

М. П. Материиков

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ГРУППЫ
ОЛОВЯННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР**

М. П. МАТЕРИКОВ

553.45

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ГРУППЫ
ОЛОВЯННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва 1974



Материков М. П. Закономерности размещения и геолого-генетические группы оловянных месторождений СССР. М., «Недра», 1974, 144 с.

В работе рассматривается положение оловоносных районов СССР в основных геологических структурах, дается характеристика оловоносных районов и месторождений различных формаций и типов; освещается региональная и локальная зональность в размещении оловянного оруденения. На основе статистических обобщений выявляются формы связи оловянного оруденения с главными типами магматических формаций и определяются геологические условия появления специализированных оловоносных интрузий.

Таблиц 1, иллюстраций 15, список литературы — 73 названия.

ВВЕДЕНИЕ

С начала 30-х годов в Советском Союзе проведены очень большие работы, направленные на изучение перспектив оловоносности. В результате этих работ были намечены основные оловоносные области, что позволило создать отечественную оловянную промышленность. Однако необходимо дальнейшее увеличение минерально-сырьевых ресурсов олова, поэтому поиски месторождений олова остаются в числе главных задач советских геологов до настоящего времени. Требуется повысить эффективность поисков, что связано с выбором направлений, разработкой поисковых критериев, совершенствованием методики поисковых работ и с углублением общих познаний в области геологии олова.

Вопросы геологии олова на протяжении многих лет и особенно в последние годы широко освещаются в геологической литературе. Наиболее полно они рассмотрены в известной монографии «Геология олова», вышедшей под редакцией С. С. Смирнова и О. Д. Левицкого в 1947 г. Позднее многочисленные статьи и некоторые монографии чаще всего посвящались описанию отдельных месторождений и районов или же разработке общих теоретических положений генетического и металлогенического характера. Лишь в юбилейном труде ВСЕГЕИ — «Геологическое строение СССР» (1968) — дана весьма содержательная, но очень краткая общая характеристика сырьевой базы Советского Союза по олову, составленная известными специалистами в данной отрасли М. И. Ициксоном и В. Т. Матвеевко. В связи с задачами прогнозирования и дальнейших поисков в предлагаемой работе суммируется опыт изучения оловоносных районов и месторождений в более расширенном виде. Металлогенические обобщения и аналогии с известными типами рудных районов и месторождений помогут наметить новые перспективные районы и участки, а также заранее учесть возможные для этих площадей типы месторождений и качество их руд.

Невозможно перечислить всех геологов, исследования которых учтены и в той или иной мере использованы при составлении настоящей работы, поэтому укажем лишь широко известные обобщения по геологии олова и классификации его месторождений С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич, М. И. Ициксона; по магматизму оловоносных районов — В. Л. Барсукова, Я. Д. Гот-

мана, Э. П. Изоха, Г. Л. Падалки, М. Г. Руб, А. В. Таусона, М. А. Фаворской, Ф. К. Шипулина; по методике поисков и оценки оловянных месторождений — Б. М. Косова, Н. М. Остроменцкого, Н. И. Сафронова. Оловоносность важнейших регионов освещена в работах Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, В. В. Еловских, Б. Н. Ерофеева, А. В. Зильберминца, Ю. Г. Иванова, С. Ф. Лугова, В. Т. Матвеевко, И. Я. Некрасова, А. П. Никольского, В. В. Онихимовского, Н. И. Тихомирова, С. Ф. Усенко, Б. Л. Флерова, В. К. Чайковского, М. В. Чеботарева и многих других геологов.

Автор приносит сердечную благодарность Ф. Р. Апельцину, Г. П. Воларовичу, Я. Д. Готману, Н. П. Заболотной, М. И. Ициксону, Е. С. Павлову и И. З. Самонову за их советы в процессе выполнения настоящей работы, а также Т. Н. Сириной и В. Т. Кураеву, оказавшим большую помощь в окончательной подготовке ее к печати. Особенно признателен автор академику В. И. Смирнову, внимательно ознакомившемуся с рукописью и сделавшему ряд ценных замечаний.

1. ПРОЯВЛЕНИЯ ОЛОВОНОСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР В РАЗРЕЗЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ И ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Представления об основных закономерностях размещения оловоносных районов, предложенные четверть века назад Е. А. Радкевич (Геология олова, 1947), не потеряв своего значения и сейчас, вместе с тем существенно пополнились и уточнились.

Размещение оловянных месторождений подчиняется планетарным и региональным геологическим структурам. Выделяется целый ряд оловоносных поясов, зон и районов (рис. 1). Эти рудоносные территории всегда многометальны, и, называя их оловоносными, мы подчеркиваем лишь одну присущую им особенность. Вместе с оловом в металлогенетические комплексы данных рудных поясов входят вольфрам, фтор, бор, мышьяк, молибден, висмут, некоторые другие редкие металлы, свинец, цинк, медь, золото, серебро, сурьма, ртуть. В одних случаях олово ассоциируется лишь с элементами редкометальной группы, в других — с цветными металлами, в третьих — с теми и другими.

Многие районы, называемые здесь оловоносными, не подходят под известное определение «настоящего оловорудного района», данное в свое время С. С. Смирновым (1941), так как по состоянию изученности не имеют бесспорно промышленных месторождений олова. Мы не пытаемся преувеличивать перспективы этих «возможно оловоносных районов», но не считаем возможным и исключать их из общего обзора, в котором преследуется история развития оловоносности от протерозоя до кайнозоя в связи с развитием структур и магматизма. Без характеристик и таких районов общие представления о металлогении олова были бы неполными. Отметим, что предложенное С. С. Смирновым понятие «оловорудный район» нельзя рассматривать в отрыве от времени. Оно было вполне справедливо в 1941 г. при выборе решающего направления работ, необходимых для быстрейшего создания первоначальной сырьевой базы отечественной оловянной промышленности, но не может считаться вечной истиной, ограничивающей перспективные поиски районами уже открытых месторождений. Достаточно указать, что согласно данному определению нельзя было бы в то время отнести к числу

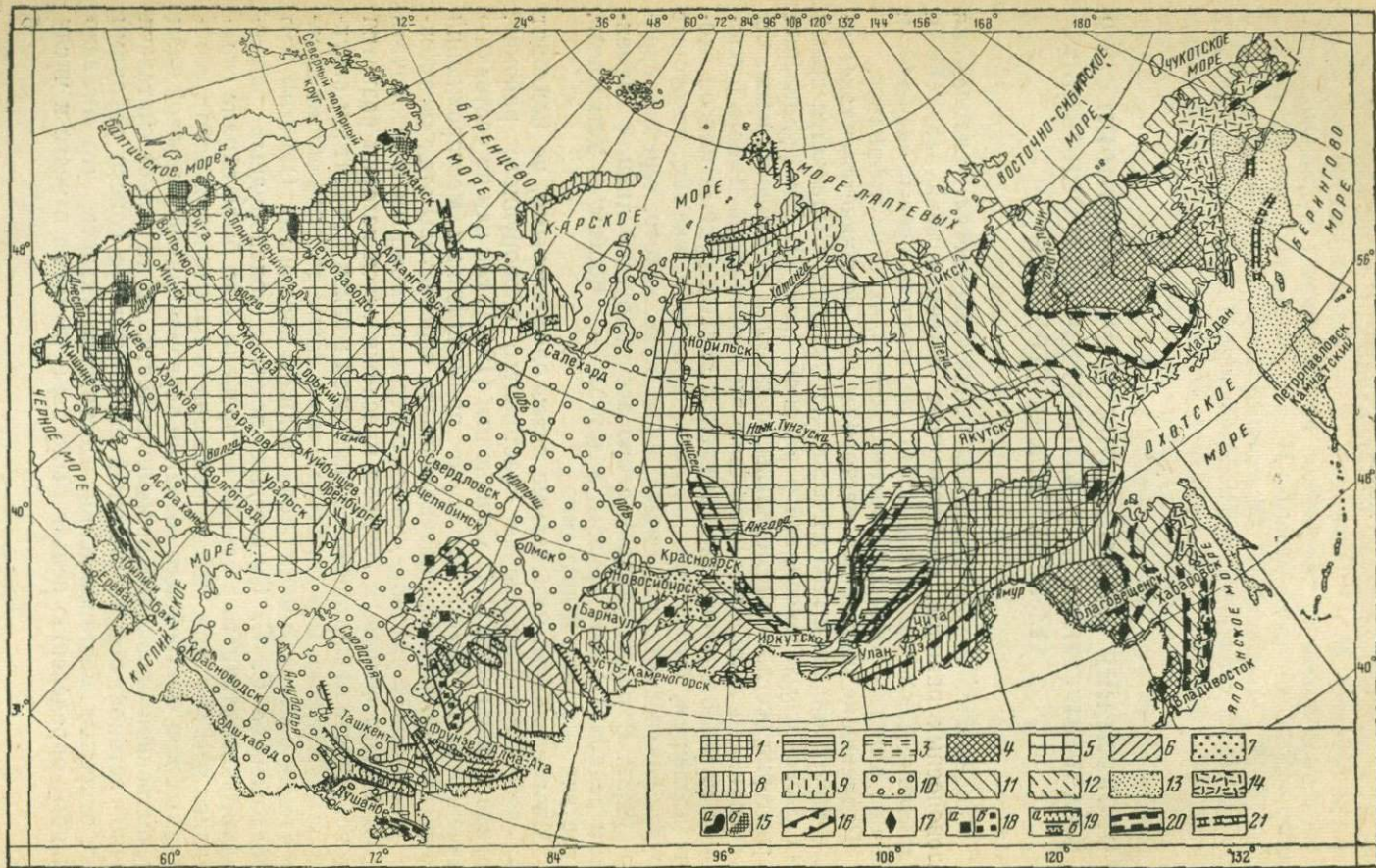


Рис. 1. Схема размещения оловоносных районов СССР.

Тектоническое районирование. По тектонической карте Евразии. (Тектоника Евразии, 1966, с незначительными изменениями): 1 — области лорифейской складчатости (кристаллические щиты); 2 — области байкальской складчатости; 3 — красивые прогибы байкальской складчатости; 4 — дальневосточные массивы поздних байкал и другие жесткие массивы в области мезозойской складчатости; 5 — чехол древних и эпибайкальских платформ; 6 — области каледонских складчатостей; 7 — средне- и верхнепалеозойские впадины на байкалах и платформ; 8 — области герцинской складчатости; 9 — краевые прогибы герцинской складчатости; 10 — чехол эпипалеозойских платформ; 11 — области мезозойской складчатости; 12 — краевые прогибы мезозойской складчатости; 13 — области алпийской (среднемиоценовой) складчатости в кайнозойского тектогенеза востока Азии; 14 — мезо-кайнозойские вулканогенные пояса (Охотско-Чукотский и Сихотлинский); Оловоносные пояса, зоны, районы и единичные проявления потенциально оловоносных гранитов рапакиви на щитах и в фундаменте оловоносности на кристаллических щитах (а) и районах развития оловоносности на байкалах; 17 — оловоносные Русской плиты (б); 16 — оловоносные зоны байкал; 18 — позднекаледонские или раннегерцинские одиночные рудопроявления олова (а) и оловоносные зоны (б); 19 — герцинские оловоносные пояса и зоны (а) и единичные проявления (б); 20 — мезо-кайнозойские оловоносные пояса и зоны; 21 — кайнозойские зоны проявлений оловоносности

«настоящих оловорудных районов» такие ныне широко известные, как Хинганский, Комсомольский, Арму-Иманский и Сарыджазский.

Известные оловоносные районы СССР в основном сосредоточены в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Более западные области страны представляются в отношении олова менее перспективными. Однако окончательная отрицательная оценка всех районов Советского Союза, лежащих западнее Байкала, преждевременна. Об этом свидетельствуют результаты недавних исследований в Средней Азии, а также давно известные крупные районы промышленной оловоносности в Западной Европе (в Корнуэлле, Рудных горах и др.). Они подтверждают справедливость замечания С. С. Смирнова, сделанного в той же статье «К оценке оловорудных районов», где говорится: «... идея о том, что концентрация олова специфична для Тихоокеанского кольца и менее характерна для атлантического типа металлогенеза, при ближайшем рассмотрении оказывается не вполне правильной» (С. С. Смирнов, 1941, стр. 4).

Объем работы не позволяет всесторонне охарактеризовать каждый оловоносный регион, поэтому основное внимание обращено на те черты отдельных районов, которые более выразительно проявлены и могут служить для более разностороннего освещения общих закономерностей. Это позволяет избежать при описании районов и множества повторений однородных фактов, которые суммируются в заключительных разделах работы. Следует также заметить, что оловоносность таких территорий, как Северо-Восток, Дальний Восток и Восточное Забайкалье, весьма широко освещена в печати в многочисленных статьях и ряде монографий, в то время как проявления оловянного оруденения во многих других частях страны известны далеко не всем.

1. Кристаллические щиты

Оловоносность щитов мало исследована. Отдельные еще окончательно не оцененные месторождения и рудопроявления

олова выявлены в Приладожье и на Украине (Волынь и Приазовье). Проявления оловоносности известны также на Кольском полуострове и в пределах Алданского щита, но изучены они крайне слабо.

В отношении возраста оловоносных магматических комплексов кристаллических щитов существуют довольно противоречивые мнения. Однако подавляющее большинство исследователей древних комплексов — Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкина, Л. Г. Бернадская, Я. Н. Белевцев и А. К. Прусс, М. Н. Доброхотов, А. П. Никольский и др. — единодушны в отнесении их формирования к периоду преобразования докембрийских подвижных областей в платформенные глыбовые структуры, с развитием поздних фаз этих комплексов в условиях активизации молодых протерозойских платформ. Крайне незначительные признаки олова, связанные с более ранними (нижнепротерозойскими и архейскими) магматическими комплексами, представляют лишь геохимический и минералогический интерес.

В обнажающейся части Анабарского кристаллического массива, аналогичного по строению архейскому массиву Алданского щита, этап перехода его в «молодую» платформу не нашел проявления. По-видимому, поэтому там неизвестны ни граниты рапакиви (или их аналоги), ни оловянные рудопроявления докембрия.

Балтийский щит

Северное Приладожье. Наиболее значительные рудопроявления олова на Балтийском щите расположены в районе Северного Приладожья, где еще в 1810 г. было открыто Питкярантское месторождение магнетитовых скарнов с сопутствующим медно-цинковым и оловянным оруденением. В последнее время здесь выявлен ряд новых рудопроявлений олова, вольфрама и цветных металлов, среди которых наиболее значительно месторождение Кителя. Все они приурочены к зоне экзоконтакта Салминского (Питкярантско-Тулумозерского) массива гранитов рапакиви. Руды локализуются в первично карбонатных породах и принадлежат к скарновому типу.

Граниты рапакиви развиты вдоль южной окраины Балтийского щита, где прослеживается крупная радиальная флексура примерно широтного простирания, протягивающаяся на 1300 км от Онежского озера в Карелии, через Финляндию, на территорию Швеции. По этой флексуре на границе среднего и верхнего протерозоя началось обособление Балтийского щита от Русской платформы. В той же краевой части щита получили развитие платформенные вулканогенно-осадочные иотнийские отложения.

По данным А. И. Кайряка и Р. А. Хазова (1967 г.), принадлежащая к иотнийской серии салминская свита (абс. возраст 1350 млн. лет) лежит на денудированной поверхности массива гранитов рапакиви. Абсолютный возраст последних, определявшийся для всего Приладожья различными методами, составляет 1650—1610 млн. лет.

Однако Р. А. Хазовым, кроме того, выделяются дополнительные интрузивные фазы с возрастом от 1530 до 1422 млн. лет, т. е. более близкие по абсолютному возрасту к вулканогенным образованиям салминской свиты. В Швеции известны как доиотнийские (хогландские), так и более молодые гранитоиды того же позднепротерозойского комплекса (Геология СССР, т. XXXVII, 1960, стр. 501).

В строении Салминского массива участвуют граниты трех фаз: 1) крупнозернистые порфириовидные и овоидные граниты, слагающие большую часть массива, 2) равномернозернистые граниты северной части массива, 3) разномзернистые и мелкозернистые граниты, слагающие два обособленных выхода в западной части массива и многочисленные штоки и дайки во вмещающих породах его западной экзоконтактовой зоны; для жильной серии характерны аплиты и отчасти пегматиты. Общее время формирования всего магматического комплекса охватывает период более чем в 200 млн. лет.

По химическому составу граниты Салминского массива отличаются от типовых рапакиви несколько меньшим содержанием фемических компонентов и соответствуют нормальному лейкократовому граниту. Однако для них остается весьма характерным высокое отношение калия к натрию и железа к магнию. Изменение соотношения между щелочами в поздних дифференциатах, как обычно, связано с развитием процессов натрового метасоматоза, и нередко граниты третьей фазы превращены в апограниты и альбититы, сопровождаемые редкометальным оруденением. Характерная черта гранитов рапакиви Салминского массива — присутствие в них большого количества акцессорных минералов, особенно флюорита и циркона. В гранитах второй и третьей фаз появляются касситерит, колумбит, шеелит, турмалин.

От одной интрузивной фазы к другой, по Р. А. Хазову, прослеживается закономерное повышение содержаний в породах олова (от 6 до 18 г/т), а также ряда таких акцессорных элементов-примесей, как бериллий, цирконий, иттрий, иттербий, ниобий, медь, цинк, фтор. Закономерно увеличивается содержание олова и в минеральных фракциях разнофазных гранитов (в г/т): в биотите от 53 до 1000, в микроклине от 4,2 до 66, в плагиоклазе от 3,2 до 54, в кварце от 9 до 110, в магнетите от 65 до 1000 и во флюорите от следов до 120.

Оловорудные скарны Северного Приладожья сформировались в два этапа, разделенные большим перерывом во времени: 1) «раннескарновый» этап проявился в эпоху «постладожского» (нижнепротерозойского) магматизма; с ним связано широкое развитие пироксеновых скарнов в зоне контакта гнейсо-гранитов с карбонатными породами; 2) «скарново-рудный» этап генетически связан с многофазной интрузией гранитов рапакиви. Все известные месторождения и рудопроявления района приурочены к кровле Салминского массива гранитов рапакиви, но пространственно они тяготеют к куполам более древних, чем рапакиви, гнейсо-гранитов, которые распространены в широкой полосе вдоль северного берега Ладож-

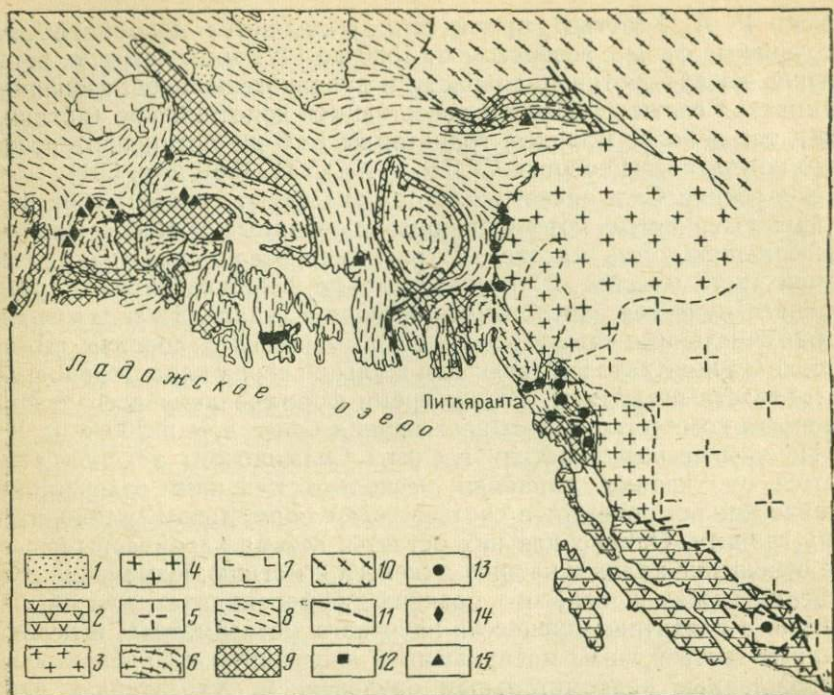


Рис. 2. Основные рудоконтролирующие элементы в оловоносном районе Северного Приладожья: сочетание экзоконтактовой зоны массива посторогенных гранитов с горизонтами апокарбонатных пород в обрамлении гнейсогранитных куполов и с зонами интенсивных тектонических нарушений. (Схема геологического строения по материалам Р. А. Хазова, В. И. Хазовой и Г. В. Макаровой)

1 — современные отложения; 2 — салминская свита основных эффузивов, гравелитистых песчаников и конгломератов (Р₁); 3 — мелко- и среднезернистые порфировидные биотитовые граниты третьей фазы; 4 — среднезернистые биотитовые граниты второй фазы; 5 — граниты рапакиви; 6 — купола постладожских гнейсогранитов и мигматитов; 7 — интрузии основного состава; 8 — слюдяные кварциты, биотит-кварцевые сланцы и др. (ладожская серия); 9 — амфиболитовые сланцы и амфиболиты с прослоями графитистых кварц-биотитовых сланцев, доломитизированных скарированных известняков, скаринов и кварцитов (сортавальская свита); 10 — архейские и раннепротерозойские граниты, гнейсограниты, мигматиты и ортоамфиболиты Карельского массива; 11 — линии разрывных нарушений. Месторождения и рудопроявления: 12 — железа, 13 — олова, 14 — вольфрама, 15 — свинца и цинка

ского озера и являются одной из особенностей рудного района. Размещение рудных тел отчетливо подчиняется литологическому и тектоническому контролю — горизонтам апокарбонатных пород в известняково-сланцевом обрамлении гнейсогранитных куполов и зонам интенсивных тектонических нарушений в пределах этих горизонтов (рис. 2).

