., Тяпкин К.Ф. - Геотектоника, 1969, 2.

Сатпаев К.И. Джезказганский меднорудный район и его минеральные ресурсы. Цветметиздат, М.-Л., 1932.

Сатпаев К.И. - В кн.: Вопросы геологии Азии, Изд-во АН СССР, М., 1955, 2.

Сауков А.А. - В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Сейфуллин Р.С. - Труды Читинского филиала ЦНИГРИ, Чита, 1967, I.

Сейфуллин Р.С., Гребенщиков Ю.С. - Вест. Вост.-Сиб.правления НТО, Чита, 1962, 6.

Сейфуллин Р.С. Региональная разведочная и промысловая геофизика, ОНТИ-ВИЭМС, М., 1966, 2.

Семененко Н.П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. Изд-во АН УССР, К., 1949.

Семененко Н.П. - В кн.: Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1953.

Семененко Н.П. - В кн.: Труды лаборатории докембрия, Л., 1953, 2.

Семененко Н.П. Геология СССР, М., 1958, 5.

Семененко Н.П., Половко Н.И. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.

Семененко Н.П. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита, масштаба 1:1 000 000. Изд-во АН УССР, К., 1964.

Семененко Н.П. – В кн.: Геохронология докембрия Украины. Изд-во АН УССР, К., 1965а.

Семененко Н.П. и др. – В кн.: Геохронология докембрия Украины. "Наукова думка", К., 1965б.

Семенов А.И. и др. Материалы ВСЕГЕИ, Ленинград, 1957, 22.

Сердюченко Д.П. и др. Железные руды Южной Якутии. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Серпухов В.И. – Сов. геология, 1955, 43.

Скаржинский В.И. и др. – Геол.журн. АН УССР, 1968, 28, 4.

Скаржинский В.И. – Авт. докт. дисс. ИГН АН УССР, К., 1971.

Смеловский С.П. – Изв. Забайк. филиала геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, 2,1.

Смирнов А.М. – Изв. АН СССР, серия геол., 1958, 8.

Смирнов В.И. – Разведка недр, 1952, 1.

Смирнов В.И. – Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во Моск. ун-та, 1954.

Смирнов В.И. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, 3.

Смирнов В.И. – Изв. АН СССР, серия геол., М., 1961, 10.

Смирнов В.И. – Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Смирнов В.И. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, Прага, 1965, 2.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. "Недра", М., 1969.

Смирнов С.С. – Труды I Вост.-Сиб. краевого научно-исс. съезда, геол. секция, Иркутск, 1932; I.

Смирнов С.С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. ОНТИ-НКТП, М., 1934.

Смирнов С.С. – Проблемы сов. геологии, 1934, 4.

Смирнов С.С. – Проблемы сов. геологии, М., 1936, 10.

Смирнов С.С. – Изв. АН СССР, серия геол., 1937, 6.

Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья, Госгеолиздат, М., 1944.

Смирнов С.С. – Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, 2.

Смирнов С.С. – Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, 2.
Смирнов С.С. – Зап. Всес. Мин. о-ва, 1947, 2, 76.
Соколов Д.С. – БМОИП, отд. геол., 1936, 14, 2.
Соколов Д.С. – БМОИП, отд. геол., 1937, 18.
Соколов Д.С. – БМОИП, нов. серия, отд. геол., 1940, 18, 6-6.
Старицкий Ю.П. – Сов.геология, 1965, 10.
Строна П.А. – Изв.вузов. Геология и разведка, 1960, 4.
Строна П.А. – Зап.Ленингр.горн.ин-та, 1965, 49,2.
Субботин С.П., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. – ДАН СССР, 1963, 153,2.
Судовиков Н.Г. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, М., 1955.
Судовиков и др. – Труды лаборатории геологии докембрия. АН СССР, Л., 1960, 9.
Судовиков Н.Г. – Сов. геология, 1965, 1.
Судовиков Н.Г. – В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. "Наука", Л., 1967.
Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолиздат, М., 1955.
Тетяев М.М. – Вестник Геолкома, 1927а, 1.
Тетяев М.М. – Вестник Геолкома, 1927б, 8-9.
Тетяев М.М. Отчет Геолкома за 1925-1926 гг., Л., 1927.
Тетяев М.М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, М.-Л., 1938.
Тимофеев Б.В. Международн. Геолог. конгресс, XXI сес. докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
Тимофеевский Д.А. – Труды ЦНИГРИ, М., 1959, 31.
Тихомиров Н.И. – В кн.: Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологической съемки и поисковых работ. Чита, 1956.
Тугаринов А.И. и др. – Труды X сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций, 1962.
Тугаринов А.И. – Геохимия, 1965, 2.
Шабынин Л.И. – Изв. АН СССР, серия геол., 1958, 1.
Тяпкин К.Ф. – ДАН УССР, 1966а, Б, 11.
Тяпкин К.Ф. – Геотектоника, 1966б, 2.
Тяпкин К.Ф., Распопова М.Г. – ДАН УССР, 1967, Б, 2.
Усенко И.С. и др. – Геол.журн. АН УССР, К., 1971, 31, 2.
Усов М.А. Структурная геология. Госгеолиздат, М., 1940.