По Р. А. Хазову, в пределах скарно-рудного этапа выделяются четыре стадии минералообразования: 1) скарно-магнетитовая, связанная со становлением среднезернистых гранитов рапакиви второй фазы, 2) касситерит-полевошпатовая, связанная с внедрением

даек аплитовидных гранитов рапакиви третьей фазы, 3) кварц-сульфидная и 4) послерудная (с серпентинитом, хлоритом, кальцитом, тальком, асбестом и др.). Для всех постмагматических образований характерны минералы фтора, который весьма специфичен и для самих гранитов рапакиви.

Генезис оловянно-полиметаллического оруденения объяснялся по-разному. Одни исследователи связывали оруденение с интрузией гранитов рапакиви, другие — с посладожскими гнейсо-гранитами, третьи — с процессами ультраметаморфизма. Позднейшие исследования с применением структурно-геологических, минералого-петрографических и геохимических критериев (Билибина, Богданов, 1960; Хазов, 1967) подтверждают первую точку зрения, впервые высказанную О. Трюстадом в 1907 г. Следует заметить, что специальное геохимическое изучение метаморфических пород Северного Приладожья, проведенное А. А. Предовским и В. П. Петровым, не обнаружило в них повышенной оловоносности, отсутствует она также и в ранне-протерозойских гранитоидах. По данным Р. А. Хазова, среднее содержание олова в древних образованиях составило всего лишь 2 г/т. Только с приближением к контакту Салминского массива гранитов рапакиви оно повышается в гнейсо-гранитах до 5 г/т и в роговиках до 10 г/т.

Кольский полуостров. С начальным периодом формирования платформы связано образование потенциально оловоносных магматических комплексов и на Кольском полуострове, где оно происходило в несколько иных структурных условиях — не в окраинной части щита, а внутри его, вдоль тектонических швов на сочленении крупных складчатых структур или же вдоль разломов, рассекающих эти структуры. И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968) выделяют среди гранитоидов субплатформенного этапа развития три формации: 1) щелочных гранито-сиенитов, 2) лейкократовых гранитов и аляскитов, 3) порфириовидных гранитов и гранитов рапакиви. Все они в той или иной степени оловоносны, но отличаются в этом отношении гранитоиды третьей формации, занимающие обособленное положение.

Интрузии порфириовидных гранитов и гранитов рапакиви локализируются в западной части Кольского полуострова, где составляют цепочку с простираемием северо-восток — юго-запад, контролируемую Юоввоайвско-Урагубским разломом. Последний пересекает как Кольский, так и Беломорский геотектонические районы и уходит в юго-западном направлении на территорию Финляндии.

Абсолютный возраст гранитоидов 1670—1620 млн. лет. Состав пород меняется от гранодиоритов до лейкократовых гранитов. Характерные элементы-примеси в породах — олово, редкие земли, фтор, барий, титан. Содержание олова в большинстве случаев не превышает 5—6 г/т, но на некоторых участках существенно увеличивается. Так, в южной части массива р. Западной Лицы в зоне мигматитов содержание олова в гранитах и измененных амфиболитах колеблется в пределах 10—30 г/т. В северной части того же

массива в средней пробе порфиридных гранитов установлено 32 г/т олова. Жильные мелкозернистые граниты массива на оз. Портлубола содержат в среднем 18 г/т олова. Среди минералов всех разновидностей гранитов наибольшими концентрациями олова обладают сфены (до 0,03%).

К зоне того же Юоввоайско-Урагубского разлома принадлежит Юоввоайский гранитный массив, который Н. Д. Батиева и И. В. Бельков относят к формации лейкократовых гранитов и аляскитов. По М. И. Дубровскому, он сопровождается небольшим субвулканическим штокообразным телом горы Учабюайв, в котором широко проявлена жильная фация (аплиты, кварцевые порфиры, лампрофиры), а также альбитизация и грейзенизация с сопутствующими кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами с молибденитом и резко подчиненным колумбитом (Геология СССР, т. XXVII, 1958). Установлена металлогенетическая специализация пород юоввоайского комплекса на бериллий, ниобий, тантал, молибден, олово, вольфрам и висмут, которая усиливается от неизмененных разновидностей к погранитам и грейзенам. Абсолютный возраст пород равен 1700 млн. лет, т. е. он очень близок возрасту порфиридных гранитов и гранитов рапакиви.

Украинский щит

На Украине выделяются два района с проявлениями оловоносности: Пержанский — на северо-западной окраине кристаллического щита и Приазовский — на юго-восточной окраине. Оба района принадлежат к областям развития средне-верхнепротерозойских магматических комплексов, но для Пержанского характерен габбро-анортозит-рапакивигранитный (коростенский) комплекс, а для Приазовского — сиенито-щелочной (приазовский). В обоих случаях главные оловянные рудопроявления связаны с дополнительными интрузиями гранитов (пержанских на северо-западе, екатериновских в Приазовье). В среднем Приднепровье намечается, кроме того, еще один потенциально оловоносный, но особенно слабо изученный район — Корсунь-Новомиргородский, тяготеющий к северо-восточному ограничению щита.

Пержанский район (северо-западная окраина щита). Сложный Коростенский плутон формировался путем повторных внедрений магмы. Ядро его составляет массив основных пород, представленных оливиновыми габбро-норитами с подчиненным количеством перидотитов и лабрадоритами. Периферическую часть массива составляют несколько более молодые разновозрастные граниты. Абсолютный возраст по данным определений аргоновым и свинцовым методами составляет 1800—1700 млн. лет. В зоне их контактов среди основных пород развиты гибридные породы — от монцонитов до диоритов. Почти постоянное присутствие калиевого полевого шпата характерно и для срединных частей габброидного ядра.

Все гранитоиды характеризуются резким преобладанием железа над магнием и калия над натрием. Из аксессуаров в них присутствуют циркон, флюорит и апатит; в гранитах рапакиви, кроме того, содержатся титаномагнетит, ортит, гранат, турмалин; в рапакивиобразных гранитах — ортит и очень редкий касситерит. В биотитах, по данным Б. Ф. Мицкевича (1963 г.), происходит повышение содержания олова от 10—50 г/т в рапакивиобразных гранитах до 100—200—300 г/т в биотитовых гранитах следующих субфаз. Закономерно возрастает и щелочность пород.

Наиболее высокие концентрации редких металлов, олова и щелочей связаны с обособленной интрузией более молодых пержанских гранитов, которые подверглись интенсивным изменениям с образованием щелочных метасоматитов, кварц-слюдистых и кварц-флюорит-слюдистых грейзенов. Район распространения этих гранитов характеризуется, по Н. П. Семенову (1958 г.), касситерит-колумбит-вольфрамит-редкометальной минерализацией, связанной с зонами метасоматоза и питающей комплексные палеогеновые россыпи.

Абсолютный возраст щелочных метасоматитов, связанных с пержанскими гранитами, определен в 1300—1220 млн. лет, т. е. является более молодым в сравнении с самыми поздними дифференциатами оловоносного комплекса в Приладожье (1420 млн. лет). Это подтверждается геологическими данными, поскольку пержанские граниты рвут породы овручской вулканогенно-осадочной серии, которая может параллелизоваться с салминской свитой Приладожья. Вулканогенно-осадочные породы подобно салминским залегают на размытой выветрелой поверхности коростенских гранитов; абсолютный возраст их 1400 ± 100 млн. лет.

Приазовский район (юго-восточная окраина щита) с признаками оловоносности примыкает с юго-запада к району развития интрузий сиенито-щелочного комплекса Приазовья, с которым связана циркон-пироксоловая минерализация. Рудопроявления олова ассоциируются с отдельной группой интрузивов — Екатериновским и Каменноугольским массивами.

Сиенито-щелочной комплекс параллелизуется по времени образования и по общему характеру с коростенским, от которого отличается присутствием щелочных и нефелиновых сиенитов. Данные о возрасте екатериновских гранитов противоречивы. Многие исследователи относят эти граниты к заключительным фазам формирования сиенито-щелочного комплекса и, таким образом, уподобляют пержанским или же кварцевым порфирам овручской серии северо-западной части кристаллического щита (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Существуют в то же время мнения о палеозойском или даже мезозойском возрасте этих гранитов, что основывается на геологических взаимоотношениях сходных по составу пород с отложениями карбона. Такие предположения нельзя игнорировать, поскольку эта часть Украинского щита может рассматриваться как срединный массив в герцинидах.

Учитывая неопределенность возрастного положения екатериновских — каменномогильских гранитов мы воздержимся от их более подробной характеристики. Отметим, однако, что по характеру металлогенической специализации эти граниты сопоставимы сержанскими. Геохимическое изучение показывает общее обогащение пород потенциально ловоносных массивов аксессуарными примесями лития, рубидия, олова, тантала, ниобия, тория, бора, вольфрама, бериллия, меди и свинца. С развитием метасоматического процесса происходило их дальнейшее обогащение танталом и оловом. Содержание первого в Каменномогильском массиве возрастает от 3 г/т в роговообманково-биотитовых гранитах до 42 г/т в кварцевых альбититах, а второго соответственно от 9 до 30 г/т. Наиболее высокие содержания касситерита отмечены в коре выветривания восточной и центральной части Екатеринбургского массива. С размывом оловоносных гранитов связаны повышенные содержания касситерита в отложениях неогена и палеогена.

За пределами выступающих на поверхность кристаллических щитов граниты рапакиви и ассоциированные с ними лабрадориты и реже габбро и сиениты вскрываются в фундаменте Русской платформы преимущественно в западных районах СССР и частично в северо-восточной части Польши. Вместе с обнажающимися массивами этого магматического комплекса в Приладожье, на Волинии, Среднем Приднепровье и в Приазовье они, по Л. А. Варданянцу и С. Н. Тихомирову (1968 г.), составляют полукольцо, охватывающее Русскую плиту с юга, запада и северо-запада (см. рис. 1). Возможна оловоносность всех этих районов, однако скрытая под мощным платформенным чехлом. В частности, по данным А. Я. Зингермана (1965 г.), намечаются благоприятные предпосылки для поисков оловоносных россыпей в южной части Белоруссии: в районах присклоновых участков Украинского кристаллического щита и Микашевичского выступа фундамента.

Заканчивая характеристику наиболее древних проявлений оловянного оруденения, следует отметить, что появлению оловоносных магматических комплексов среднего и верхнего протерозоя предшествовали весьма длительные периоды формирования магматических пород архея и нижнего протерозоя, которые вместе с процессами осадконакопления и метаморфизма вели к развитию и геохимической дифференциации первичной земной коры. В общей схеме развития магматизма проявилась как полицикличность, выраженная в повторении ряда однотипных комплексов, так и односторонне направленная эволюция. На начальном этапе формирования земной коры преобладали вулканиты основного состава; после образования первичного гранито-гнейсового слоя появились в значительных объемах кислые вулканиты; вслед за стабилизацией этого слоя, в конце раннего докембрия, т. е. в период преобразования щитов в платформенные глыбовые структуры, последовало возникновение богатых щелочами потенциально оловоносных гранитоидных магм.

Формирование этих габбро-гранитных формаций проходило в относительно спокойной тектонической обстановке и длилось несколько сотен миллионов лет, что при громадных размерах интрузий обусловило высокую степень их дифференцированности.

2. Области байкальской складчатости

На современном эрозионном срезе области байкальской складчатости узкими поясами окаймляют древние платформы — Русскую, Сибирскую и Китайскую. Но выступы байкалид отмечаются и в большом удалении от платформ, свидетельствуя об огромных территориях, занимавшихся байкальскими геосинклиналями.

Для времени их формирования характерен интенсивный размыв воздымавшегося кристаллического фундамента древних платформ, что не повторялось в дальнейшей истории земной коры (Тектоника Евразии, 1966). Столь же специфичная сравнительно незначительная внутренняя расчлененность поперечного профиля геосинклиналей благоприятствовала хорошей сортировке огромных масс терригенного материала, поступавшего с платформ, на платообразных поднятиях фундамента которых была развита мощная кора выветривания.

В миогеосинклинальном комплексе, отложения которого часто имеют мощность более 8—10 км, развиты песчаниковые, сланцевые и карбонатные свиты. С удалением от краев платформ значение сланцев возрастает, вплоть до полного выклинивания свит другого состава. Среди песчаниковых толщ, связанных в основном с размывом гнейсов, гранитов и сходных с ними пород, встречаются слои, обогащенные устойчивыми минералами и даже россыпные месторождения (титановые, цирконовые и др.). Для карбонатных толщ характерна повышенная магнезиальность с широким развитием первичных доломитов, иногда содержащих залежи магнезитов. Для некоторых горизонтов миогеосинклинального комплекса обычна повышенная железистость, по-видимому связанная с интенсивными процессами выветривания темноцветных пород отдельных участков кристаллического цоколя древних платформ.

Весьма вероятно обогащение некоторой части рифейских отложений миогеосинклинального комплекса и оловом, поступавшим за счет размыва более древних оловоносных образований, развивавшихся главным образом в краевых частях кристаллических щитов. Поэтому заслуживают внимания предположения Б. А. Малькова, Е. М. Мельникова и И. В. Швецова (1965 г.) о первичноосадочной природе самородного олова, обнаруженного ими в метаморфических породах полуострова Канин, а также польского исследователя С. Яснопольского (Czalamacha, 1967), который относит к осадочно-метаморфическим оловянные руды в кристаллических сланцах Каменицкой гряды в Западных Судетах. В. В. Онихимовским отмечаются касситеритсодержащие докембрийские амфиболиты в районе

Туранского хребта (Буреинский массив), правда, он не связывает их с осадочным происхождением.

По насыщенности проявлениями оловянного оруденения выделяются сибирские байкалиды и дальневосточные массивы поздних байкалид. В пределах Канино-Тиманского пояса байкалид примесь олова устанавливается в гранитах и щелочных породах, формирование которых, по Ю. П. Ивсену (1964 г.), относится к концу рифея — началу кембрия. В грейзенизированных и альбитизированных гранитных пегматитах полуострова Канин, по данным того же исследователя, иногда встречаются зерна касситерита. Возможно, что к позднебайкальскому металлогенезу следует относить некоторую часть рудопоявлений олова Полярного и Приполярного Урала, связанную с кембрийскими интрузиями калиевых гранитов, абсолютный возраст которых определяется в 530—480 млн. лет.

Сибирские байкалиды

В системе сибирских байкалид, огибающих южный выступ Сибирской платформы, выделяются Байкальская горная область, Восточный Саян, Енисейский кряж и Туруханское поднятие. Проявления оловянного оруденения в пределах этой системы широко распространены и не известны только в последнем районе. К оловоносным районам сибирских байкалид относятся также Сангиленский массив в Туве и, возможно, Томский выступ, которые входят в систему каледонид Алтае-Саянской складчатой области.

Специфичны для сибирских байкалид оловянно-редкометалльные пегматиты, в которых олово в лучшем случае представляет собой лишь сопутствующий полезный компонент. Проявления оловоносности других типов еще плохо изучены.

Енисейский кряж. По Г. И. Кириченко и Г. Б. Кочкину (1968 г.), здесь выделены три структурно-формационные зоны, которым соответствуют одноименные металлогенические зоны первого порядка: Южно-, Западно- и Восточно-Енисейская. Оловорудные проявления известны в двух первых (главным образом в Западно-Енисейской).

В Южно-Енисейской зоне, представляющей выступ фундамента байкалид, отмечаются только пегматиты, содержащие спорадическую гнездовую вкрапленность касситерита, вольфрамита и акцессорного берилла. Они связаны с так называемыми посольненскими или нижнеканскими гранитами (абс. возраст главной фазы $880 \pm \pm 70$ млн. лет), с которыми связываются и более поздние золотоносные кварцевые жилы.

Западно-Енисейская металлогеническая зона соответствует глубокому рифейскому прогибу с метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями и магматическими породами протерозоя и рифея. В составе отложений позднего докембрия выделяется Верхневороговский вулканогенный комплекс, связанный с эпиконтинентальными впадинами и сопровождаемый субвулканическими интрузиями. По данным Г. Б. Кочкина (1968 г.), различные по

происхождению и общему химизму породы этого комплекса в числе рассеянных элементов-примесей содержат олово. Олово входит в число характерных элементов-примесей и позднеорогенных гранитов татарско-аяхтинского комплекса (абс. возраст 895—620 млн. лет), с которыми связаны пегматиты, золотоносные (иногда золото-сурьмяные) кварцевые жилы и спорадические кварц-грейзеновые проявления с оловянным, вольфрамовым и молибденовым оруденением. Известны, кроме того, оловоносные скарново-рудные образования.

По химизму граниты татарско-аяхтинского комплекса относятся к натровым породам, которым не свойственно оловянное оруденение промышленного значения. Однако в пределах Западно-Енисейской зоны имеются и существенно калиевые субщелочные граниты, выделяемые в отдельный глушихинский комплекс (абс. возраст 850 ± 60 млн. лет). Они слагают явно послескладчатые трещинные интрузии, контролируемые тектоническими нарушениями. Представлены лейкократовыми двуслюдяными гранитами; акцессорные минералы — турмалин, апатит, циркон. В жильную серию входят мусковитовые граниты, кварцевые порфиры, пегматитовые и кварцевые жилы. К области развития пород этого комплекса приурочены многочисленные рудопроявления свинца и цинка (Геологическое строение СССР, т. III, 1968), а также обширные ореолы рассеяния олова, наряду с которым здесь распространены вольфрам, свинец, редкие земли, реже медь, ртуть и золото.

Давно известно присутствие касситерита в шлихах золотоносных россыпей, сосредоточенных в восточной части Западно-Енисейской зоны, где полностью господствуют натровые граниты татарско-аяхтинского комплекса. Здесь неоднократно предпринимались специальные работы по разведке некоторых россыпей касситерита и по поискам коренных месторождений олова, но они не дали практически ценных результатов.

Из числа известных выделяются два района с коренными рудопроявлениями олова в срединной части Западно-Енисейской зоны: Ведугинский и Тырадинский.

Ведугинский район, расположенный в бассейне р. Большого Пита, тяготеет к контакту крупного гранитного массива татарско-аяхтинского комплекса. Рудопроявления олова представлены преимущественно кварц-мусковитовыми грейзенами, иногда с флюоритом или турмалином, а также с касситеритом и вольфрамитом. Имеются слабооловоносные пегматиты и кварцевые жилы.

Тырадинский район охватывает верховья рек Чапа, Гаревки и, возможно, Тисы, где в осевой части Западно-Енисейской зоны выступают зеленокаменные породы раннего протерозоя и наряду с этим размещаются наложенные впадины нижнего кембрия. Относительно небольшие гранитные интрузивы района относятся также к татарско-аяхтинскому комплексу, но не исключено, что сюда проникают и трещинные интрузии глушихинского комплекса. Оловянное оруденение на Лево-Тырадинском рудопроявлении связано с магнетит- и флюоритсодержащими скарнами с редкометалльной и

полиметаллической (цинковой) минерализацией. На рудопроявлении Тырадинско-Сурнихинском, где на широкой площади установлено повсеместное распространение касситерита в шлихах, отмечается много грейзенизированных гранитов и пегматитов.

Восточный Саян. В строении этого сложного складчатого сооружения принимают участие раннедокембрийские (архейские и нижнепротерозойские), байкальские и каледонские структуры, осложненные герцинскими и более поздними тектоническими движениями. В отношении эндогенной минерализации наиболее значительный интерес по состоянию изученности представляют байкальский (саянский) и позднекаледонский тектоно-магматические комплексы (последний будет рассмотрен в разделе «Области каледонской и герцинской складчатостей»).

Гранитоиды саянского комплекса прорывают рифейские геосинклинальные образования и перекрываются отложениями орогенного яруса. Последние прорываются поздними («малыми») интрузиями байкальских гранитоидов. Данные об абсолютном возрасте саянского комплекса крайне противоречивы, но средние цифры близки к цифрам возраста байкальских гранитоидов других районов, в частности соседнего Енисейского кряжа.

Оловянно-редкометальное оруденение, связанное с пегматитами главной фазы саянского комплекса, главным образом локализуется в пределах Урикско-Ийской металлогенической зоны, приуроченной к одноименной грабен-синклинали среди блоковых поднятий кристаллического фундамента добайкальской Сибирской платформы, которые являются прямым продолжением Южной зоны Енисейского кряжа. Кроме саянских гранитоидов здесь развиты породы и других интрузивных комплексов, в частности более ранние диориты, а также каледонские кислые и щелочные гранитоиды. Соответственно и эндогенная минерализация не ограничивается в данной зоне месторождениями пегматитовой формации, а охватывает весьма разнообразные рудные комплексы (Геологическое строение СССР, т. IV, 1968).

Урикско-Ийская металлогеническая зона протягивается широкой полосой в северо-западном направлении от р. Урик на юго-востоке до р. Тагул на северо-западе, где скрывается под платформенным чехлом. В пределах зоны наряду с продольной намечается и поперечная металлогеническая зональность, обусловленная субширотными зонами повышенной проницаемости. С такими поперечными зонами, возможно, связана и локализация крупных пегматитовых полей — Бельско-Окинское и Тагульское, отстоящих более чем на 200 км одно от другого.

Рудоносные пегматиты месторождений Бельско-Окинское района (юго-восточная часть металлогенической зоны) залегают в экзоконтактовых зонах гранитных массивов. Вмещающими породами на Урикском месторождении являются амфиболиты, на Белореченском и Гольцовом — кристаллические сланцы и гнейсы. Пегматитовые жилы имеют кварц-микроклиновыи состав и на всем

протяжении рудоносных интервалов альбитизированы. Содержание слова в таких рудах измеряется лишь сотыми долями процента.

Более богатое оловянное оруденение выявлено на Бельском участке Белореченского месторождения, где кроме альбитизации проявилась грейзенизация пегматитов. Основным рудным минералом здесь становится касситерит, а сподумен и берилл встречаются в аксессуарных количествах. Распределение полезных компонентов в рудах крайне неравномерно, неравномерно проявлены и процессы изменения пегматитов.

Сангиленский массив. Расположен в пределах Монголии и Тувы, входит в состав ранних каледонид Алтае-Саянской области, сформирован в конце докембрия и оловоносность его связана с поздне-рифейским гранитоидным магматизмом. Массив почти целиком сложен рифейским комплексом пород, а по внутреннему строению представляет собой типичный синклиорий. Кембрийские отложения, сохранившиеся внутри синклиория на небольших площадях, залегают, как правило, резко несогласно на подстилающих образованиях.

В составе позднерифейских гранитоидов (эрзинский комплекс) преобладают гнейсовидные, порфириовидные, реже пегматоидные граниты; в эндоконтактах встречаются гранодиориты, иногда диориты и габбро. Интрузии гранитов сопровождаются касситеритсодержащими редкометальными пегматитами, кварц-полевошпатовыми жилами, грейзенами. Для петрохимии этих гранитов характерно повышенное содержание щелочей с близкими количествами натрия и калия и повышенная железистость цветных минералов. Гранитоидный комплекс рифея синхронен началу развития геосинклинальных прогибов каледонид.

Для оловоносных пегматитовых полей Сангиленского массива характерна приуроченность к карбонатным толщам средней части рифейского разреза. В отличие от нижележащих терригенных толщ, благоприятствовавших тонкой инъекции магмы с широким развитием процессов гранитизации вмещающих пород, карбонатные толщи служили своего рода экраном для площадного продвижения магмы. Они вмещают более редкие, но компактные трещинные массивы гранитов, главным образом приуроченные к антиклинальным структурам и практически не подвергшиеся контаминации на месте их становления.

Байкальская складчатая область. Представляет собой восточную ветвь сибирских байкалид, охватывает весьма обширную территорию, большая часть которой сложена магматическими породами различного возраста, состава и генезиса. Перспективы ее оловоносности до недавнего времени связывались только с пегматитами и оценивались как малообещающие. Лишь в последние годы в окраинных частях байкалид наметились зоны мезозойской тектоно-магматической активизации с более интересными, но еще не ясными типами оловянного оруденения. Характеристика их будет дана в разделе, посвященном мезозоидам.

В зоне сочленения краевых геосинклинальных поднятий западной части складчатой области с внутренними структурами последней развиты поля альбитизированных амазонитовых пегматитов с оловянным и редкометальным оруденением, объединяемые в Северо-Байкальскую металлогеническую зону. По В. А. Дворкину-Самарскому (1965 г.), редкометальные пегматиты связаны с абчадским комплексом лейкократовых и биотитовых гранитов, субщелочных гранитов и граносиенитов, которые он параллелизует с комплексом рудоносных саянских гранитов позднего докембрия. Однако определения абсолютного возраста абчадских гранитов дают значения в пределах лишь 335—265 млн. лет, что, по-видимому, является результатом более поздних метаморфических процессов.

Для химического состава абчадских гранитов характерны повышенная кислотность и щелочность, пересыщенность глиноземом, преобладание калия над натрием, относительно высокие содержания титана и элементов-примесей; в составе аксессуарных минералов отмечается спорадическое присутствие касситерита.

На северо-востоке абчадские граниты сменяются практически неоловоносными мамско-оронскими, которые сопровождаются пегматитовыми месторождениями мусковита и керамического сырья (Мамско-Чуйская зона). Вполне вероятно, что мамско-оронские граниты являются возрастными аналогами абчадских, но формировались в иных тектонических условиях и на больших глубинах, о чем свидетельствуют явления ультраметаморфизма во вмещающих породах. Значения абсолютного возраста, полученные аргоновым методом для этих гранитов и пегматитов по слюдам, чаще всего находятся в пределах 440—260 млн. лет, однако определения свинцовым методом по циркону из пегматитов и гнейсовидных гранитов вносят существенную поправку, показывая 750—690 млн. лет, что соответствует позднему докембрию. Эти данные позволяют с большей уверенностью оценивать и возраст оловоносных абчадских гранитов как докембрийский.

В пределах Баргузино-Витимского синклинория, занимающего внутреннюю часть Байкальской складчатой области, залегает огромный батолит (ареал-плутон), сложенный позднедокембрийскими гранитоидами бургузинского комплекса. С этим комплексом не связаны существенные проявления какого-либо оруденения, хотя граниты заключительных внедрений обладают всеми петрохимическими признаками «оловоносных» (с той лишь особенностью, что в преобладающей массе они лишены примеси олова). Однако на площади развития гранитоидов бургузинского комплекса выделяется серия металлогенических зон различной специализации, в том числе сопровождаемых и оловянным оруденением. С различной степенью достоверности их связывают с палеозойским (позднебайкальским) и с мезозойским магматизмом. Формирование комплекса палеозойских гранитоидов (витимканского) относится большинством исследователей ко времени полного замыкания внутренних прогибов, развивавшихся в нижнем и среднем кембрии.

С гранитами витимканского комплекса связываются амазонитовые пегматиты Баргузино-Муйской металлогенической зоны, которые являются источниками касситерита, фергюсонита и танталониобатов, обнаруживаемых в шлихах северо-западных отрогов Баргузинского хребта. В той же зоне известно наличие олова и в ассоциации с сульфидами меди, свинца и цинка, образующими вкрапленность на контакте гранитов с известняками (рудопроявления Больше-Понторягдинское).

Дальневосточные массивы поздних байкалид

Дальневосточные поздние байкалиды, слагающие в структурах Тихоокеанского пояса Буреинский и Ханкайский массивы, существенно отличаются от сибирских более молодым, раннепалеозойским возрастом оловоносных интрузий, который определяется в 600—400 млн. лет. В этих цифрах весьма вероятны систематические отклонения от истинного возраста пород, связанные с наложением мощных процессов тектоно-магматической активизации, присущих обрамлению Тихого океана, но в то же время может быть отражено и действительное запаздывание тектоно-магматической деятельности, свойственное восточным областям страны и в других эпохах.

На необходимость выделения на Дальнем Востоке рифейско-раннепалеозойской (позднебайкальской) эпохи, имеющей самостоятельное и важное металлогеническое значение, обратили внимание еще в 1963 г. М. И. Ицксон и С. А. Музылев. В настоящее время эта точка зрения приобретает все большее число сторонников среди геологов-дальневосточников и принята авторами монографии «Геологическое строение СССР» (1968). Рифейские и нижнекембрийские отложения поздних байкалид обладают всеми характерными чертами байкальских геосинклинальных осадков и венчаются мощными молассовыми формациями инверсионного этапа (средний — верхний кембрий) с последующим развитием, начиная с силура, вулканогенно-осадочных покровов. Последнее свидетельствует о завершенном характере геосинклинального развития поздних байкалид, что может отличать их от ранних каледонид. Формирование покровных образований, как и разнообразных интрузий, в значительной мере было связано с развитием соседних палеозойских геосинклиналей.

Буреинский массив. Подобно Байкальской складчатой области он характеризуется чрезвычайно широким распространением гранитоидов, слагающих преобладающую часть его фундамента. Однако здесь господствуют не докембрийские плутоны, а нижне- и верхнепалеозойские. От прилегающих Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей Буреинский массив ограничен системой крупных разломов, вдоль которых развиты еще более молодые рудно-магматические комплексы.

Позднебайкальское оловянное оруденение, а также золотое и редкометальное связаны с комплексом раннепалеозойских гранитоидов, которые прорывают рифейско-нижнекембрийские толщи (Ма-

лый Хинган и Селемджино-Зейское междуречье), а на северо-западной окраине Буреинского массива перекрываются среднедевонскими и фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями. Определения абсолютного возраста гранитов по биотиту и валовым пробам дают значения от 350 до 495 млн. лет, но по монациту показали 603 млн. лет (Геологическое строение СССР, т. III, 1968).

В антиклинальных поднятиях, где эрозией вскрыты нижние горизонты рифея и породы протерозойского основания, гранитоиды слагают батолиты и крупные батолитоподобные тела неправильной конфигурации. В них обычны гнейсовидные текстуры, вмещающие породы часто мигматизированы и гранитизированы. В синклинальных прогибах, сложенных рифейско-нижнекембрийскими отложениями хинганской серии (метаморфизованные известняки, доломиты, сланцы и железистые кварциты), и в ограничивающих их структурах гранитоидные интрузии имеют меньшие размеры и слагают штокообразные и линейно вытянутые трещинные тела с мелкозернистыми краевыми фациями, экзоконтактовыми зонами роговиков и широким развитием постмагматических изменений в апикальных частях интрузивов.

В районе антиклинальных поднятий Туранского хребта позднебайкальские рудопоявления олова, сопровождаемые мелкими россыпями, представлены оловоносными аплитами, пегматитами, кварц-полевошпатовыми жилами и грейзенами, залегающими в материнских гранитах и в гнейсах экзоконтактовой зоны. В качестве особого типа оловянного оруденения В. В. Онихимовский (1951 г.) отмечает мощные зоны инъекционных гнейсов с большим количеством прослоев касситеритсодержащих амфиболитов (? — М. М.), содержание олова в которых составляет 0,08—0,13 %.

В южной части Малого Хингана, где развиты синклинальные прогибы байкалид, также известны раннепалеозойские оловоносные пегматиты, грейзены и связанные с ними бедные россыпи касситерита (бассейн р. Самары, золотоносные площади Сутара и др.), но более значительные проявления оловоносности представлены скарново-рудными типами (р. Большая Каменушка и др.). Особенно интересно оловорудное Биджанское месторождение, локализованное в доломитах верхнего рифея. Для его рудного поля характерно обилие даек диабазовых порфиритов и биотитовых лампрофиров. Среди оловянных руд выделяются специфически сульфидные (в основном из буланжерита или арсенопирита) и сульфидно-гематитовые, а также вкрапленные руды (пирит, арсенопирит, касситерит) в зонах оталькованных доломитов.

Ханкайский массив. Расположен среди структур ранней консолидации Сихотэ-Алиинской складчатой области, по бокам также ограничен краевыми швами, вдоль которых получил широкое развитие средне-позднепалеозойский и более молодой в основном гранитоидный магматизм. По строению фундамента массив подобен Буреинскому, но в меньшей степени подвергся гранитизации.

Магматизм Ханкайского массива обилен и разнообразен, но вопрос о возрасте его главных интрузивных комплексов до настоящего времени остается дискуссионным. По Ю. Г. Иванову и Э. В. Томашунасу (1960 г.), к раннепалеозойским (позднебайкальским) интрузивным комплексам относятся, с одной стороны, ультраосновные и основные породы, с которыми в Дмитриевском рудном районе связаны тальк-магнезитовые и хризотил-асбестовые метасоматические залежи, а с другой — вознесенские граниты и гибридные породы диоритового ряда, сопровождаемые на юге Ханкайского массива (в Вознесенском рудном районе) весьма разнообразной пневматолито-гидротермальной минерализацией (фтор, олово, редкие металлы и др.). С близкими по составу и возрасту гранитами северной части Ханкайского массива (интрузивы Кабаргинский и др.) Е. П. Леликов (1964 г.) связывает образование пегматитов, абсолютный возраст которых, определенный по 8 пробам калий-аргоновым методом, варьирует от 450 до 585 млн. лет (определение возраста рубидий-стронциевым методом по лепидолиту дало 425 млн. лет). Повышенные содержания таких элементов-примесей, как тантал, ниобий, рубидий, галлий и местами олово, подкрепляют параллелизацию данных гранитов с вознесенскими.

Вознесенский рудный район — основной на Ханкайском массиве. Он находится в сложном узле сопряжения разновозрастных рудоуправляющих структур. Основу геологического строения составляют смятые в узкие опрокинутые складки терригенно-карбонатные толщи верхнего рифея (рис. 3). Размещение рудоносных интрузивов и месторождений подчинено складчатым структурам. Однако это не является свидетельством их возрастной сопряженности, а связано с унаследованым в развитии структур первоначального тектонического плана.

По результатам определений абсолютного возраста в районе выделяются две группы изверженных пород: 1) раннепалеозойская (вознесенский интрузивный комплекс) и 2) позднепалеозойская (вулcano-плутонический и гродековский комплексы гранитондов). Данные геохронометрии (заимствованные из материалов Ю. А. Громова, Н. П. Заболотной, П. В. Комарова, М. Г. Руб, А. А. и М. Д. Рязанцевых) приведены в таблице. Здесь не учтены только результаты определений для вознесенского комплекса по валовым пробам, дающие явно заниженные цифры (от 397 до 290 млн. лет).

Позднепалеозойские изверженные породы в основном распространены за пределами собственно рудного района — к западу от него. При этом в ближайшем соседстве с рудным районом на самой окраине Ханкайского массива развиты породы вулcano-плутонического комплекса, а по границе массива и за его пределами — гродековские граниты, слагающие огромный плутон в зоне раздела байкалид и их обрамления. В зоне, разграничивающей распространение ранне- и позднепалеозойских магматитов, залегают так называемые гибридные породы, в группу которых объединены габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, диорит-монциты, сиенит-

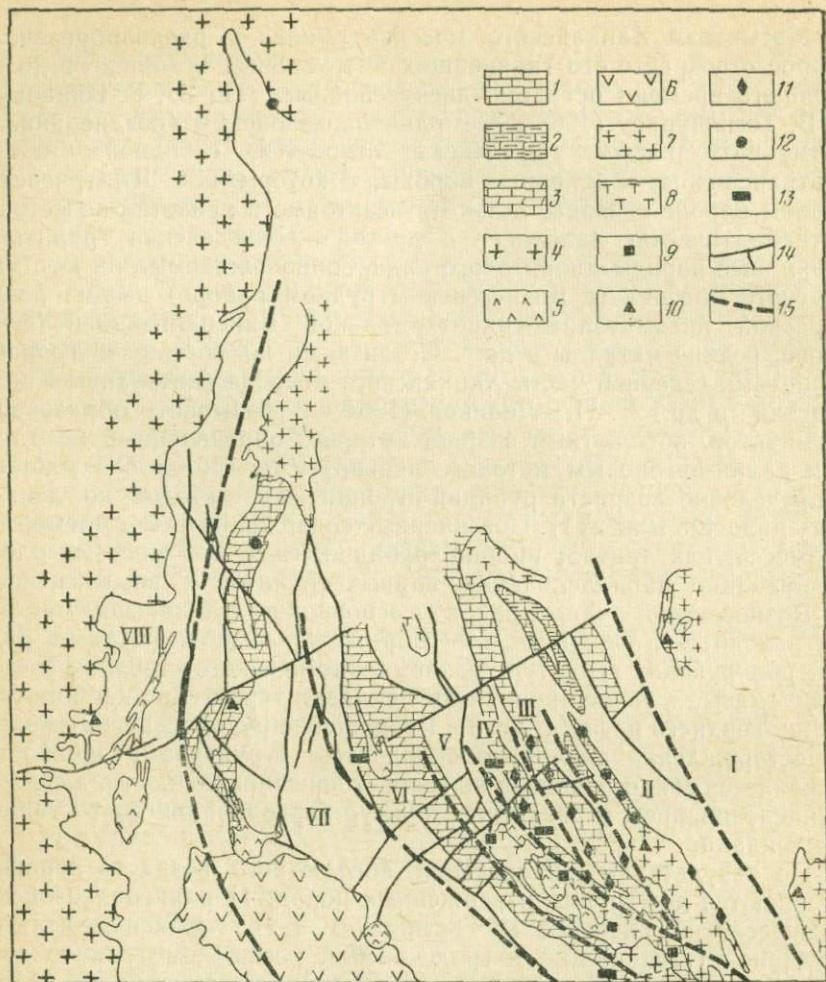


Рис. 3. Схема размещения рудоносных зон Вознесенского рудного района Свиты и горизонты карбонатных пород в карбонатно-терригенной толще верхнего рифея (по Ю. С. Липкину):

1 — известняки волкушинской свиты; 2 — известняки новоярославской свиты (средняя подсвита); 3 — известняки, доломитовые известняки, доломиты смольнинской свиты. Изверженные породы: 4 — гродековские (позднепалеозойские) гранитоиды; 5 — субвулканические гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, туфолавы жерловой фации; 6 — эффузивные фельзиты, реже туфолавы, лавобрекчии кварцевых порфиров, кварцевые порфиры; 7 — вознесенские (позднелавральские) граниты; 8 — основные и гибридные интрузивные породы. Типы рудной минерализации: 9 — скарново-магнетитовые; 10 — касситерит-кварцевые с вольфрамом; 11 — апокарбонатные и алогранитные грейзены с редкометалльно-фторовой минерализацией; 12 — оловорудные турмалин-флюоритовые, кварц-турмалиновые и карбонатно-сульфидные; 13 — полиметаллические. 14 — тектонические разрывные нарушения; 15 — границы рудоносных зон. Рудоносные зоны (с востока на запад): I — Партизанско-Чапаевская, II — Ярославская, III — Пограничная, IV — Вознесенская, V — Ипполитовская, VI — Безымянная, VII — Первомайско-Осиновская, VIII — Приконтактная

**Абсолютный возраст изверженных пород и постмагматических образований
Вознесенского рудного района**

Изверженные породы и постмагматические образования	Число опреде- лений	Возраст, млн. лет
<i>1. Вознесенский интрузивный комплекс</i>		
Граниты, пегматиты и их грейзены	13	482—384 (ср. 447)
Апокарбонатные грейзены	4	456—420 (ср. 436)
<i>2. Вулкано-плутонический комплекс</i>		
Кварцевые порфиры (эффузивные)	12	337—228 (ср. 314)
Гранит-порфиры (субвулканические)	5	300—228 (ср. 279)
<i>3. Гродековский комплекс гранитоидов</i>		
Биотитовые граниты Гродековского плутона	20	374—185 (ср. 271)
Биотитовые граниты горы Идол	6	350—220 (ср. 270)
Лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты	8	263—215 (ср. 241)

Примечание. Одно определение, выполненное для гродековских гранитов свинцовым методом по монациту, дало результат 270 млн. лет, т. е. почти такой же, как и среднее по 20 определениям калий-аргоновым методом.

монциты, сиениты и разнообразные, связанные с ними, породы жильной серии.

Возрастное положение гибридных пород остается неясным и не исключено, что к ним относятся разновозрастные образования. Одни из них (габброиды), возможно, внедрились до вознесенских гранитов, другие (монцититоиды) сформировались после. Абсолютный возраст диорит-монцититов, определенный по роговой обманке трех проб, равен 368—326 млн. лет. Возраст связанных с гибридными породами магнезиальных скарнов с магнетитом составляет 318 млн. лет (определен по флогопиту).

Гибридные породы явно секутся субвулканическими гранит-порфирами, и в то же время среди вознесенских гранитов встречается очень много жильных пород, напоминающих гибридные (истинную природу этих пород трудно установить из-за очень сильных изменений). Однако обращает на себя внимание и тесная пространственная связь гибридных пород с лейкократовыми гранитами вознесенского комплекса, как бы указывающая на взаимобусловленность их происхождения.

Формирование вознесенского интрузивного комплекса, детально изучавшегося М. Г. Руб, завершилось внедрением разнообразных даек, среди которых особенно многочисленны дайки меланократовых пород. Для одних даек устанавливается дорудное формирование, другие являются интратрудными, третьи секут все руды. Не исключено, что некоторые дайки, развитые в пределах рудных полей, не принадлежат к вознесенскому комплексу, а имеют позднепалеозойский и мезозойский возраст. Единичные определения абсолютного возраста порфириров, произведенные калий-аргоновым

методом по породе, показали значения на Вознесенском месторождении 483 млн. лет, на Ярославском 438 ± 44 млн. лет, на Пограничном (диабазовые порфиры) 257 млн. лет.

В число полезных ископаемых, связанных с вознесенским интрузивным комплексом, входят плавиковый шпат, редкие металлы, олово, цинк, свинец и др. Детальное минералогическое изучение их проводилось И. Н. Говоровым, А. Г. Теремецкой и многими другими исследователями. Характерна высокая комплексность руд и обилие в них фтора и бора. Подавляющая масса месторождений и рудопроявлений приурочена к известнякам и скарнам.

Месторождения района группируются в зоны различной металлогенической специализации. Эти зоны простираются согласно со складчатой структурой и продольными разломами, но в локализации оруденения весьма важную роль играют и поперечные структуры — вертикальные изгибы шарниров складок, поперечные и диагональные разрывы.

Центральное положение занимают зоны железорудной, редкометалльно-фторовой, цинковой и отчасти свинцовой минерализации с убогими содержаниями олова, рассеянного в больших массах рудных скоплений. Они почти целиком локализованы в горизонтах мраморизованных известняков, прорванных интрузиями гибридных пород и лейкократовых гранитов. При этом скарново-магнетитовые рудопроявления, объединяемые в Ипполитовскую рудоносную зону, сопровождают полосу выходов гибридных пород, а редкометалльно-фторовая минерализация (кварц-топазовая и слюдисто-флюоритовая), развитая в Вознесенской и Пограничной зонах, связана с интрузиями лейкократовых гранитов. Для Вознесенской зоны, расположенной рядом с Ипполитовской (железорудной), характерно, кроме того, цинковое и свинцовое оруденение; в зоне же Пограничной спорадически встречаются проявления касситерит-турмалин-флюоритовых руд, а также кварц-топазовые жилы с вольфрамитом и касситеритом, как бы знаменующие переход к следующей, собственно оловорудной зоне (Ярославской).

Все виды грейзенов, а также и скарновые образования, связанные с гранитами, секутся многочисленными дайками меланократовых пород, среди которых, по-видимому, имеются и апофизы гибридных интрузий. В то же время в некоторых дайках наблюдаются поздние прожилки тонкочешуйчатой слюдки с примесью флюорита, иногда турмалина и касситерита.

Цинковые руды залегают в непосредственном соседстве со слюдисто-флюоритовыми, но формировались после внедрения даек меланократового состава. Интересно, что в основном они локализуются в скарнах и скарнированных известняках, в то время как более ранние слюдисто-флюоритовые руды предпочтительно замещают известняк и выклинивают при переходе в скарны.

Кроме цинкового оруденения, в пределах Вознесенской рудоносной зоны известно еще свинцово-оловянное (участок Долинный). Оно приурочено к контакту известняков с диорит-монцонитами.