Утехин Г.М., Белоус И.Р. - Зап. Всес.мин. о-ва, 1966, 95, 6.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд. АН СССР, М.-Л., 1960.

Хаин В.Е. Общая геотектоника, "Недра", М., 1964.

Херасков Н.П. - В кн.: Тектоника Евразии. "Наука", М., 1966.

Худяев И.Е. - Изв. ГГРУ, Л., 1931, 50, 39.

Царовский И.Д. Геология СССР, М., 1958, 5.

Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Изд-во АН УССР, К., 1963.

Чебаненко И.И. Разломная тектоника Украины. "Наукова думка", К., 1966.

Чураков А.Н. - В кн.: Стратиграфия СССР. Изд-во АН СССР, М., 1939, I.

Шаталов Е.Т. - Геология рудных месторождений, 1950, 3.

Шаталов Е.Т. (отв. ред.). Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. "Недра", М., 1966.

Шатский Н.С. Труды ХУП сессии Межд. Геол. конгр. М., 1937, 2.

Шатский Н.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, 5.

Шатский Н.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 1951, 5.

Шатский Н.С. - Труды совещания по осадочным породам. Изд-во АН СССР, 1955, 2.

Шахов Ф.Н. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", М., 1966.

Шейнманн Ю.М. - Труды ГГРУ, 1931, 37.

Шейнманн Ю.М. - Изв. Геолкома, Л., 1928, 46, 10.

Шейнманн Ю.М. - Проблемы сов. геологии, 1935, 8.

Шейнманн Ю.М. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, 1.

Шталь М.В. - В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР, Л., 1952.

Штанченко М.С., Сиденко О.Г. - В кн.: Материалы геологической конференции памяти Л.И. Лутугина, Луганск, 1964.

Шульц С.С. - Геотектоника, 1966, 2.

Щеглов А.Д. - Геология рудных месторождений, М., 1961, 3.

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. "Недра", М., 1968.

Щербаков Д.И. - Сов. геология, 1945, 5.

Щербаков Д.И. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, 4.

Эммонс В.Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. ОНТИ, М., 1933.

Эммонс В.Х. - В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США, ОНТИ, М., 1937.

Яговкин И.С. - Труды ВГРО, Гос. научн.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, М.-Л., 1932, 185.

Якжин А.А. - Труды МГРИ, 1955, 28.

Якжин А.А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. ГОНТИ. М., 1962.

Яншин А.Л. (ред.). Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5000000. "Недра", М., 1966.

Bateman A. Notes of the origin of the Rhodesian copper deposits. Econ. Geol., 1956, v.51, N6.

Garlick W.G. Origin of the Roan Antelope copper deposits of Northern Rhodesia. Econ. Geol., 1950, v.50.

Kuthan M. Undačny vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologickè Studia. V. sev. časti. Prešovskych hor Prace Stàtnèho Geologickeho ùstavi. 1949, Sosit 17.

Laffitte P. Cartographie mettalogenique et gitis stratiformes. Econ. Geol., Monogr., 1967, New Jork, N3.

Newhouse W.H. The temperature of formation of the Mississippi Volley lead - zinc deposits. Econ. Geol., 1933, 28.

Park Ch.F. The zonal theory of ore deposits. Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume 1905-1955 1955, pt.I.