Касситерит в этих рудах игольчатый, светлоокрашенный. На участке имеются и значительные скопления флюорита, но они не принадлежат к типу грейзеновых бескварцевых слюдисто-флюоритовых руд, а имеют характер более низкотемпературных образований, сопровождаемых преимущественно кварцем.

Необходимо отметить, что свинцово-цинковое оруденение широко распространено и западнее Ипполитовской железорудной зоны, составляя рудоносную зону Безымянную. Здесь оно ассоциируется с субвулканическими интрузиями гранит-порфиров и кварцевых порфиров, которые рвут гибридные породы и относятся к позднепалеозойским. Не исключено, что цинковое и свинцовое оруденение Вознесенской зоны, расположенной по другую сторону от железорудной Ипполитовской, также принадлежит к позднепалеозойской эпохе, но по типу минерализации оно не идентично оруденению зоны Безымянной. Для последней характерно отсутствие проявлений оловоносности.

Основные концентрации олова, сопутствуемые фтором и бором, приурочены к Ярославской и Первомайской зонам, расположенным по обе стороны от зон центральной части рудного узла. Граниты в этих зонах более богаты биотитом и порой интенсивно турмалинизированы. Они рвут не только известняки, но и песчанико-сланцевые толщи. Типоморфный минерал данных месторождений — турмалин проявляется как на ранних этапах постмагматических изменений (в пегматоидах, грейзенах и роговиках экзоконтактов), так и почти во всех более поздних рудных образованиях. Среди песчанико-сланцевых пород и скарнов преимущественно развиты касситерит-турмалин-кварцевые жилы, сопровождающие мощные зоны кварц-турмалиновых метасоматитов; в известняках (и скарнах) — метасоматические залежи своеобразных касситерит-турмалин-флюоритовых руд. Широко распространены рудные жилы турмалин-сульфидного и касситерит-сульфидного типов с обильным свинцом и цинком, а иногда и с медью. Своеобразны сульфидно- и галмейно-кремнистые руды с тонконгольчатым касситеритом и метаколлоидными структурами. В доломитах и доломитизированных известняках иногда развивается прожилково-вкрапленное оловянное оруденение, представленное почти одним касситеритом, местами с магнезиальными гидросиликатами.

На восточной окраине рудного района выделяется еще одна зона оловянного оруденения — Партизанско-Чапаевская. Она залегает среди филлитов и других метаморфизованных осадочных пород алюмосиликатного состава, включающих лишь маломощные прослойки скарнированных известняков. По Ю. С. Липкину (1967 г.), эти породы представляют собой самые верхние свиты вознесенской (рифейской) серии. Рудопроявления олова Партизанско-Чапаевской зоны приурочены к эндоконтактовым зонам гранитных интрузивов и принадлежат к типичным представителям кварцевой формации. Ни для руд, ни для вмещающих пород не характерны ни фтор, ни бор. Однако в породах кровли имеются участки бедной оловом тур-

малин-сульфидной и свинцовой минерализации, свидетельствующие о вероятном наличии и иных типов оловянного оруденения, возможно не выходящего на поверхность, а локализованного в нижних карбонатных горизонтах.

В крайней западной части рудного района имеется еще одна зона оловянного оруденения, в основном, по-видимому, не связанного с Вознесенским интрузивным комплексом, поскольку она сопровождает контакт Гродековского массива позднепалеозойских гранитоидов. Среди сланцев здесь развиты мелкие касситеритсодержащие кварц-слюдистые и кварц-арсенопиритовые рудопроявления. Более существенное оловянное оруденение (месторождение Благодатненское), весьма своеобразное по минеральному типу, названному Н. С. Благодаревой и И. Н. Говоровым гидросиликатным, выявлено лишь среди доломитизированных известняков (Магматизм и полезные ископаемые..., 1966). Но, возможно, оно принадлежит к раннепалеозойской Первомайской рудоносной зоне, стыкующейся здесь с более поздней структурой.

Формирование рудного комплекса Вознесенского района и его главных месторождений, по-видимому, было длительным и сложным. Однако в образовании различных типов минерализации здесь с наибольшей очевидностью проявляется важная роль среды рудообразования, вследствие чего иногда наблюдается тесное соседство оруденения, близкого по возрасту, но очень разного по характеру. В то же время в близких геоструктурных условиях на площади Ханкайского массива встречается и повторение однотипного оруденения в разновременных эпохах. Показательны в этом отношении находки в зоне Западного структурного шва оловоносных магнетит-людовитовых скарнов, принадлежащих, по М. А. Мишкину и М. Д. Рязанцевой (1966 г.), в одном случае к палеозою, а в другом — к позднему мезозою.

В заключение подчеркнем, что возникновение рудно-магматических байкальских комплексов в ряде случаев связано с активизацией (Сангиленский, Буренинский и Ханкайский массивы), сопровождавшей развитие соседних геосинклинальных прогибов (это свойственно и всем другим эпохам оловянного оруденения). В связи с глубоким размывом для байкалид характерно исключительно широкое распространение метаморфических пород и наличие обширных выходов гранитов, сопровождаемых крупными пегматитовыми полями, благодаря чему некоторые части байкальских областей приближаются по строению и особенностям оловянного оруденения к структурам раннего докембрия. Однако в байкалидах приобретают большее развитие сложные комплексы рудопроявлений и месторождений скарново-рудных, грейзеновых, кварцевожильных и иных типов не столь глубинного облика, которые приурочены к областям глубоких прогибов, сложенных геосинклинальными отложениями позднего докембрия и нижнего кембрия (Западно-Енисейская металлогеническая зона, Малый Хинган, Вознесенский рудный район). Оловянное оруденение во всех случаях

связано с калиевыми гранитами; натровые граниты, сопровождаемые золотом, молибденом, вольфрамом, в отношении олова представляются неперспективными, хотя и не лишены олова (татарско-аяхтинский комплекс Енисейского кряжа).

Байкалиды, характеризующиеся весьма высокой степенью дифференцированности осадков и широким развитием осадочно-метаморфогенных месторождений магнезита, доломита, талька, графита, железа и марганца, титана и циркония, служат фундаментом для многих послерифейских складчатых областей. Поэтому они могли играть важную роль в формировании палеозойских и мезозойских рудно-магматических комплексов, в том числе и оловоносных. Главные массы олова, поступавшего в байкальские геосинклинали с древних платформ, концентрировались, конечно, не в гипотетических россыпях (упоминавшихся в начале раздела), а в илестых осадках, заключающих оловосодержащие слюды и образующих огромные толщи, особенно во внутренних зонах многогеосинклиналей.

3. Области каледонской и герцинской складчатостей

Все эпохи послебайкальского палеозойского тектогенеза (раннекаледонская, позднекаледонская и герцинская) являются по существу крупными этапами единого в целом однонаправленного тектонического процесса, который завершился только к началу мезозоя, когда поверх складчатых палеозойских структур начал формироваться платформенный чехол (Тектоника Евразии, 1966). Незавершенность тектонического развития каледонид предопределила в ряде областей незавершенность и магматических процессов, что, в свою очередь, сказалось на особенностях металлогении. Гранитоиды разных этапов палеозойского тектогенеза (не включая позднебайкальский) характеризуются общей тенденцией к смене во времени натровых пород существенно калиевыми при одновременном возрастании степени их оловоносности.

По сравнению со щитами и байкалидами области палеозойских складчатостей характеризуются более интенсивной оловоносностью. Без особых условностей намечается планетарный Средиземноморский пояс герцинского оловянного оруденения, который включает западные и центральные районы Европы, а также систему подчиненных поясов срединной части Азии. На территории СССР выделяются, как более значительные, два оловоносных герцинских пояса: Тянь-Шаньский и Калба-Нарымский. Однако проявления оловянного оруденения известны и в других областях палеозойских складчатостей, таких, как Центральный Казахстан, Западная и Восточная Сибирь, Урал, Таймыр с островами Северной Земли, Забайкалье, Северный Памир и Центральный Кавказ.

В древности во многих районах Средиземноморского металлогенического пояса велась добыча олова, которая в Европе с теми или иными перерывами продолжается до настоящего времени, а в Азии в связи с особыми историческими условиями прекратилась еще в

конце XII в. Повторное открытие и изучение заброшенных месторождений олова в Средней Азии и Казахстане началось лишь в годы Советской власти. Не исключено, что древние разработки олова велись и в южных районах Сибири (Алтае-Саянская складчатая область).

Алтае-Саянская складчатая область

Алтае-Саянская область, объединяющая разновозрастные, преимущественно каледонские, глыбово-складчатые сооружения, в целом относится к сиалически-фемическому типу металлогенических провинций, и ее отдельные части сильно отличаются по характеру рудоносности. Оловянное оруденение, как подчеркивается в работах В. А. Кузнецова, для области не характерно. Однако проявления его, связанные как с рассмотренным ранее байкальским металлогенезом, так и с палеозойским, известны во многих районах.

Возраст потенциально оловоносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области с наибольшей определенностью устанавливается как среднедевонский. Определения абсолютного возраста, как правило, показывают по сравнению с геологическими данными значительные значения — в пределах 370—270 млн. лет.

Тува. Среднепалеозойский (девонский) магматизм Тувы, как и других частей Алтае-Саянской складчатой области, сопряжен с формированием внутренних впадин. Он представлен вулканоплутоническими комплексами, объединяемыми в две близкие по возрасту формации — базальтовую и порфириновую, или гранито-липаритовую, образование которых, как предполагают многие исследователи, связано с параллельным развитием магматических очагов двух соответствующих типов. Особую группу составляют комплексы щелочных пород — наиболее поздних дифференциатов магматических очагов как кислого, так и основного состава.

Оловоносность связана с производными кислой магмы, к которым, по Т. Н. Ивановой (Геологическое строение СССР, т. III, 1968), относятся: 1) субвулканические интрузии и жерловые заполнения кислого состава, сопряженные с такими же эффузивами, 2) интрузии гранитов сютхольского комплекса, 3) малые интрузии карадырского комплекса щелочных гранитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. В отношении олова особенно интересен второй из этих комплексов.

Интрузивы сютхольского комплекса контролируются зонами разломов и местами ассоциируются с эффузивами. Они развиты в додевонском обрамлении Тувинского прогиба, главным образом на северо-западе и на востоке Тувы, и сопровождаются рудопроявлениями олова, вольфрама, молибдена, железа, меди, свинца, серебра, висмута, частично золота, а также фторовой минерализацией.

В составе сютхольских интрузивов преобладают микроклиновые (биотитовые и биотит-мусковитовые) граниты, для которых характерна резкая пересыщенность глиноземом. Реже наблюдаются гра-

нодиориты и диориты, слагающие приконтактовые зоны массивов или принадлежащие к образованиям ранних фаз. Встречаются щелочные граниты и граносиениты, связанные постепенными переходами с микроклиновыми гранитами, а иногда образующие в последних секущие дайки и пологозалегающие внедрения. В жильную серию входят мелкозернистые разности гранитов, гранит-порфиры, аплиты, а также пегматиты и кварцевые жилы. Вокруг интрузивов развиты широкие зоны фельдшпатизации, грейзенизации, орогоживания, местами скарнирования.

В юго-западной части Тувы, где замыкается Тувинский прогиб, известно Балыктыкское месторождение олова, приуроченное к эндоконтактовой зоне интрузии лейкократовых гранитов сютхольского комплекса, которая прорывает песчано-сланцевую толщу верхнего кембрия. Это месторождение, по Б. А. Быкову (1969 г.), представлено: 1) жилами кварцевых, топазовых, серицитовых и турмалиновых грейзенов с мелкой вкрапленностью касситерита; 2) сидерофиллитовыми линзами с богатыми касситеритом гнездами кварц-полевошпатовых, кварцевых и серицитовых метасоматитов; 3) кварцевыми жилами с густой вкрапленностью касситерита.

Потенциально оловоносными можно считать и интрузии карадырского (сангиленского) щелочного комплекса преимущественно в районах развития карбонатных отложений докембрия. Касситерит как аксессуарный минерал установлен В. С. и М. А. Кудринными (1968 г.) в интенсивно измененных щелочных гранитах одного из массивов Восточной Тувы.

Западный Саян. В районах Западного Саяна аналогом оловоносного сютхольского комплекса, по-видимому, является джойский комплекс гранитоидов. Типично послескладчатые интрузии этого комплекса прорывают ранне-среднедевонские вулканогенные образования, а гальки гранитов находятся в средне- и позднедевонских конгломератах. Абсолютный возраст гранитов 350—325 млн. лет.

Химизм гранитов джойского комплекса типичен для пород нормального ряда. От близких по составу пород более ранних интрузивных комплексов они отличаются, по Д. М. Орлову, большей ролью калия и связью с данным комплексом рудопроявлений молибдена, вольфрама, олова, висмута и ниобия, практически не встречающихся в связи с силурийскими и раннекембрийскими гранитами. Кроме того, с интрузиями джойского комплекса связаны рудопроявления меди, свинца и серебра (Геологическое строение СССР, т. III, 1968).

Восточный Саян (западная часть). В составе сопряженного с нижнедевонскими эффузивами среднепалеозойского интрузивного комплекса Восточного Саяна, по А. В. Сулоеву (1960 г.), выделяются четыре фазы. Лейкократовые граниты и граносиениты второй фазы, по-видимому, являются аналогами гранитоидов сютхольского комплекса, а щелочные породы третьей фазы — аналогами таких же пород карадырского (сангиленского) комплекса Восточной Тувы. Примечательно, что граниты второй фазы выделяются, по

данным А. В. Сулоева, среди всех гранитоидов Восточного Саяна присутствием акцессорного касситерита, который не отмечается даже в байкальских гранитоидах, сопровождаемых оловосодержащими редкометальными пегматитами.

Однако для района известных рудопроявлений олова, тяготеющего к восточному обрамлению Минусинской котловины, характерен более разнообразный набор интрузивных пород, включающий граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиениты, монцитониты и еще более поздние биотит-роговообманковые граниты и диориты. Металлогенический комплекс района, по данным А. Е. Туманова и Н. Я. Леоновой (1954 г.), представлен: 1) редкометальным (в основном шеелитовым и молибденитовым) оруденением в скарнах, скарнированных или грейзенизированных породах, 2) сульфидным (пирротиновым или арсенопиритовым) оруденением в карбонатных породах, 3) полиметаллическим оруденением в известняках и кварцевых жилах, 4) рассеянными и редкоземельными элементами в интрузивных породах. Олово фиксируется во всех типах оруденения, но наиболее высокие содержания его отмечены на рудопроявлении Шеелитовом в арсенопиритовых и окисленных полиметаллических рудах. В шлихах на рудопроявлении Оловянном касситерит ассоциируется с халькопиритом, галенитом, баритом, пиритом. Кристаллы его тетрагонально-призматические, иногда игольчатые; цвет буроватый, медово-желтый, бесцветный. По всем данным рудопроявления этого района в основном принадлежат к типу касситерит-сульфидных.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория. В новейших обобщающих работах проявления оловоносности в системе Кузнецкого Алатау упоминаются только в связи с докембрийскими гранитами томского комплекса, которые сопровождаются пегматитовыми телами с мусковитом, редкометальными минералами и касситеритом. Однако, возможно более интересные рудопроявления олова, связанные с сульфидными скарново-рудными образованиями, имеются в ближайшем западном обрамлении Минусинской котловины (западнее г. Абакана). Широкое распространение касситерита в шлихах отмечалось на ранней стадии рекогносцировочных поисков далеко за пределами Томского выступа байкалид — в Горной Шории, Мариинской тайге, Хакассии (система рек Черного и Белого Июсов, Туима и Абакана), в верхнем течении р. Томи с ее притоками (Сасим, 1936). Интересно, что, по данным П. С. Сасима, касситерит в шлихах Горной Шории обычно представлен в виде деревянистой разности.

Оловорудные проявления Горной Шории были обнаружены в то время в верховьях р. Черной (Кондомский район). Они представлены, по А. К. Кюзу, кварц-турмалиновыми жилами с касситеритом, залегающими в хлоритовых сланцах и туфопесчаниках. Кварц-турмалиновые жилы и «цвиттероподобные» породы по известнякам отмечаются в нижнем течении рч. Средний Сокол (Кюз, 1934).

Оловоносность Кузнецкого Алатау и Горной Шории, вероятно,

связана с тейским субвулканическим комплексом субщелочных и щелочных гранит-порфиров и граносиенит-порфиров, близким по характеру к сютохольскому и джойскому комплексам. Петрохимически породы этого комплекса, по Е. К. Станкевичу, характеризуются повышенной щелочностью, с преобладанием калия над натрием, и низким содержанием полевошпатовой извести (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). Хорошо устанавливается комагматичность интрузивного комплекса с кислыми эффузивами раннего девона. Формирование его сопровождало развитие Минусинской впадины.

Горный Алтай. В период общей рекогносцировки 30-х годов Горный Алтай считался наиболее перспективным оловоносным районом Алтае-Саянской складчатой области. В современных сводных работах о его оловоносности, как правило, не упоминается. Однако, кроме касситеритсодержащих шлихов, там имеются и магматические комплексы, не отличимые по петрохимическим особенностям пород от оловоносных. В частности, интересным в отношении олова может оказаться описанный В. А. Кузнецовым (1966 г.) юстыдский позднепалеозойский интрузивный комплекс, развитый в пределах Ануйско-Чуйского прогиба на границе Горно-Алтайской автономной области, Тувинской АССР и МНР.

Интрузии юстыдского комплекса прорывают дислоцированную толщу песчаников и глинистых сланцев верхнего девона — нижнего карбона. В строении массивов главную роль играют порфировидные биотитовые микроклиновые граниты. Среди них выделяются поля рапакивиобразных роговообманково-биотитовых гранитов, ассоциирующихся с ксенолитами гибридных диоритоподобных пород. Характерно широкое развитие процессов автометасоматоза.

Основные петрохимические особенности гранитов выражаются в повышенной кислотности и щелочности, в пониженном содержании полевошпатовой извести и в резкой пересыщенности глиноземом. Среди аксессуаров присутствуют турмалин, флюорит, топаз, берилл, касситерит, молибденит, шеелит. Все эти признаки полностью отвечают существующему понятию об оловоносных гранитах и должны привлечь к данному комплексу соответствующее внимание.

Таким образом, оловорудные проявления Алтае-Саянской складчатой области преимущественно тяготеют к образованию наложенных впадин, которые закладывались в конце силура — начале девона, и к унаследованным прогибам типа Тувинского, развивавшегося с ордовика и до конца палеозоя, с последующим формированием на его территории мезозойских наложенных впадин. Они связаны с вулканоплутоническими комплексами кислого субщелочного состава, формирование которых происходило, примерно параллельно с развитием основного (базальтоидного) магматизма внутри впадин. В пределах Ануйско-Чуйского прогиба потенциально оловоносные граниты юстыдского интрузивного комплекса являются уже собственно герцинскими, рвущими отложения верхнего девона — нижнего карбона.

Прямое продолжение структур Ануйско-Чуйского герцинского прогиба представляет собой Салаир, который непосредственно стыкуется со складчатыми структурами Колывань-Томской зоны герцинид. Последняя, в свою очередь, находится в непосредственной структурной связи с известным Калба-Нарымским оловоносным поясом. Слабо изученные проявления оловоносности Колывань-Томской зоны представлены погребенными россыпями, образованными за счет перемива мезозойской коры выветривания, развитой на поверхности массива герцинских гранитоидов; в последних изредка встречаются довольно богатые, но быстро выклинивающиеся линейные зоны грейzenов.

Калба

Калба, как и Колывань-Томская складчатая зона, принадлежит к системе герцинид Зайсанской геосинклинали, заложенной на каледонском основании и огибающей с юго-запада байкальско-каледонское обрамление Сибирской платформы. Ее рудоносные структуры на северо-западе перекрыты мощными отложениями эпипалеозойского чехла Западно-Сибирской платформы. На юго-востоке оловоносный пояс переходит в Китай и затем в Монголию.

Наметившийся еще в начале 30-х годов Калба-Нарымский оловоносный пояс принадлежит к области древней оловодобычи. Многочисленные чудские выработки Калбы, по-видимому и до настоящего времени не учтенные полностью, специально изучались С. С. Черниковым (1949). Повторное выявление олова В. К. Котульским относится к 1915—1916 гг. Характеристика отдельных месторождений, районов и всей оловоносной области дана в работах Ж. А. Айталиева, Б. Н. Ерофеева, В. А. Калюжного, Н. К. Морозенко, В. П. Нехорошева, А. П. Никольского, В. С. Трофимова, С. Г. Шавло и др.

Калба-Нарымский оловоносный пояс обычно отождествляется с одноименной металлогенической зоной олово-вольфрам-редкометального оруденения. В последнее время границы его расширяются за счет выявления новых оловорудных проявлений в пределах смежной Западно-Калбинской (золоторудной) зоны.

Олово-вольфрам-редкометальная зона занимает, по К. Л. Волчковичу (1965 г.), осевую часть Прииртышского геоантиклинального поднятия, в основном сложенного мощными толщами сланцев и песчаников среднедевонского — нижнекарбонового возраста. Многочисленные проявления оловосодержащих редкометальных пегматитов, альбитизированных жильных аплитов, грейzenов и кварцевых жил ассоциируются с гранитами калбинского комплекса. В комплекс оруденения входят олово, вольфрам, ниобий, тантал, цезий и др. Ведущую роль играют пегматитовые месторождения (Белогорское, Баймурзинское и др.).

Интрузивы калбинских гранитоидов, формирование которых, вероятно, началось в позднем карбоне и закончилось в перми, пред-

ставлены тремя фазами внедрения. К первой фазе относятся контамированные породы — гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты и биотитовые граниты (собственно «калбинские») с абсолютным возрастом от 305 до 265 млн. лет (Н. И. Полевая, ВСЕГЕИ); ко второй — более щелочные грубо- и крупнозернистые («монастырские») лейкократовые двуслюдяные и биотит-микроклиновые граниты с абсолютным возрастом от 260 до 220 млн. лет; к третьей, по-видимому представляющей прямое отщепление второй, — аплитовидные двуслюдяные граниты. Устанавливается непосредственная связь редкометальных пегматитов с двуслюдяными гранитами, но, по данным В. А. Филиппова (1965 г.), имеются пегматиты и более ранние. Кварцевожилые и грейзеновые руды моложе пегматитовых.

Размещение гранитных интрузивов контролируется разломами, опережающими крупнейшую разрывную структуру — Иртышскую зону смятия, которая отделяет олово-редкометальную Калба-Нарымскую металлогеническую зону от полиметаллического Рудного Алтая. Интрузивы представляются в виде сильно уплощенных тел, довольно полого склоняющихся в сторону Иртышской зоны смятия (Шавло, 1958). Специальными геофизическими и геолого-структурными исследованиями, проводившимися Б. А. Дьячковым, В. В. Лопатниковым и П. В. Сериковым, подтверждена плитообразная форма Кандинского и Миролюбовского массивов при их вертикальной мощности от 2—4 до 8 км. При этом отмечено наличие скрытых гранитных тел. Последние, по-видимому, могут сопровождаться месторождениями, не выходящими на поверхность.

При общем северо-западном простирании Калба-Нарымской металлогенической зоны на размещение месторождений и характер оруденения оказывают большое влияние поперечные, часто скрытые зоны разломов преимущественно субширотного и отчасти северо-восточного простираний. Они ограничивают Центрально-Калбинский блок с наиболее интенсивным развитием редкометальных пегматитов. Северо-западнее и юго-восточнее этого блока преимущественно развиты кварцевожилые и грейзеновые руды олова и вольфрама (рис. 4).

Все гранитоиды Калба-Нарымской металлогенической зоны, их жилые производные и связанные с ними рудные образования пересекаются дайками меланократовых пород и гранодиорит-порфиров. Наибольшее развитие такие дайки имеют в зоне субширотного разлома, пересекающего Миролюбовский выступ.

К. Г. Богданова (1960 г.), изучавшая поздние дайки Восточной Калбы, справедливо выделяет их в самостоятельный комплекс интрузивных образований, не связанный непосредственно с калбинскими гранитами. Она считает, что в парагенетической связи с этими дайками находятся только так называемые пострудные кварцевые жилы. Однако, по С. Г. Шавло, зоны брекчированных пород в районе Палатцев (Миролюбовский выступ), контролирующие размещение даек, содержат шеелит, а на месторождении Большеviste-

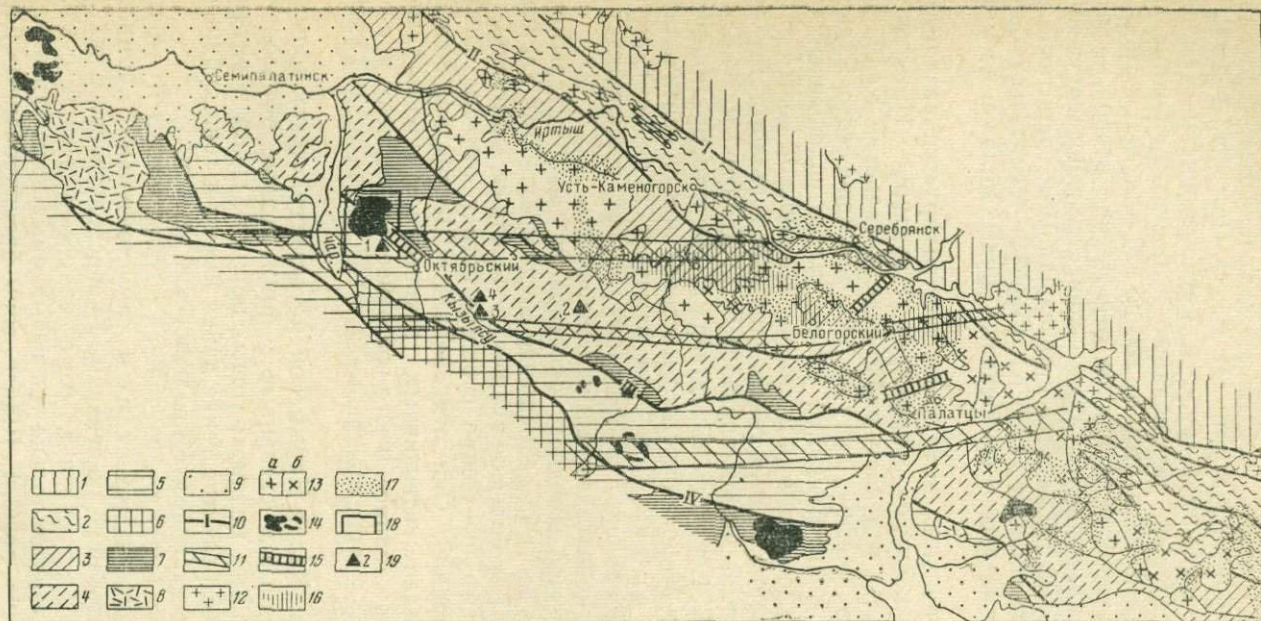


Рис. 4. Схема размещения оловоносных площадей Калбы

1 — Рудноалтайская зона; 2 — Иртышская зона смятия (шовная горстантиклиналь); 3 — Калба-Нарымская зона (осевая зона Прииртышского геостатиклиналичного поднятия); 4 — Западный склон геостатиклиналичного поднятия; 5 — Западно-Калбинская синклиналичная зона; 6 — Чарский горст-антиклинорий; 7 — наложенные прогибы; 8 — семейтауские вулканогенные образования; 9 — кайнозойские отложения; 10 — разломы (I — Иртышский, II — Калба-Нарымский, III — Западно-Калбинский, IV — Чарский); 11 — скрытые глубинные разломы (по гравиметрическим данным П. С. Ревякина и П. В. Серикова); 12 — нижлекарбоневые и девонские гранитоиды змеиногорского комплекса; 13 — пермо-карбоневые гранитоиды Калба-Нарымской зоны; а — граниты, б — гранодиориты; 14 — пермские граниты, граносиениты, аляскиты Западно-Калбинской зоны; 15 — малые интрузии посткалбинского комплекса. Оловоносные районы Калба-Нарымской зоны: 16 — районы распространения оловоносных пегматитов; 17 — районы распространения кварцевожильных и денением. Рудопроявления олова Западно-Калбинской зоны: 18 — Дельбетейское рудное поле; 19 — одиночные рудопоявления (1 — Юбилейный Октябрь, 2 — Мынчункур, 3 — Уйтас, 4 — Жана-Аул I)

ком в том же районе по контактам даек меланократовых пород встречаются «примазки» вольфрамита. Интересно, что там же в дайках меланократового состава фиксируются, по данным К. Г. Богдановой, повышенные содержания олова (до 0,1—0,5%), значительно более высокие, чем в самих гранитах калбинского комплекса. Повышенная оловоносность таких даек подтверждена М. П. Материковым и Т. Н. Сириной в пределах соседней Западно-Калбинской металлогенической зоны, причем установлено, что на эти дайки накладывается оловянное оруденение, однако особого типа, не свойственного редкометальной Калбе.

Западно-Калбинская золоторудная зона занимает осевую часть герцинского синклинория. В отличие от редкометальной Калба-Нарымской зоны она характеризуется развитием позднегеосинклинальных прогибов и внутренних межгорных впадин с карбонатно-терригенными и вулканогенными отложениями среднекарбонатового — пермского возраста, которые в районе г. Семипалатинска перекрываются эффузивами пермо-триасового семейтауского комплекса. Граниты калбинского типа распространены в этой зоне ограничено или же почти не вскрыты эрозией. Характерны «малые интрузии» разнообразного состава, которые рвут калбинские граниты. Золотое оруденение обычно связывалось с этими интрузиями, но оно, по-видимому, разновозрастное, как и оловянное. Можно предполагать, что и группа «малых интрузий» (даек) весьма неоднородна по времени внедрений.

Проявления оловоносности в пределах Западно-Калбинской зоны установлены в настоящее время в районах Дельбегетейского, Жанааульского и Уйтасского гранитных массивов, которые тяготеют к узлам пересечения регионального северо-западного разлома (Западно-Калбинского) со скрытыми глубинными разломами близширокого простираения. Последние делят Западную Калбу на ряд блоков, отличающихся, по данным П. И. Полторыхина и Ю. А. Овечкина (1969 г.), глубиной погружения фундамента и характером магматизма. Эти различия влияют и на особенности металлогении отдельных блоков, определяя чередование специфически золотоносных площадей с оловоносными.

Комплекс гранитоидов Дельбегетейского массива и связанного с ним оруденения в общем подобен калбинскому, но имеет и некоторые особенности. В его ранней (гранодиоритовой) интрузивной фазе участвуют кварцевые сиениты, образовавшиеся, по А. П. Никольскому и А. Н. Ефимову (1960 г.), в результате контаминации адамеллитовой магмы габбро-диабазами (многочисленные ксенолиты последних наблюдаются в граносиенитах западного выступа массива). Кроме того, на Дельбегетейском массиве развиты поздние кислые породы эффузивного облика, напоминающие производные семейтауского вулканического комплекса, расположенного западнее.

В пределах гранитного массива и в ближней зоне экзоконтакта широко распространены оловоносные грейзены и альбититы, грей-

зенизированные и альбитизированные пегматиты, кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые прожилки и маломощные жилы, образующие зоны штокверкового строения. Из полезных компонентов кроме касситерита в них иногда встречаются вольфрамит, молибденит и другие редкометалльные минералы.

Иной тип оловянного оруденения, классифицируемый нами как сульфидно-турмалиновый, характерен для участка Юбилейный Октябрь, расположенного южнее Дельбегетейского массива. Рудные тела этого месторождения представлены минерализованными зонами дробления в осадочных и реже в изверженных породах. В составе руд преобладают кварц-турмалиновые ассоциации, иногда хлоритовые и своеобразные аксинит-актинолитовые; нередко встречаются существенно сульфидные (окисленные) руды.

Рудный участок приурочен к выходу очень сложного по строению дайкообразного тела гранитов и гранит-порфиров, которые секутся дайками гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. В последних обнаружены прожилки кварца с турмалином, хлоритом, окисленными сульфидами, флюоритом, ортитом и касситеритом. Содержание олова в диоритовых порфиритах на много выше, чем в породах кислого состава (среднее по отдельным разновидностям последних колеблется от 8 до 20 г/т, в то время как в диоритовых порфиритах составляет 200 г/т).

Интересны результаты определений абсолютного возраста гранитоидов Дельбегетейского рудного поля (данные Т. Н. Сириной и А. И. Пантелеева, ВИМС). Граниты Дельбегетейского массива и ранние порфиридные граниты участка Юбилейный Октябрь дали среднее из пяти определений 227 млн. лет (колебания от 310 ± 15 до 172 ± 8 млн. лет). Два определения возраста гранит-порфиров показали $163-140 \pm 8$ млн. лет, что соответствует верхней — средней юре. Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты, секущие гранит-порфиры, показали соответственно 162 ± 9 и 196 ± 10 млн. лет.

Таким образом, новые данные об оловоносности Калбы позволяют предполагать, что в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны или по соседству с ней вполне вероятно наличие еще одной зоны (подзоны) оловянного оруденения с месторождениями надынтрузивного типа, которые обычно наиболее перспективны. Интересна в этом отношении тектоно-магматическая схема Калбы, составленная П. С. Ревякиным и П. В. Сериковым по гравимагнитным данным. Согласно этой схеме по линии Западно-Калбинского разлома к юго-востоку от Дельбегетейского массива прослеживается скрытый гребень гранитной интрузии. В местах пересечения его с субширотными скрытыми разломами отмечаются рудопроявления и ореолы рассеяния олова.

Центральный Казахстан

Подобно Калбе, Центральный Казахстан является районом древней оловодобычи, следы которой сохранились на ряде место-

рождений (Южное Булактау, Аякджартас и др.). Современное изучение оловоносности началось в 1931—1934 гг., но оно не было планомерным и временами практически полностью прекращалось. По состоянию на 1958 г. все материалы об оловоносности обобщены Г. Б. Жилинским (1959).

Оловоносность проявлялась на всех этапах развития гранитоидного магматизма, начиная с докембрийского. При этом Г. Б. Жилинский, Г. Е. Нарвайт, А. И. Ежов, Е. В. Негрей, Д. В. Рундквист, Р. Н. Соболев и многие другие исследователи единодушно отмечают усиление степени оловоносности гранитоидов от более древних к более молодым интрузивным комплексам, а также внутри каждого комплекса — от ранних фаз внедрения к поздним.

Докембрийские (байкальские?) проявления олова распространены во внешней зоне каледонской дуги (Кокчетавский и Улутауский антиклинории), где они представлены преимущественно касситеритсодержащими грейзенизированными гранитами, с корами выветривания которых и с их перемывом связаны небольшие россыпи. Для раннего палеозоя той же зоны характерны интрузивные комплексы преимущественно гранодиоритового состава с преобладанием в составе щелочей натрия; сопровождаются они в основном железо-медной минерализацией скарнового типа.

Более значительные проявления оловянного оруденения связаны, как и в Алтае-Саянской области, с интрузиями среднепалеозойских (девонских) гранитоидов. Последние в основном распространены во внутренней части каледонской дуги, где они комагматичны с широко развитыми там эффузивами, но выделяются и во внешней зоне, вероятно, в связи со средне-верхнепалеозойскими наложенными впадинами.

А. И. Семенов и К. И. Дворцова относят к среднему палеозою Майкульскую вольфрам-олово-флюоритовую металлогеническую зону Прибалхашья, пожалуй, самую интересную в отношении оловоносности во всем Центральном Казахстане. В пределах этой зоны благодаря особенностям ее геологического строения развиты разнообразные типы оловянного оруденения: грейзеновые (Шагшагайлы и Южное Булактау), кварц-топазовые (Майкуль), кварцевые (Шолпан, Ближнее, Кызыл I), кварц-сульфидные (Аякджартас) и различные типы скарново-рудных образований (Караунгур, Аккудук и др.). Кроме известных рудопоявлений в данной зоне, по-видимому, имеются и другие, о чем свидетельствуют обширные ореолы рассеяния олова, приуроченные, по В. И. Волобуеву, к Джалгызскому, Джельтаускому и Хантаускому массивам гранитов.

Остаются слабо изученными признаки оловоносности, относящиеся к девонскому магматизму, в районе Тенизской впадины. По данным В. С. Коптева-Дворникова, П. Ф. Емельяненко и М. А. Петрова, девонские граниты и эффузивы Сарысу-Тенизского водораздела, разделяющего Тенизскую и Джекказганскую впадины, обеднены оловом, но жильные диоритовые порфириды и габбро-диабазы того же комплекса содержат олово в количествах «значительно

выше кларковых». Это обстоятельство заслуживает внимания, как возможное свидетельство развития там касситерит-сульфидного оруденения. Открытое в 1964—1965 гг. рудопроявление Восход вблизи оз. Тениз, хотя и получило отрицательную оценку, подтверждает такое предположение.

В районе северо-восточнее Джекказгана с гранитами, рвущими нижне-среднедевонские туфы липаритовых порфиров, связаны оловоносные грейзены и вторичные кварциты. Для аляскитовых гранитов этого интрузивного комплекса характерны интенсивные микроклинизация, альбитизация и грейзенизация, сопровождаемые густой сетью мусковит-кварц-турмалиновых жилков.

В непосредственном соседстве со средне-верхнепалеозойской впадиной расположено и Чебанайское вольфрам-оловянное месторождение, которое относится Г. Б. Жилинским также к девону. Оно находится в зоне контакта гранитного массива, в пределах которого широко проявлены процессы грейзенизации с турмалинизацией и флюоритизацией. Касситерит в зонах дробления и в тонких кварцевых жилках тесно ассоциируется с турмалином и шеелитом.

Севернее Тенизской впадины оловоносные граниты девона имеются и в пределах Кокчетавского антиклинория (балкашинский комплекс), где они сопровождаются замещенными пегматитами.

Наиболее продуктивными по олову и редким металлам считаются в Центральном Казахстане герцинские гранитоиды, распространенные главным образом в зоне сочленения каледонид с герцинидами Джунгаро-Балхашской области, а также внутри последней. Они формировались в течение очень длительного времени (от девона до верхов карбона и местами до перми) близко одновременно с эффузивными излияниями в областях прогибов. Оловорудные проявления в основном связываются с позднегерцинскими аляскитовыми и субщелочными гранитами акчатауского комплекса. Преобладающая масса их, как и позднекаледонских, представлена грейзенами, кварцево-рудными жилами и штокверками, а также массивами метасоматически измененных альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Подчиненное распространение имеют оловоносные скарны.

По радиологическим данным намечается редкометальная минерализация и мезозойского возраста, связанная с субщелочными гранитоидами, близкими по составу к акчатауским. В частности, Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов и Б. В. Ершов предположительно выделяют на востоке Казахстана мезозойские интрузии хоргосского комплекса, с которыми связаны амазонитовые и альбититовые метасоматиты, замещенные пегматиты и скарново-карбонатно-грейзеновые образования со специфической комплексной (в основном олово-тантал-ниобиевой) минерализацией. Работами ВИМСа (Н. П. Заболотная, А. И. Пантелеев, Е. П. Шпанов) установлено наличие мезозойских интрузивных образований с абсолютным возрастом 141—199 млн. лет и в пределах Караобинского рудного поля.

Таким образом, на территории Центрального Казахстана намечаются три зоны распространения оловянного оруденения: Западная, Центральная и Восточная.

Западная зона, объединяющая Приишимскую и Сарысу-Тенизскую группы оловорудных проявлений, прослеживается в меридиональном (уральском) направлении вдоль западной окраины каледонид по границе с Тургайским прогибом. В основном ее составляют докембрийские и раннепалеозойские (?) рудопроявления, но наиболее значительные, хотя и более редкие (например, Чебанайское, Грейзеновое, Восход), принадлежат к среднему палеозою и, по-видимому, связаны с периодом формирования наложенных впадин.

Центральная зона, намечавшаяся Г. Б. Жилинским на чисто регистрационно-статистической основе, представляет собой сложную комбинацию металлогенических зон разного возраста, разного направления и разной специализации. Эти зоны контролируются сложной системой разломов, разграничивающей каледониды и герциниды. В число их, по А. И. Семенову и К. И. Дворцовой, входят редкометалльные металлогенические зоны Майкульская, Караобинская, Кызылтау-Калдырминская, Акчатауская, Дегеленская, а также прилегающие части зон гидротермальных и частью скарновых полиметаллических, молибденовых, медных, медно-молибденовых, флюоритовых, алюмокварцитовых и других месторождений, парагенетически связанных с андезит-диоритовой и липарит-гранитной вулканоплутоническими формациями (Геологическое строение СССР, т. IV, 1968). На севере Центральная зона, вытянутая в общем в северо-восточном направлении, возможно, смыкается с Калбинским оловоносным поясом. На ее прямом продолжении известны проявления олова Колывань-Томской складчатой зоны в Западной Сибири.

Восточная зона располагается в пределах Северной Джунгарии на юго-востоке Казахстана. Она изолирована от каледонид, но связана с выступами основания структур Джунгаро-Балшахской складчатой области. А. И. Семенов и К. И. Дворцова намечают здесь оловоносные металлогенические зоны позднего палеозоя — Усекскую (вольфрам, молибден, олово) и Сарычильдинскую (свинец, олово, серебро).

Средняя Азия (Тянь-Шань и Кызылкумы)

Олово в Средней Азии известно с глубокой древности. По археологическим данным, разработки месторождений Карнаб в Узбекистане можно отнести к бронзовому веку. Работы продолжались до конца XII в. (Литвинский, 1950; Массон, 1953). Изучение оловоносности Средней Азии началось вновь только после 1930 г. В нем принимали участие Д. И. Щербаков, В. И. Смирнов, И. М. Евфименко, А. Г. Ивашенцев, И. Г. Магакьян, К. Б. Ильин, Х. М. Абдуллаев, Х. Н. Баймухамедов, Н. Л. Ключкин, В. И. Кнауф, А. Н. Мозолев, С. Д. Кундрюцкий, В. К. Ставинский, Н. М. Шкиль и многие

другие. По состоянию на начало 60-х годов основные данные об олове Средней Азии опубликованы в краткой сводной работе М. П. Материкова, Н. К. Маршуковой и А. Б. Павловского (1964), более поздние сведения обобщены С. А. Синайским, Н. И. Дорошенко и В. Г. Буровым (1970).

Проведенные обобщения и новые открытия позволили возродить и полнее обосновать представления о Тянь-Шаньском оловоносном поясе, впервые намеченном Д. И. Щербаковым еще в 1936 г. Этот пояс прослеживается в широтном направлении на протяжении полутора тысяч километров от крайних западных отрогов Тянь-Шаня в Центральных Кызылкумах до восточной государственной границы, уходя далее на восток вдоль северного окаймления Таримского массива в Китай.

Проявления оловоносности на Тянь-Шане повсеместны, причем олово присутствует почти во всех рудных образованиях — вольфрамовых и редкометальных, железорудных и полиметаллических, включая свинцово-сурьмяные. Типы оруденения разнообразны и в связи с широким распространением карбонатных пород часто представлены сложными скарново-рудными комплексами. Наиболее значительные концентрации олова приурочены к южным дугам Тянь-Шаня, отчасти к его Северной тектонической зоне активизированных каледонид (рис. 5).

Северный Тянь-Шань. Этот район неразрывно связан с областью каледонид Центрального Казахстана и в общем структурном плане соответствует ее внешнему краю, характеризуясь при этом элементами миогеосинклинального типа. Отличительная особенность магматизма — абсолютно господствующий сиалический характер.

В дорифейских выступах основания каледонид Тянь-Шаня широко проявлены процессы гранитизации и палингенеза. Палеозойский магматизм, представленный тремя возрастными группами комплексов (кембро-ордовикской, силуро-девонской и герцинской), в основном имеет интрузивный и отчасти эффузивный характер.

Гранитоиды всех возрастов в той или иной степени оловоносны, но в главной своей части оловянное оруденение, как и иная эндогенная минерализация, соответствует по времени среднему и позднему палеозою. В этот период формировались наложенные впадины, развивался весьма интенсивный наземный вулканизм и происходило многократное внедрение гранитоидных интрузий.