Schüller A. Die Metallisation und Genese des Kupferschiefers von Mansfeld. Abhand. d. Deutsch. Akad. der Wissensch. zu Berlin, Kl. f. Chemie, 1958, N6.

White C.H. Notes on the origin of the Manßfeld copper deposits. Econ. Geol., 1942, 37.

РЕЗЮМЕ

Замкнутые и фрагментарные рудные пояса приурочены к наиболее проницаемым для магм и рудообразующих растворов меглыбовым зонам. Они свойственны рудным провинциям, претерпевшим в постгеосинклинальный этап своего развития интенсивные складчато-глыбовые дислокации. Концентрация оруденения в замкнутых и фрагментарных рудных поясах - одна из главных закономерностей размещения эндогенного оруденения. Выявление их позволяет наметить перспективные площади /в том числе в закрытых и плохо обнаженных районах/ и является, в сущности, новым методом прогнозирования полезных ископаемых.

Для прогнозирования первостепенное значение приобретает также расшифровка региональной рудной зональности. Последняя, как правило, бывает односторонней, с последовательной сменой в одном направлении гипо-, мезо-, эпи- и телетермальных месторождений, включая медистые песчаники и пластовое свинцово-цинковое оруденение. Региональная рудная зональность обусловлена миграцией во времени и в пространстве тектоно-магматических процессов, с которыми связано оруденение, в завершающие этапы развития складчатых областей во внешние их зоны - в сторону передовых прогибов. Смена различных типов оруденения в региональной рудной зональности повторяет в общих чертах последовательность отложения продуктивных минеральных ассоциаций в отдельно взятых месторождениях. Прикладное значение выявления замкнутых рудных поясов и региональной рудной зональности рассмотрено на примере Восточного Забайкалья, Украины и других регионов. Расшифровка их дает ключ к прогнозированию определенных типов оруденения на обширных слабоизученных территориях, включая закрытые и слабообнаженные районы. В этом состоит один из путей повышения эффективности поисков месторождений полезных ископаемых.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, СИСТЕМАТИКА	5
Глава II. ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ	19
Краткий геологический очерк	22
Протерозой - нижний палеозой	25
Средний палеозой	31
Структуры докембрия и нижнего-среднего палеозоя	32
Интрузивные образования	33
Пермь и триас	42
Юра	46
Структуры перми, верхнего триаса и юры	49
Мезозойские интрузивные образования	54
Нижний мел	62
Кайнозой	64
Седиментационные циклы и формации	66
Консолидированные массивы и окаймляющие их замкнутые рудные пояса	68
Общие положения	92
Глава III. НЕКОТОРЫЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЩИТЫ	105
Особенности геологического строения и рудоносности щитов	105
Украинский щит	112
Криворожский и другие замкнутые рудные пояса в Среднем Приднепровье	124
Рудный пояс на периферии Украинского щита	141

Стр.

Алданский щит 146

Глава IУ. РОЛЬ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ 151

Возраст эндогенного оруденения Восточного Забайкалья 152

О влиянии дислокационных процессов на эндогенное рудообразование 167

Глава У. РЕГИОНАЛЬНАЯ РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ 177

Восточное Забайкалье 178

Донбасс 189

Советские Карпаты 199

Крым 205

Геотектоническое положение телетермального оруденения 209

Общие положения 216

Глава УI. НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ 225

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 236

ЛИТЕРАТУРА 242

РЕЗЮМЕ 256

Князев Георгий Иванович

ЗАМКНУТЫЕ И ФРАГМЕНТАРНЫЕ РУДНЫЕ ПОЯСА

Печатается по постановлению ученого совета
Института минеральных ресурсов
Министерства геологии УССР

Редактор Л.К.Медникова
Художественный редактор Н.И.Возный
Оформление художника А.С.Туровского
Технический редактор И.М.Баяджиева
Корректор А.Л.Полищук

Сдано в набор 17.П.72г. Подписано к печати 31.I.1973 г. БФ 03147.
Зак. № 116, Изд. № 333. Тираж 800. Бумага № 2. Формат 60x84 1/16.
Печ.физ.листов 16,25. Усл.печ.листов 14,88. Учетно-изд.листов 15,57
Цена 1 руб. 56 коп.

Издательство "Наукова думка", Киев, Репина,3.
Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.
Киев, Репина,4.

1 руб. 56 коп.

3177

«НАУКОВА ДУМКА»