В среднепалеозойской (силуро-девонской) группе магматических комплексов различаются комплексы батолитоподобных интрузий и вулканоплутонические. Формировались они параллельно или близко одновременно, но в разных структурных условиях. Силуро-девонский комплекс батолитоподобных интрузий Северного Тянь-Шаня лишь недавно стал отделяться исследователями от кембро-ордовикского. Абсолютный возраст его пород, по Т. А. Додоновой и К. Д. Помазкову (1965 г.), равен 420—380 млн. лет. В пространственном размещении этот комплекс связан не с антиклинориями, как кембро-ордовикский, а с глубинными разломами на сопряжении

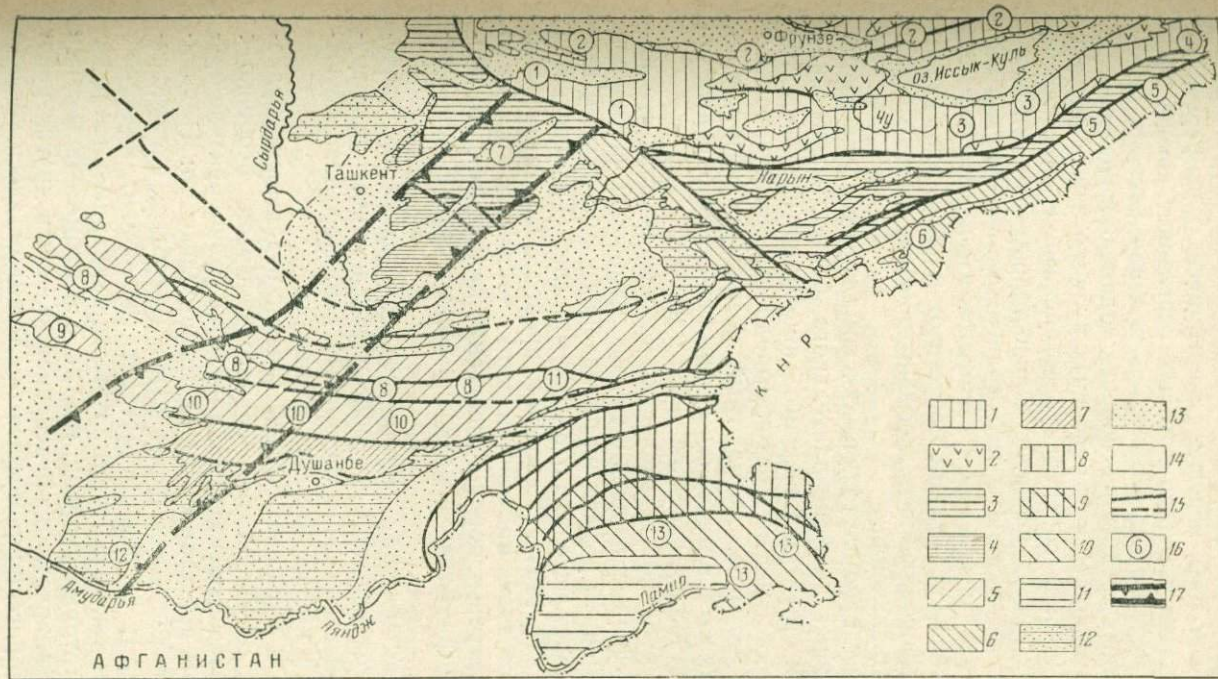


Рис. 5. Схема размещения оловоносных районов Тянь-Шаня и Памира.

Тектонические зоны по Е. Н. Горюцкой (Геологическое строение СССР, т. III, 1968):

1, 2 — Северный Тянь-Шань (1 — каледонская и байкальско-каледонская складчатые зоны, 2 — эпикаледонские наложенные впадины); 3, 4 — Срединный Тянь-Шань (3 — Чаткало-Нарынская зона, 4 — Кураминская зона); 5, 6 — Южный Тянь-Шань (5 — Туркестано-Алайская зона, 6 — Фергано-Кокшаальская зона); 7 — Юго-Западный Тянь-Шань; 8 — Северный Памир; 9 — Центральный Памир; 10 — Юго-Восточный Памир; 11 — Юго-Западный Памир; 12 — районы развития складчатых мезозойских и ранне-среднепалеогеновых отложений Тянь-Шаня; 13 — новейшие межгорные и предгорные впадины; 14 — Туранская плита; 15 — главнейшие разломы (установленные и предполагаемые, в том числе скрытые под мезо-кайнозойским чехлом и установленные геофизическими методами); 16 — оловоносные зоны и главные районы (цифры в кружках): 1 — Таласский район, 2 — Северо-Киргизская полоса оловоносных районов, 3 — Терскайская Нижнечатка-Верхнеангресской и др., 8 — Каратау, 6 — Аксайский район, 7 — Чаткальский район с зонами Майдантальской, зона, 4 — Баянкольский район, 5 — Сарыджазский район, Туркестанская зона, 9 — Зирабулак-Зиаэтинский район, 10 — Зеравшано-Гиссарская зона, 11 — Алайский район, 12 — Кугитанг-тау, 13 — оловоносные районы Южного Памира; 17 — поперечная рудоносная зона, по В. А. Вороницу (1964)

антиклинорных и синклинорных структур. Для исходной магмы его типичен натро-калиевый состав, а не существенно натровый, свойственный гранитоидам кембро-ордовикских комплексов. Огромные батолитоподобные массивы, нередко сливающиеся в непрерывные гранитные поля, общая площадь которых составляет свыше 20% всей территории Северного Тянь-Шаня, как правило, располагаются в областях устойчивых среднепалеозойских поднятий в удалении от уже начавших формироваться наложенных вулканогенных впадин.

Оруденение, связанное со среднепалеозойскими гранитоидами, выявлено во многих точках, но представлено только мелкими кварцевожильными молибденитовыми или молибденит-вольфрамитовыми месторождениями, грейзенами и пегматитами с редкометальной минерализацией, иногда скарнами с магнетитом. Присутствие касситерита в этих рудопроявлениях довольно обычно, однако он не имеет практического значения.

Формирование вулcano-плутонических комплексов среднего палеозоя, происходившее на фоне длительного общего воздымания консолидированных структур Северного Тянь-Шаня, началось еще до окончательного становления батолитоподобных интрузивов силуро-девонского комплекса. Абсолютный возраст гранитов, принадлежащих к вулcano-плутоническому комплексу, по определениям А. Я. Крылова (1963 г.), равен 390—370 млн. лет.

Разнообразные вулcano-плутонические комплексы позднего палеозоя в основном формировались в течение карбона и частично в перми. Общий временной размах их проявления в абсолютной геохронологии охватывает интервал 375—260 млн. лет (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). В сложном процессе магматического развития герцинской эпохи намечается общая тенденция к смене во времени калиево-натровых пород существенно калиевыми, что продолжает общую направленность развития всего палеозойского магматизма.

Размещение вулканогенных комплексов контролируется контурами эпикаледонских впадин и прогибов. Субвулканические интрузии, имеющие преимущественно трещинный характер, локализуются в бортах впадин и на окружающих поднятиях.

В генетической и парагенетической связи с отдельными вулcano-плутоническими комплексами верхнего палеозоя, особенно с более поздними фазами магматизма, находится разнообразное оруденение, в основном представленное двумя комплексами: 1) полиметаллическим (свинец, цинк, реже олово, молибден, висмут, золото, серебро и др.), 2) редкометальным (вольфрам, молибден, олово); характерны также флюорит и отчасти барит; имеются рудопроявления магнетитовых скарнов, иногда с редкометальным или сульфидно-полиметаллическим оруденением. Как и в других районах, сложенных терригенно-карбонатными толщами, здесь нередко в пределах одного рудного поля проявляется сочетание весьма разнообразных типов оруденения. Оловянная минерализация присуща обоим рудным комплексам (полиметаллическому и редкометально-

му), но в то же время не является непременным членом ни того, ни другого.

По состоянию изученности намечаются следующие оловоносные металлогенические зоны и районы.

Таласская зона с оловянно-полиметаллическими месторождениями в известняках (Чаткарагай, Курган и др.), а также с оловоносными скарнами (Булаксай, Джалибек) и другими типами оруденения. По Т. А. Додоновой и В. П. Луневу (1954 г.), главные месторождения зоны парагенетически связаны с субвулканическими интрузиями очень сложного трахито-сиенитового комплекса, абсолютный возраст которых определяется в 280 млн. лет.

Терскойская зона с весьма разнообразной рудной минерализацией, среди которой выделяется повышенной оловоносностью турмалин-флюоритовый тип оруденения (участок Керегеташ), подобный известному на оловянных месторождениях Вознесенского рудного узла в Приморье. В пределах данной зоны развиты трещинные интрузии аляскитовых гранитов, гранит-порфиров и гранодиоритов с абсолютным возрастом 260 млн. лет.

К Терской зоне, по-видимому, следует отнести и Баянкольский рудный район с месторождением Карагайлы-Актас, расположенный на крайнем востоке советской части Северного Тянь-Шаня. Разнообразная вольфрам-оловянная минерализация этого месторождения пространственно связана с дайкообразным телом гранитов, рвущих мраморизованные известняки. О возрасте месторождения нет единого мнения, но скорее всего его следует считать позднепалеозойским, поскольку в районе имеются проявления вольфрам-оловянного оруденения в жерловых кварцевых порфирах верхнего палеозоя.

Северо-Киргизская полоса оловоносных районов, намеченная нами на северной окраине Северного Тянь-Шаня вдоль Киргизского, Таса-Кеминского и Кунгейского хребтов, объединяет разрозненные кусты оловорудных проявлений (Джарконуш, Алтынтер, Джошо, Ортобайсорун, Чонурюкты, Актюз, Кутессай и др.). Эти рудопроявления не одинаковы по характеру, возможно разновозрастны и принадлежат к различным структурно-металлогеническим зонам, но, по-видимому, имеют какой-то единый контроль. Характерны для данной полосы широко распространенные интрузии субщелочных лейкократовых гранитов пермского возраста. Абсолютный возраст субщелочных гранит-порфиров и гранофилов Актюзского рудного узла определен в 260 млн. лет.

Таким образом, все более или менее значительные рудопроявления олова на Северном Тянь-Шане являются позднепалеозойскими. К собственно каледонским, возможно, принадлежат лишь оловоносные пегматиты в бассейне р. Кокемерен (Ойгаинг, Чонэмель и др.), кварц-грейзеновые рудопроявления хр. Кунгей-Алатау (Чонурюкты и Ортобайсорун) и некоторые оловоносные скарны (Караваш, Ортокуганды и др.).

Срединный Тянь-Шань. От Северного он отделен серией круп-

ных разломов и имеет переходный характер. Являясь краевой миогеосинклинальной зоной герцинид, он в то же время по характеру осадков верхнего структурного яруса (средний девон — нижний карбон) вполне сопоставим с наложенными впадинами на каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня и может рассматриваться как краевая часть последних. По особенностям развития и слагающим формациям делится на две структурно-фациальные зоны второго порядка, различающиеся и металлогенией — Чаткало-Нарынскую и Кураминскую. Для первой характерен гранитоидный (интрузивный) магматизм, для второй — широкое развитие эффузивов.

Оловянные рудопроявления Чаткало-Нарынской зоны в основном сосредоточены в ее западной (чаткальской) части, для которой характерна особая сложность структурного плана, обусловленная сочетанием северо-западных (каратауских) структур Талассо-Ферганского разлома и субширотных тянь-шаньских структур, имеющих здесь преимущественно северо-восточное простирание. Это проявилось и в усложненном (перекрещивающемся) наложении разнородных рудных комплексов.

Восточная (нарынская) часть Чаткало-Нарынской зоны представляется менее насыщенной проявлениями оловоносности, которые здесь в основном прослеживаются вдоль «важнейшей структурной линии» и отчасти вдоль Талассо-Ферганского разлома, секущего генеральные структуры всей складчатой области. Эти проявления представлены разрозненными шлиховыми ореолами рассеяния касситерита и несущественными примесями олова в скарновых и грейзеновых образованиях (Караваш, Сонкуль, Юнтюр-Гунтур, Чаарташ).

Гранитоидный магматизм Чаткало-Нарынской зоны в основном представлен габбро-монзонит-гранодиоритовым и гранитным комплексами. С интрузивами первого из них, относимыми к раннему — среднему карбону, генетически связаны, по Е. Д. Карповой (1959 г.), скарновые месторождения шеелита, меди и магнетита, а также гидротермальные кварц-молибденитовые, кварц-вольфрамит-молибденитовые и золоторудные рудопроявления; с более молодым пермо-карбонным комплексом лейкократовых и аляскитовых гранитов — оловоносные пегматиты, кварц-вольфрамитовые и кварц-касситерит-вольфрамитовые месторождения, проявления оловоносных грейзенов и мелкие скарново-магнетитовые рудопроявления. В основном эти граниты калиевые. Для них характерно большое разнообразие акцессорных минералов, в числе которых встречается касситерит, и высокое содержание флюорита. Абсолютный возраст гранитов определяется в 270—249 млн. лет, а связанных с ними грейзеновых образований и пегматитов — в 230—208 млн. лет (И. Х. Хамрабаев и др., 1967 г.). В соседней Кураминской подзоне наблюдается очень тесная связь этих гранитов с эффузивами.

По З. А. Юдалевич, В. Н. Аполлонову и В. И. Мушкину (1969 г.), скарново-полиметаллические тела Саргардонского рудного поля.

пространственно и во времени совмещенные с жильными гранит-порфирами второго этапа ранних интрузий, отчетливо срезаются гранитами чаткальского типа и пронизываются многочисленными жилами и прожилками с редкометальной минерализацией. Наложение грейзенов, сопровождаемых вольфрамовым, молибденовым и оловянным оруденением, на скарны, а также на пегматиты наблюдается, по данным В. Б. Шувалова (1966 г.), на месторождениях Каракыз и Ойгаинг.

Связь олова с более поздними рудно-магматическими образованиями устанавливается А. Каххаровым (1969 г.) и на примерах скарново-железородных проявлений Чаткало-Кураминских гор, которые (проявления) в одних случаях связаны с более ранними гранодиоритами, а в других — с гранитами. Первые, как и сами гранодиориты, не оловоносны, вторые же характеризуются повышенными содержаниями олова. Следует, однако, заметить, что металлогенические зоны, оруденение которых в основном ставится в связь с гранитоидами повышенной основности или же считается телетермальным, также не лишены проявлений оловоносности. В частности, за пределами выделявшихся зон оловянного оруденения, ассоциированного с вольфрамовым и молибденовым, известно скарновородное месторождение Узунбулак, наиболее интересное среди оловородных проявлений всего Срединного Тянь-Шаня. Присутствие касситерита в шлихах установлено даже на Кассайской площади сурьмяно-ртутного рудного комплекса.

Кураминская зона Срединного Тянь-Шаня, известная в первую очередь своими полиметаллическими, а также флюоритовыми месторождениями, отличается от Чаткало-Нарынской развитием мощных вулканогенных толщ. Сведения об ее оловоносности, несмотря на хорошую геологическую изученность, очень скудные. Зараженность оловом отмечается в рудах целого ряда полиметаллических месторождений, но содержания его незначительны. Низки они и в известных здесь грейзенах, кварц-турмалиновых и кварц-вольфрамитовых жилах, иногда содержащих касситерит (рудопроявление Бозмон). Повышенные содержания, требующие проверки, установлены А. С. Минасянцем (1961 г.) лишь на рудопроявлении Чалатасай (Алтынтопкан-Ташбулакское рудное поле).

При оценке перспектив оловоносности Кураминской зоны необходимо, однако, учитывать, что это район интенсивных древних разработок, в котором трудно рассчитывать на выявление оловянных руд, не обработанных с поверхности. В связи с этим заслуживают серьезного внимания археологические данные о вероятной давней разработке в Кураминских горах не известных сейчас месторождений олова (Массон, 1953).

Южный Тянь-Шань (или Алай-Кокшаальская тектоническая зона). Зона представляет собой осевую часть герцинской складчатой системы Средней Азии. В отличие от тектонических зон, прилегающих с севера и юга, характеризуется глубоко погруженным кристаллическим основанием. Отложения, слагающие эту зону, весьма

разнообразны по литологическому составу, но вулканогенные породы среди них не имеют существенного значения. Типичен гранитный главным образом верхнепалеозойский магматизм.

Подобно Чаткало-Нарынской зоне Южный Тянь-Шань разделен Талассо-Ферганским разломом на две части: Туркестано-Алайскую и Фергано-Кокшаальскую. Туркестано-Алайская система оловоносна почти на всем своем тысячекилометровом протяжении. Фергано-Кокшаальская менее насыщена проявлениями оловоносности, но включает наиболее значительный в Средней Азии Сарыджазский оловорудный район, к востоку от которого оловянное оруденение прослеживается и на территории Китая.

Сарыджазский рудный район тяготеет к структурному шву, отделяющему Южный Тянь-Шань от Срединного. В то же время цепочки оловоносных позднепалеозойских интрузивов (абс. возраст 314—246 млн. лет) контролируются разломами, опережающими этот шов, и, таким образом, определяют внутрирайонную продольную зональность. В состав интрузивного комплекса входят гранодиориты, биотитовые граниты, интенсивно измененные двуслюдяные граниты и породы жильной серии, представленные преимущественно гранит-порфирами. Обособленное положение занимают щелочные породы, составляющие, по-видимому, отдельный комплекс со своей редкоземельной (и золотой?) минерализацией.

Характерно большое разнообразие типов оловянного оруденения, порою тесно ассоциирующихся в пределах отдельных месторождений и даже отдельных рудных тел, что, вообще, свойственно оловоносным районам, сложенным терригенно-карбонатными толщами. Довольно широко распространены оловоносные скарны, пегматиты и апограниты, известны касситерит-вольфрамитовые жилы кварцевой формации (Ташкоро), минерализованные зоны дробления и жилы с касситерит-кварц-турмалиновой минерализацией (Учкошкон, Лесистое и др.), турмалин-флюоритовые метасоматиты с касситеритом и шеелитом (Суходол, Аtdжайлау и др.), оловянно-полиметаллические трубы и залежи (Сарыбулак и др.).

Другой оловоносный район Фергано-Кокшаальской системы, названный Аксайским, расположен примерно в 150 м к юго-западу от Сарыджазского. Промежуток между оловоносными площадями изучен слабо. Здесь нет выходов гранитных интрузивов и развита в основном сурьмяно-ртутная минерализация. Для Аксайского района также характерен преимущественно карбонатный разрез вмещающих пород, прорванных многочисленными небольшими интрузиями гранитов, внедрение которых контролировалось зоной глубинных разломов. В рыхлых отложениях широко распространен касситерит; известны проявления оловоносных скарнов и грейзенов; характерна фторовая минерализация. Геологопоисковая изученность района остается очень слабой вследствие развития мощных рыхлых отложений, которые перспективны для поисков россыпей.

Туркестано-Алайская система оловоносных районов более сложна. В ее северной части выделяется практически мало интересная

в отношении олова Каратау-Туркестанская зона с месторождениями пегматитовой формации. С юга последняя окаймляется непрерывной цепью оловоносных районов иного характера, условно нами объединяемых в укрупненную Зирабулак-Каратюбе-Зеравшано-Гиссарскую зону. Подобная же смена рудно-магматических комплексов происходит и на восток от Туркестанского хребта, где выделяется Алайская зона.

Каратау-Туркестанская (пегматитовая) зона на всем своем протяжении приурочена к терригенной толще нижнего силура, слагающей раннее внутреннее поднятие складчатого пояса. Пегматитовые поля Туркестанского хребта сопровождают интрузивные массивы позднекарбонных биотитовых гранитов, залегающие преимущественно в ядрах антиклинальных складок. Такой же характер имеет Алтынтауская оловоносная зона, расположенная в Кызылкумах (абс. возраст гранитов 290—255 млн. лет). Очень редко, но встречаются оловоносные пегматиты и вне видимой связи с выходами гранитных интрузий (месторождение Наука на западной оконечности Туркестанского хребта). В горах Каратау известны небольшие россыпи касситерита (сай Тарыкпая и др.), источниками которых являются грейзенизированные граниты, многочисленные, но мелкие касситеритсодержащие кварц-турмалиновые и кварцевые жилы и прожилки.

Зирабулак-Каратюбе-Зеравшано-Гиссарскую зону для удобства описания можно подразделить на две: Зирабулак-Каратюбинскую и Зеравшано-Гиссарскую.

Зирабулак-Каратюбинская зона, включающая промышленно перспективный Зирабулак-Зиаэтинский район оловянного и вольфрамового оруденения, как и Каратау-Туркестанская, располагается в области раннего поднятия, сложенного толщами нижнего структурного яруса герцинид. Однако состав последних здесь более разнообразен и характеризуется не только песчано-сланцевыми отложениями, но и широко распространенными карбонатными породами. Магматизм зоны определяется позднепалеозойским гранитоидным комплексом, сформировавшимся в четыре фазы: диоритовую, гранодиоритовую, гранитовую и аляскитовую. Абсолютный возраст ряда интрузивных массивов определен в 275—260 млн. лет, что соответствует нижней перми (И. Х. Хамрабаев и др., 1967 г.).

Олово является постоянной примесью всех гранитоидов и особенно характерно для двух последних фаз. Соответственно и постмагматическое оловянное оруденение в виде грейзенизации с касситеритом, турмалином и флюоритом в основном ассоциируется с аляскитами и лейкократовыми гранитами заключительной фазы. Однако наиболее существенные оловянные рудопроявления не обнаруживают непосредственной генетической связи с обнажающимися интрузивами.

Месторождение Кермине с касситерит-турмалин-хлоритовой минерализацией удалено от выходов гранитоидных интрузивов, и изверженные породы в пределах его рудного поля представлены

лишь единичными дайками лампрофиров. Рудные жилы Карнабского месторождения (своеобразный турмалиновый тип) залегают среди гранитов и гранодиоритов, но по времени формирования, очевидно, на много оторваны от становления интрузий, поскольку оруденение наложено на дайки лампрофиров, которые в рудных зонах, как и рудовмещающие гранодиориты, подверглись дорудной милонитизации.

Своеобразны практически бескварцевые богатые руды месторождений Лапас и Кочкарлы, напоминающие руды Благодатненского месторождения в поздних байкалидах Ханкайского массива. Для них также характерна приуроченность к доломитам. В то же время месторождение Чангалли, расположенное в близком соседстве с месторождением Кочкарлы, но залегающее в гранитоидах, по всем внешним признакам принадлежит к кварц-грейзеновому минеральному типу (правда, по типоморфным особенностям касситерита это месторождение сближается с месторождениями сульфидной формации, и кварц-грейзеновый облик его руд, по-видимому, в первую очередь также связан с характером вмещающих пород).

Известные в Зирабулак-Каратюбинской зоне скарновые и пегматитовые рудопроявления бедны оловом. Повышенные содержания последнего появляются лишь при наложении на скарны обильной слюдисто-топаз-флюоритовой минерализации, приводящей к образованию апокарбонатных грейзенов (рудопоявление Миранкуль в Каратюбинских горах). Местами на скарны наложено сульфидное оруденение, сопровождаемое появлением сульфостаннатов и более заметных количеств касситерита (Кызкурган в Зирабулакских горах).

Зеравшано-Гиссарская зона лежит на прямом продолжении Зирабулак-Каратюбинской, но имеет еще более сложный характер. Окаймляя с юга раннее складчатое поднятие Туркестанского хребта с его позднекарбонными месторождениями олово-редкометалльных пегматитов, она располагается в полосе развития вторичных геосинклинальных прогибов окраинной части Южного Тянь-Шаня. Магматизм этой зоны очень сложен и схемы его развития, выдвигаемые различными исследователями, значительно отличаются одна от другой. Однако для всех гранитоидов характерно повышенное содержание олова, в среднем определяемое, по данным В. В. Могаровского и А. К. Мельниченко (1969 г.), в 16 г/т при максимумах в поздних дифференциатах до 40—42 г/т.

Формирование всего интрузивного комплекса захватило, по данным И. В. Мушкина и В. А. Кутенец (1968 г.), период от среднего карбона до перми в диапазоне абсолютного возраста 320—235 млн. лет. Для оловянного оруденения, возраст которого определяется как позднекарбонный и, возможно, пермский, характерна частая связь со скарновыми образованиями, ассоциация с вольфрамовыми рудами и с сульфидами.

Месторождения и рудопоявления олова Зеравшано-Гиссарской зоны локализируются в двух субпараллельных подзонах, согласных

с генеральным простиранием геологических структур. Возможно, кроме того, что их распределение подчиняется и каким-то неясно выраженным поперечным структурам, определяющим согласованное появление рудных узлов в обеих подзонах, как, например, Такфона и Майхуры, Мушистона и Тавасанга с целой группой других рудопроявлений.

В. А. Воронич (1964 г.), анализируя геологические данные и используя более ранние предположения Б. Н. Наследова и В. И. Смирнова, считает, что в этом районе проходит скрытая поперечная структурная зона северо-восточного простирания, накладывающая отпечаток на металлогению субширотных зон всего Южного Тянь-Шаня. В связи с этим следует отметить, что координированное появление рудопроявлений олова в разных структурных зонах складчатой области наблюдается и восточнее Фергано-Таласского разлома (Материков и др., 1964).

Северная (Зеравшанская) подзона Зеравшано-Гиссарской оловоносной зоны, начинаясь непосредственно от гор Кара-Тюбе, прослеживается через месторождение Мушистон до группы Такфона и далее на восток до перспективных рудопроявлений турмалинового типа (Сокан, Шахман-Сай, Тагоб, Левая Барзанги и др.). Эта зона тяготеет к полосе позднегеосинклинальных прогибов, сопровождая, по Е. Д. Карповой, интрузивы пермских монзонитов и гранодиоритов. Относительно крупные массивы гранитоидов обнажаются лишь в ее западной части, восточнее же имеются только их небольшие выходы, причем на рудных участках интрузивные породы иногда вообще отсутствуют, если не считать маломощных даек (Такфон).

Южная (Гиссарская) подзона, характеризующаяся развитием олово-вольфрамового и магнетитового оруденения, сопровождает контакт огромного Гиссарского плутона. Однако ее месторождения часто локализируются возле небольших интрузивов гранит-гранодиоритового позднекарбонатового комплекса, в некотором удалении от многофазного главного массива.

Характер оловянного оруденения обеих подзон весьма близок, несмотря на их разное положение по отношению к Гиссарскому массиву гранитоидов. Ближе к горам Кара-Тюбе в обеих подзонах отмечаются оловоносные пегматиты (Шах-и-Сафит и Акба-и-Джуман — в северной подзоне; Ханакасу и Карасу — в южной) и отчасти оловоносные скарны (Гуждивансай в северной подзоне и Карасу — в южной). Затем пегматиты исчезают, их сменяют шеелитоносные скарны с наложенным сульфидным и кварцево-сульфидным оруденением. Нередко это оруденение обособляется в самостоятельные жильные или гнездовые тела без тесной связи со скарнами (Рудак, Дагоны-Дарваза, Мушистон, Вен, Амшут, Арчамайдан и др.). Редким исключением являются магнетитовые скарны (Духона и Сумулук). В составе сульфидного оруденения преобладают пирротин или арсенопирит, иногда в больших количествах присутствуют сфалерит (Майхура) и халькопирит (Ледник, Сарымат, Пети и др.). Интересно отметить наличие в оловянных рудах Муши-

стона киновари и реальгара; характерно также присутствие серебра и сурьмы. По данным К. И. Литвиненко (1968 г.), кварцевые и кварц-кальцитовые жилы с сульфидами, касситеритом и станнином, которые на месторождении Мушистон наложены на существенно сульфидные оловянные руды, пересекают также дайки порфириров верхнепермского—нижнетриасового возраста.

Алайская оловоносная зона Туркестано-Алайской системы охватывает Восточный Каратегин и западную половину Алайского хребта. Каратегинская часть зоны контролируется полосой гранитоидных интрузивов, окаймляющей юго-восточную окраину центральной (Туркестанской) структуры Южного Тянь-Шаня. С приближением Сурметашской впадине рудоносная площадь резко расширяется, и эта ее часть выделяется повышенной оловоносностью.

Среди изверженных пород Алайской зоны, относимых к перми (абс. возраст 250 млн. лет), преобладают кварцевые диориты и гранодиориты, совместно с которыми в составе интрузивов нередко участвуют диориты, монзониты, сиенит-диориты, габбро-диориты и более основные разновидности. Интрузивы однородного состава редки. Собственно гранитные встречаются лишь в крайней западной части Алайского хребта на стыке его с Туркестанским, но наиболее молодые щелочные породы (с переходами от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов) прослеживаются далеко на восток. Их абсолютный возраст не ниже 220 млн. лет. В интрузивных породах всех групп отмечается присутствие олова.

Повышенные содержания касситерита в шлихах речек, дренирующих район, свидетельствуют об общей зараженности оловом всей площади обоих склонов Алайского хребта (реки Коксу, Обизанку, Ходжаачкан, Гаумыш и др.). Характерный относительно низкотемпературный облик касситерита из многих шлихов (бассейн Алайской долины), а также целый ряд известных рудопроявлений указывают на наличие оловянного оруденения в сульфидных ассоциациях.

В районе, примыкающем к Туркестанскому хребту, еще встречаются пегматиты и сложные сочетания скарновых и малосульфидных оловянных руд, тесно связанных с интрузиями гранитов. И. В. Мушкин и В. А. Кутенец (1968 г.) отмечают наличие апогранитных альбититов с касситеритом, вольфрамитом и редкими металлами. Восточнее получают широкое распространение специфически сульфидные, а также сульфосолевые медно- и свинцово-сурьмяные рудопроявления, порой с высокими содержаниями олова (Сарыдальча, Сай Оловянный и др.). Они ассоциируются с гранитоидами повышенной основности и щелочности или же вообще не обнаруживают приуроченности к каким-либо интрузивам. Еще далее на восток, с приближением к Фергано-Таласскому разлому, оловянное оруденение исчезает и сменяется ртутным.

Юго-Западный Тянь-Шань. Подобно Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня представляет собой структуру раннепалеозойской или еще более древней консолидации с широко распространенными

покровными осадочно-вулканогенными образованиями верхнего палеозоя. Граница его с Южным Тянь-Шанем проводится вдоль оси Гиссарского плутона, формирование которого, очевидно, связано со структурным швом, разделяющим эти тектонические зоны. Основная часть площади Юго-Западного Тянь-Шаня погребена под мощными отложениями мезозоя и кайнозоя.

Оловянное оруденение сопровождало средне-верхнекарбовую интрузивную деятельность, которой предшествовало формирование в нижнем — среднем карбоне кератофирового вулканоплутонического комплекса с железоколчеданными и полиметаллическими рудами цинка, свинца, меди, серебра, кадмия. В пермское время происходило внедрение лейкократовых гранитов с молибденовой минерализацией и, наконец, формирование сульфидно-флюоритовых месторождений, не имеющих видимой связи с интрузивами.

Выделяются два оловоносных интрузивных комплекса: 1) ранний (североварзобский) гранит-гранодиоритовый и 2) несколько более молодой (южноварзобский) гранитный. С первым связываются многочисленные проявления скарнов с вольфрамом, оловом, магнетитом, сульфидами мышьяка, меди, свинца и цинка; со вторым — оловоносные пегматиты, зоны грейзенизации и кварц-шеелит-касситеритовые жилы.

Наиболее значительные (по состоянию изученности) рудопроявления олова Юго-Западного Тянь-Шаня намечаются в настоящее время в горах Кугитангтау. Они связаны со скарнами и ассоциированы с железными и вольфрамовыми рудами. На размытой поверхности герцинских гранитов и рудных залежей залегают юрские отложения, вмещающие полиметаллические месторождения. Следует заметить, что рудный район Кугитангтау, выпадающий из субширотных структур Тянь-Шаня, входит в поперечную («анти Тянь-шаньскую») рудоносную зону В. А. Воронича.

Другие области палеозойской складчатости с проявлениями оловянного оруденения

Рассмотрим слабо изученные проявления оловянного оруденения на Урале, Таймыре с островами Северной Земли, в Забайкалье и на Северном Памире. Известны герцинские рудопроявления олова и на Кавказе, но о них будет сказано в разделе «Области мезозойской и альпийской складчатостей».

Урал относится к областям ярко выраженной металлогении фемического типа с господством оруденения ранних стадий геосинклинального развития. Однако подобные области не лишены проявлений сиалического магматизма, и в них встречаются оловорудные районы промышленного значения (например, Япония).

В полициклическом развитии Урала выделяются архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойско-кембрийский и ордовикско-триасовый тектоно-магматические циклы. Проявления оловоносности отмечаются в связи с двумя последними.

Оловянное оруденение кембрийского возраста, известное на Полярном и Приполярном Урале, уже отмечалось ранее как, возможно, позднебайкальское. В связи со щелочным метасоматозом, наложенным на раннепалеозойские калиевые граниты, возникли оловоносные проявления редкометалльных альбититов, принадлежащие к герцинской металлогении. По мнению Ф. Р. Апельцина, образование их происходило синхронно с этапами интрузивного гранитного магматизма в соседних областях. Абсолютный возраст гранитоподобных альбититов определяется в 330 ± 20 млн. лет (Ф. Р. Апельцин и др., 1968 г.).

Признаки оловоносности обнаружены в различных типах рудных образований и в других районах Урала. В частности, давно известен касситерит в пегматитовых жилах копи Мокруши, в сульфидных рудах некоторых колчеданных месторождений (Блявинского и Гумеровского) и во многих других местах, но лишь в качестве примеси, имеющей только минералогическое значение. Более заметные концентрации связаны, как и на Полярном Урале, со щелочными метасоматитами и грейзенами верхнепалеозойского возраста. А. И. Лисицын и А. С. Таланцев (1965 г.) выделили на западном склоне Урала в зоне сочленения тектонических структур, имеющих различную мобильность, узкий, но весьма протяженный пояс с такого рода редкометалльными метасоматитами. На восточном склоне Южного Урала известно Башкироводольское рудопоявление олова, формирование которого, по данным А. И. Грабежева, А. Л. Зейгермахера и др. (1966 г.), начиналось с площадной альбитизации гранитов эндоконтакта, но в основном связано с последующей грейзенизацией и частичной хлоритизацией. Интересна находка в шлихах деревянистого олова у д. Чернушки на Среднем Урале (Ленных, 1940).

Опробование мезозойских морских и континентальных отложений, проведенное во многих районах Урала, установило почти повсеместное присутствие в них касситерита. Также широко распространены касситерит в четвертичных и современных аллювиальных отложениях (Ленных, 1940).

Таймыр с островами Северной Земли. Вероятно, находится в тектоно-структурной связи с Приполярным Уралом, но в то же время на востоке смыкается с мезозоидами Верхояно-Чукотской складчатой области. Характерный для него пермо-триасовый магматизм, возможно, связан с мезозойской активизацией, сопровождавшей формирование геосинклинальных прогибов Северо-Востока.

В строении складчатой области четко выделяются две тектонические зоны: 1) антиклинорий Северного Таймыра, представляющий выступ байкалид, в основном сложенный метаморфическими породами докембрия, и 2) зона карбонатного палеозоя, прилегающая к антиклинорию, представленная отложениями от кембрия до верхов карбона. По В. С. Голубкову и Г. С. Кавардину (1968 г.), в эпоху позднепалеозойско-триасовой активизации в области относительного прогибания (зона карбонатного палеозоя) формировались

платобазальтовая, гипербазитовая и щелочно-гипербазитовая формации, сопровождаемые медно-никелевым, полиметаллическим, мышьяково-сурьмяно-ртутным оруденением, а также флюоритовой минерализацией. В зоне же антиклинория (сводового поднятия) получили развитие мелкие интрузии субщелочных гранитоидов гипабиссальной фации, с которыми связано оловянное оруденение. Абсолютный возраст гранитоидов 240—230 млн. лет.

Интрузивы гранитоидов вытягиваются цепочками вдоль разломов. Зоны их распространения постоянно сопровождаются касситеритом в рыхлых отложениях, вместе с которым встречаются шеелит и золото. В зонах грейзенизации гранитов и их экзоконтактов имеются кварц-турмалиновые жилы, в одной из которых на о-ве Октябрьской Революции (Северная Земля) установлено наличие касситерита.

Забайкалье. Подобно Таймыру представляет область перехода от герцинид Центральной Азии к мезозоидам Тихоокеанского пояса. Герцинское оловянное оруденение, сопровождаемое вольфрамовым и молибденовым, в основном распространено на юго-западном фланге оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья. По характеру оно не отличается от развитого в этом поясе мезозойского оруденения, что А. Д. Щеглов и В. С. Кормилицын объясняют однотипностью процессов, протекавших в разное время, но в сходных условиях (Геологическое строение СССР, т. IV, 1968).

Северный Памир. Обычно рассматривается в составе альпийской складчатости, но его внутреннее строение в основном создано герцинскими и более ранними тектоническими движениями. В истории геологического развития Северного Памира есть некоторое сходство с Юго-Западным (и Срединным) Тянь-Шанем, однако гранитоидный магматизм Северного Памира в основном развивался в поздней перми — раннем триасе, т. е. несколько позже, чем в герцинидах Тянь-Шаня.

Проявления оловоносности, главным образом шлиховые и геохимические, на Северном Памире довольно широко распространены, но существенных среди них пока неизвестно. По Р. Б. Баратову, К. И. Литвиненко и Л. Н. Афиногеновой, они известны в разных металлогенических зонах и связаны с различными магматическими комплексами. В связи с гранитоидами раннекарбонového (обихумбуоского) плагиогранитного комплекса Дарваз-Сауксайской зоны встречаются скарновые проявления вольфрама, меди, золота, железа с кобальтом, мышьяком и оловом; в Курговад-Мазарской зоне в связи с курговадскими и каракульскими (мазарскими) гранитами — редкометальные пегматиты, магнетитовые скарны с оловом и сульфидами, а также разнообразные, в том числе кварц-сульфидно-касситеритовые, гидротермальные рудопоявления, для которых связь с интрузивными комплексами менее очевидна. Интересно, что курговадские гнейсо-граниты, приуроченные к области геоантиклинального поднятия докембрийских кристаллических пород и поэтому считающиеся протерозойскими, по радиологическим дан-

ным имеют возраст 180—175 млн. лет, т. е. юрский, а породы пермотриасового каракульского гранодиорит-гранитного комплекса, в основном проявляющиеся на площади поздних прогибов, имеют возраст 254—190 млн. лет (Геологическое строение СССР, т. III, 1968). В Каракульской зоне гибридизированные граниты одноименного комплекса сопровождаются магнезиальными скарнами с шеелитом, касситеритом, аксинитом и олово-редкометалльными пегматитами; кроме того, распространены более поздние рудопроявления серебра, цветных металлов, гематита и сидерита.

4. Области мезозойской и альпийской складчатостей

В металлогении олова СССР мезозоида, принадлежащие в основном к Тихоокеанскому подвижному поясу, занимают господствующее положение. Однако многие месторождения, расположенные в областях мезозойской складчатости, по времени образования являются кайнозойскими. Поэтому, как и в случае палеозойских оловоносных областей, мы не пытаемся разделить месторождения олова по их принадлежности к мезозоидам или альпидам.

Общее положение, характер структур и магматизм свидетельствуют о заложении мезозоид в основном на платформенном фундаменте или же на раздробленных древних складчатых сооружениях. Для оловоносных площадей в пределах мезозойских складчатых областей в большинстве случаев характерен терригенный состав отложений, но в выступах основания обычно широко развиты карбонатные толщи, достигающие больших мощностей. В южных регионах Азии и особенно в областях мезозойской активизации древних структур известняки часто широко распространены и в верхних структурных ярусах.

На территории СССР тихоокеанские мезозоиды вместе со смежными областями мезозойской тектоно-магматической активизации занимают два огромных региона: Северо-Восточный и Байкало-Амурский. В пределах первого из них выделяются оловоносные пояса Чукотский и Яно-Колымский, а в пределах второго — Сихотэ-Алинский (Приморский), Хингано-Охотский, Восточно- и Западно-Забайкальские, а также предположительно намечающийся Прибайкальский. Формирование месторождений в основном происходило во второй половине мезозоя, причем продуктивная эпоха оловянной минерализации имела миграционный («скользящий») характер (рис. 6).

На востоке оба региона тихоокеанских мезозоид ограничиваются Восточно-Азиатским вулканогенным поясом, который представлен двумя звеньями — Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэалинским. Первое звено обычно рассматривается как самостоятельная металлогеническая единица, второе же является составной частью Сихотэ-Алинского оловоносного пояса.

Восточно-Азиатский вулканоген занимает промежуточную позицию между мезозоидами и расположенными восточнее тектониче-

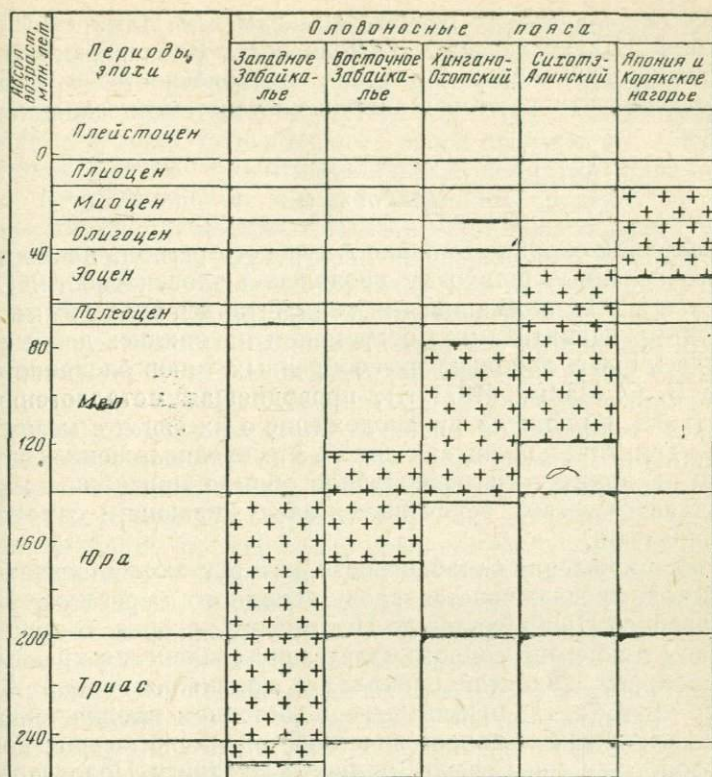


Рис. 6. Миграция мезо-кайнозойских оловоносных магматических комплексов Забайкалья и Дальнего Востока

скими областями кайнозоя. Верхнемеловые и третичные эффузивы вулканогенного пояса лежат на размытых складчатых структурах мезозой и последние срезаются контролируемыми его разломами. Положение этого пояса больше согласуется с общим структурным планом областей кайнозоя, чем мезозоя, хотя его фундамент сохраняет неразрывную связь с мезозойскими.

Кайнозойские структуры внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса принято считать не перспективными в отношении оловянного оруденения. Такая оценка вполне справедлива при сравнении внутренней зоны с внешней в целом, но не может распространяться на все их локальные части, о чем свидетельствует пример Японии. Весьма интересные открытия сделаны за последние 10—15 лет на Корякском нагорье. Известны признаки оловоносности на Камчатке, а также на Сахалине и Курильских островах.

Не лишены оловянного оруденения и области мезо-кайнозойской складчатости планетарного Средиземноморского пояса. В частно-

сти, работами последнего десятилетия намечен Памирский оловоносный пояс. Давно известна оловоносность Кавказа, остающаяся недостаточно изученной. Признаки оловоносности и отдельные месторождения отмечаются в альпийской системе и западнее Черного моря.

Прибайкалье

На западной окраине Байкало-Амурского региона давно известны многочисленные шлиховые проявления оловоносности. Они не привлекали к себе внимания, так как считались связанными с протерозойскими пегматитами. Со временем накопились данные о наличии здесь иных, довольно разнообразных типов оловянного оруденения. В. С. Малых (1971 г.), проводившая металлогенические исследования, выдвинула предположение о их связи с мезозойской тектоно-магматической активизацией. Это предположение еще окончательно не доказано и не получило общего признания, нам оно представляется весьма вероятным и заслуживающим самого серьезного внимания.

Полоса проявлений оловоносности, которую можно назвать Прибайкальской, прослеживается вдоль западного берега оз. Байкал через Северное Прибайкалье до Патомского нагорья. В общем тектоническом плане она сопровождает зону сочленения краевых геантиклинальных поднятий байкалид с подвижной зоной Ангаро-Ленского прогиба. На прямом северо-восточном продолжении этой крупной структурно-металлогенической зоны лежит серия поперечных оловоносных зон Северо-Восточной Якутии и Полоусное ограждение Колымского срединного массива.

В шлихах из аллювия касситерит отмечается на всем протяжении данного пояса — почти от истока р. Ангары на юге и до северного замыкания Байкальской складчатой области. Он ассоциируется с шеелитом, сульфидами железа, молибдена, свинца, цинка, меди, висмутовыми минералами, турмалином, гематитом, флюоритом и баритом. Имеются литохимические ореолы рассеяния олова и коренные рудопроявления последнего, ассоциированные преимущественно с сульфидной минерализацией. В. С. Малых, А. Л. Александров и Т. С. Михайлова (1971 г.) намечают в этой полосе непрерывную цепь, возможно, оловоносных районов, среди которых по состоянию изученности наиболее интересны в Северном Прибайкалье — Калайский, Усть-Чайский и Рассохинский, а в Западном Прибайкалье — Северо-Байкальский, Иликтинский и Ангинский. Особое внимание привлекают Усть-Чайский и Рассохинский районы, приуроченные к резкому изгибу рудоконтролирующих структур и характеризующиеся потоками рассеяния касситерита вдоль поперечных разломов, а также Иликтинский и Ангинский районы, расположенные в месте вероятного сочленения разнонаправленных рудоконтролирующих структур.

В поперечном сечении Прибайкальского пояса оловорудных

проявлений грубо намечаются две зоны, различающиеся геологическим строением и характером рудной минерализации. Кроме того, на значительном протяжении к ним примыкает с востока зона касситеритсодержащих редкометалльных пегматитов докембрия.

Восточная зона оловоносного пояса приурочена к западным окраинным частям геоантиклинальных поднятий байкалид, где широко распространены кислые эффузивы среднего протерозоя, сопровождаемые субвулканическими и гипабиссальными интрузивами гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Кроме того, в настоящее время в этой зоне выделяются более молодые мелкие трещинные интрузивы рудоносных гранитов. В апикальных частях этих интрузивных тел интенсивно проявлены альбитизация и окварцевание в сопровождении более слабой грейзенизации и турмалинизации; отмечаются флюорит и топаз, а также повышенные содержания олова, ниобия и молибдена. В более крупных телах (площадью 1—3 км²) развиваются зоны грейзенов с касситеритом, базовисмутином, молибденитом и вольфрамитом (или шеелитом?). В породах кровли поздних гранитных интрузивов (в древних гранитах, эффузивах среднего протерозоя и др.) встречаются мощные и весьма протяженные зоны дробления с флюорит-кварц-гематитовым цементом, касситеритом, редкоземельными минералами, тантало-ниобатами, сульфидами меди и мышьяка.

По западной окраине пояса (западная зона), где в основном развиты осадочные породы позднего докембрия и раннего палеозоя, слагающие подвижную зону Ангаро-Ленского прогиба, оловоносность проявляется в более низкотемпературной ассоциации — свинцово-цинковой, золотой, серебряной и сурьмяно-ртутной. Характерны оловосодержащие свинцово-цинковые рудопоявления и для карбонатных пород верхнего структурного этажа восточной зоны, имеющих в этой зоне ограниченное распространение. Возраст полиметаллических руд Прибайкалья точно не установлен. В. С. Кормилицын, Ю. А. Синчук и Л. П. Тигунов (1966 г.), изучавшие район их распространения, отмечают лишь нижнюю возрастную границу оруденения — ранний палеозой.

Следует отметить, что проявления оловоносности известны и в пределах южного выступа Сибирской платформы (на правобережье р. Ангары и в бассейне верхнего течения Нижней Тунгуски). Они представлены вторичными ореолами и потоками рассеяния, источники которых неясны.

Западное Забайкалье

Проявления оловоносности, представленные раннепалеозойскими и еще более древними пегматитами, давно известны на территории Западного Забайкалья. Открытие первых признаков и рудопоявлений касситерит-сульфидного оруденения относится к 1954—1955 гг. (В. И. Лисий и А. А. Конев). В дальнейшем достаточно отчетливо наметилась зона оловянно-редкометалльной минерализа-

ции, связанной с мезозойской тектоно-магматической активизацией древних структур (В. П. Арсентьев, П. М. Хренов, И. Я. Кузьмин и др., 1964 г.). В этой зоне, получившей название Туркино-Бамбуьской, было выявлено, кроме того, присутствие олова в свинцово-цинковых и скарново-магнетитовых рудах.

Туркино-Бамбуьская структурно-металлогеническая зона прослеживается в северо-восточном направлении от устья р. Селенги и до низовьев р. Бамбуьки (левый приток р. Витима). Зона приурочена к границе байкалид и каледонид Забайкалья. Ее общие контуры соответствуют раннекаледонскому прогибу на окраине байкалид, а комплекс мезозойской эндогенной рудной минерализации носит черты унаследованности более ранних металлогенических эпох. Отмечается определенная направленность в эволюции всего домезозойского магматизма, выражающаяся в поокислении и повышении щелочности исходных гранитоидных магм по мере смены тектонических этапов от раннего докембрия к палеозою; при этом нарастает степень дифференциации магматических расплавов и их редкометальность.

Мезозойские интрузивы размещаются вдоль продольных разломов северо-восточного простирания, согласных с общим простиранием рудоконтролирующего структурного шва, но при этом подчиняются и системе поперечных разломов. По общему характеру и тектоническим условиям формирования выделяются два магматических комплекса. К первому, по И. Я. Кузьмину (1967 г.), относится батолитоподобная формация гранитоидов с сопутствующим рядом формаций щелочных пород, ко второму — вулканоплутонические формации, делящиеся, в свою очередь, на диорит-порфиритовую и субщелочную гранитную. Абсолютный возраст батолитоподобных интрузивов определяется в 249—196 млн. лет, что соответствует перми — триасу с завершением их формирования в нижней юре. Определения же абсолютного возраста заключительной субщелочной формации дают очень большой разброс (от 204 до 138 млн. лет), что, возможно, отражает не только разного рода ошибки, но и действительную разновременность внедрений, обусловленную дифференцированным характером развития различных частей региона. В целом возраст пород данной формации принимается как ниже-среднеюрский. Оловянное оруденение связано с субвулканической формацией гранитоидов, хотя и более ранние нижнемезозойские граниты батолитоподобных интрузий уже отличаются от нижнепалеозойских более высокими содержаниями фтора и олова.

Формирование вулканоплутонических формаций, завершающих мезозойскую магматическую деятельность, началось с излияния лав, мощность которых была небольшой (до 150—200 м), а площадное распространение ограниченным.

Более ранняя диорит-порфиритовая формация объединяет эффузивы андезитовых порфиритов и тесно ассоциированные с ними несколько более поздние дайки диоритовых порфиритов и мелкие

штоки микродиоритов. Все эти породы интенсивно изменены наложенными процессами пропилитизации. Отмечаются высокие содержания фтора (0,18%), свинца и цинка.

В составе гранитной вулканоплутонической формации выделяются две субформации: граносиенитовая и гранит-порфировая. Более ранней считается первая, но взаимоотношения их часто неясны.

Интрузивы граносиенитовой субформации представлены граносиенитами и кварцевыми сиенитами. В числе их геохимических особенностей отмечаются высокие содержания фтора, иттрия, свинца, цинка, циркония; частота встречаемости повышенных содержания акцессорного бериллия не имеет себе равных среди других изверженных пород района. Характерно сильное изменение пород и обилие акцессорных минералов.

Интенсивные метасоматические изменения наблюдаются в связи с интрузивами данной субформации и во вмещающих осадочных толщах. В частности, в контактах с карбонатными породами обычно развиты мощные зоны скарноидов. Местами интрузивы сопровождаются интенсивной флюоритизацией, с которой ассоциируются проявления редкометальной минерализации. Плутоны, сопровождаемые этим оруденением, характеризуются также высокими содержаниями олова (до 230 г/т), молибдена (470 г/т) и ниобия (200 г/т). Рудная минерализация накладывается на все жильные производные данной субформации, в том числе и на наиболее поздние керсантиты.

Гранит-порфировая субформация в основном представлена гранит-порфирами, реже равномернозернистыми аплитовидными гранитами. В жильной серии присутствуют породы кислого и лампрофирового состава. По химическому составу кислые породы данной субформации ближе всего отвечают аляскитам по Р. Дэли и весьма близки к гранитоидам оловоносного (редкометального) кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. Наиболее широко развитым типом их автосоматоза является грейзенизация, хотя характерен также, в особенности для пород жильной серии, и натровый метасоматоз.

Из петрохимических особенностей обращает на себя особое внимание устойчивое преобладание калия над натрием, что не свойственно другим магматическим образованиям района, но, как известно, является одной из главных особенностей оловоносных гранитов. Содержания олова в гранит-порфирах малых интрузий, по И. Я. Кузьмину, будто бы снижается против содержаний его в граносиенитах (20 г/т против 24—230 г/т), но высокие содержания олова в граносиенитах установлены лишь в тех плутонах, с которыми ассоциированы редкометальные месторождения и где обогащение интрузивных пород скорее всего связано с наложенной постмагматической минерализацией. Показательно к тому же, что содержание олова в жильных породах гранит-порфировой субформации повышается по отношению к главным интрузиям (до 70 г/т), в то

время как в жильных породах граносенитовой субформации снижается (до 10 г/т).

В общем, гранит-порфировая субформация представляется наиболее обещающей в отношении продуктивной оловоносности. Однако вряд ли ее следует рассматривать изолированно от других производных всего вулканоплутонического комплекса, в том числе и от ассоциированных с ними местами пород повышенной основности.

В локализации рудных (металлогенических) зон и рудных узлов важную роль играли поперечные системы разломов, которые в комбинации с продольными обусловили складчато-глыбовое строение древнего фундамента и возникновение структурных барьеров. При этом окраинные части рудного пояса в основном занимают раннепалеозойские редкометальные зоны, контролируемые продольными разломами, а срединную часть — раннемезозойские.

Наиболее интересные мезозойские оловянные рудопроявления могут быть отнесены к группе скарново-рудных и силикатно-сульфидных (Сайжеконское, Амалатское, Кыджимитское). Характерна зараженность оловом редкометальных и сульфидно-полиметаллических руд всего рудного пояса (Водораздельный рудный узел, Троицкие полиметаллические рудопроявления, Верхний Кыджимит и др.). Даже рудные тела колчеданных месторождений Западного Забайкалья, залегающие среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия, сопровождаются первичными ореолами рассеяния олова. В одном из таких месторождений, образованном в результате гидротермального замещения карбонатных пород, Г. С. Рипп и Ю. В. Плотников (1970 г.) отмечают присутствие станнина.

Восточное Забайкалье

Оловоносность Восточного Забайкалья известна очень давно. Более 150 лет назад на месте старинных работ был организован прииск Первоначальный, который на протяжении 40 лет вел добычу олова на Ононском месторождении. Здесь в 1925—1933 гг. были начаты первые в стране геологоразведочные работы на олово. Изучение оловоносности региона связано с именем С. С. Смирнова, который в 1936—1944 гг. на основе широких обобщений высказал идею об оловянно-вольфрамовом поясе Восточного Забайкалья и обрамляющих его рудных поясах — полиметаллическом и молибдено-золотом, подчеркнув при этом условность намечаемых границ. Развитие этих представлений, сохранивших и теперь свою актуальность, дано в многочисленных работах, принадлежащих О. Д. Левицкому, Ю. А. Билибину, Г. Л. Падалке, А. А. Якжину, Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко, Е. А. Радкевич, И. Н. Томсону и Н. В. Горлову, В. С. Кормилицыну, А. Д. Щеглову и др.

Оловянно-вольфрамовый пояс прослеживается от верховьев Амура на северо-востоке до государственной границы в бассейне

р. Чикой на юго-западе и уходит далее в Монголию, где замыкается на пересечении зон крупных глубинных разломов. На юге Монголии намечается другой металлогенический пояс вольфрам-молибденового и оловянного оруденения (Гоби-Тяньшаньский), который не имеет прямой связи с рудными поясами Забайкалья, а подчиняется структурам, связывающим герциниды Восточного Казахстана с геосинклинальными структурами Большого Хингана и Внутренней Монголии (Хасин, Борзаковский, 1966). Как и в Монголо-Охотской системе, там происходит постепенная смена с запада на восток герцинских гранитоидных интрузий и сопутствующего им оруденения мезозойскими.

Тектоно-магматическая активизация мезозоя, с которой ассоциируется образование месторождений разнообразных полезных ископаемых, захватила всю территорию Восточного Забайкалья. Однако оловянное оруденение в основном локализовалось в довольно узкой, так называемой палеозойско-мезозойской структурной зоне. Эта зона наиболее долгое время сохраняла тенденцию к прогибанию и в предрудную эпоху представляла собой подобие остаточной геосинклинали. Она сложена главным образом домезозойскими породами, среди которых лишь в небольших по площади, но глубоких прогибах залегают морские терригенные отложения триаса, нижней и средней юры. В течение этапа консолидации подвижного пояса, т. е. с конца средней юры, весьма сильно проявилась глыбовая тектоника с крупными разрывными нарушениями и получила развитие магматическая деятельность, сопровождавшаяся формированием рудных месторождений. Лишь в изолированных депрессиях, преимущественно вне пределов «палеозойско-мезозойской» оловоносной зоны, накапливались верхнеюрские и меловые эффузивно-осадочные толщи.

Таким образом, формирование оловянно-вольфрамового пояса происходило в условиях общего сводово-глыбового поднятия с дифференцированными подвижками отдельных блоков, что сильно усложнило общую картину размещения различных типов магматизма и оруденения, обусловив появление «аномальных рудоносных площадей».

Среди многочисленных юнокиммерийских магматических комплексов выделяются как оловоносные цаганолуевский, кукульбейский и харалгинский. Возрастные взаимоотношения между ними неясны и, судя по данным абсолютной геохронометрии, скорее всего не имеют существенного значения в вопросе специализации их пространственно разобценных интрузивов. Более важно их различное геолого-структурное положение: интрузивы цаганолуевского комплекса принадлежат к формации «шовных» гранитов, сопровождающих региональные краевые разломы; интрузивы кукульбейского комплекса, распространенные преимущественно в северо-восточной половине рудного пояса, имеют характер более мелких штоков, контролируемых локальными разломами, иногда поперечными по отношению к генеральному простиранию структур; интрузивы же

харалгинского комплекса, развитые в Даурской (юго-западной) части рудного пояса и около разломов, оконтуривающих Агинскую плиту, характеризуются в первую очередь ассоциацией с эффузивами и, возможно, являются субвулканическими аналогами кукульбейских.

Формирование всех главнейших рудных месторождений Юго-Восточного Забайкалья, по Г. Л. Падалке (1964), началось с конца средней юры и проходило в сравнительно короткое время, преимущественно в верхней юре. Этот вывод подтверждают и более поздние геологические обобщения с данными определений абсолютного возраста как различных видов изверженных пород, так и рудных образований. Однако близко одновременные магматические комплексы в то же время многофазны, и, формирование каждого из них охватывает десятки миллионов лет. Соизмерима с этим и длительность формирования рудных полей основных месторождений олова, на которых, как правило, проявляется изменение характера оруденения во времени (Хапчерангинское, Шерловогорское, Этыкинское и др.).

Каждому комплексу оловоносных интрузивов свойственны определенные особенности формы, состава и сопутствующего оруденения. Так, для интрузивов цаганолуевского комплекса, развитых главным образом по краям северо-восточной части оловянно-вольфрамового пояса, характерны резко удлиненные формы, крупные размеры, гнейсовидные текстуры в краевых зонах массивов и интенсивная мигматизация вмещающих пород. Обильные, но слабооловоносные пегматиты (Луковая гора и др.) сопровождают в этом комплексе наиболее поздние дискордантные внедрения, представленные лейкократовыми, пегматоидными и аплитовидными гранитами. Кварцевые жилы почти отсутствуют.

Состав последовательных внедрений более продуктивного кукульбейского комплекса меняется от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и аплитов. С гранитами связаны многочисленные, преимущественно мелкие месторождения олова, вольфрама и редких металлов, принадлежащие к пегматитовой и кварцевой формациям. По данным А. В. Дружинина и В. С. Колесниченко, а также П. В. Комарова, Н. Г. Демидовой и др., выделяются по меньшей мере две фазы формирования оловянного, вольфрамового и редкометалльного оруденения, связанного с этим комплексом, которые разделены разрывом во времени в 15—30 млн. лет.

Харалгинский комплекс, сопровождаемый наиболее существенными оловорудными месторождениями, как уже отмечалось, нередко рассматривается в качестве субвулканического аналога кукульбейского. В то же время многие геологи считают, что в него входят интрузивы разных фаций глубинности, а также экструзивные тела и эффузивы. Состав различных фаз этого комплекса подвержен значительным колебаниям, но в общем близок к лейкократовому граниту, с повышенной щелочностью и преобладанием калия над натрием.

Различные условия формирования отдельных членов харалгинского комплекса отражаются на характере последних и на связанных с ними типах рудных месторождений, которые представлены оловоносными грейзенами (Шумиловское, Молодежное и др.), малосульфидными или касситерит-силикатными (Ингодинские, Тарбальджейское, Букукунское, Шерловогорское и др.), касситерит-сульфидными (Хапчерангинское, Харатуйское и др.) и, наконец, рудопроявлениями деревянистого олова, связанными с эффузивами (Бырца).

Для объяснения такого разнообразия типов оруденения чаще всего привлекается фактор глубинности. Однако примеры Хапчерангинского и Шерловогорского месторождений показывают, что более раннее и более высокотемпературное оловянно-редкометальное (грейзеновое) оруденение, тесно связанное генетически с вмещающими его гранитами, в обоих случаях занимает более высокие горизонты по сравнению с касситерит-сульфидными рудами, которые находятся в парагенетической связи с субвулканическими штоками (возможно, некками) кварцевых порфиров и с дайками лампрофиров. Материнские источники этих более поздних руд, вероятно, располагались на значительно больших глубинах по сравнению с источниками грейзеновой минерализации.

Оловянно-вольфрамовая специализация кукульбейского (харалгинского) комплекса нередко ставится в тесную связь с особенностями химического состава песчанико-сланцевых толщ, вмещающих рудоносные интрузии. Однако оловоносный пояс, начинаясь на юго-западе в области герцинид Центрального Забайкалья, затем последовательно переходит в пределы Агинского жесткого массива, в область центрального юрского прогиба, и, наконец, в Приаргунскую зону проявлений известняков древней метаморфической толщи. Сохраняя параллельность окраине байкало-каледонского обрамления Сибирской платформы, он, таким образом, пересекает разные структурные элементы, сложенные породами различного состава, которые, конечно, оказали влияние на характер оруденения, но не помешали проникновению олова из глубинных магматических очагов.

Типы оловянного оруденения в «карбонатном» Приаргунье, как правило, не похожи на те, что развиты в других частях Восточного Забайкалья. А. Д. Сергеевым (1963 г.) отмечается в этом районе тесная пространственная ассоциация рудопроявлений олова с месторождениями других полезных ископаемых (железа, вольфрама, свинца и цинка, флюорита, редких металлов). На «зараженность» оловом многих полиметаллических месторождений Приаргунья неоднократно указывал С. С. Смирнов.

Для оловянно-полиметаллических руд характерна пространственная и временная связь с дайковыми и штокообразными телами гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лампрофиров, которые рвут вулканогенную верхнюю юру и входят в состав гальки конгломератов нижнего мела. Собственно оловянные и олово-флюорит-

редкометальные рудопроявления типа апокарбонатных грейзенов проявляют, по Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Доломановой (1955 г.), тесную приуроченность к выходам интрузивов лейкократовых и турмалин-биотитовых гранитов. Абсолютный возраст касситерит-магнетитовой руды месторождения Аркия в Приаргунье, определенный по флогопиту, равен 164 ± 6 млн. лет; мусковит из прожилка в роговиках на том же месторождении показал 185 ± 5 млн. лет (А. Д. Канищев и А. Д. Сергеев, 1971 г.). Интересны данные П. А. Строна и Н. Ф. Киселевой (1965 г.) о повышенных содержаниях олова в верхнеюрских — нижнемеловых липаритах Приаргунья, особенно в перлитах с шаровыми обособлениями, заключающими флюорит. Следует отметить, что известные рудопроявления олова в Приаргунье фиксируются на фоне широкого распространения его вторичных ореолов рассеяния, недостаточно еще изученных.

Геологические структуры, контролирующие общее положение оловоносного пояса Восточного Забайкалья, продолжают далеко на восток до берегов Охотского моря. Шлиховые проявления касситерита известны в Верхнем Приамурье и Амуро-Зейском районе (бассейны рек Ольдоя, Гари, Селемджи и др.), что намечает прямую связь оловоносных территорий Забайкалья и Дальнего Востока. Однако повышенная оловоносность вновь появляется лишь в крайней восточной части Монголо-Охотского пояса, на стыке с Сихотэ-Алинской складчатой областью.

Приамурье

На территории Приамурья и прилегающей к нему части бассейна Охотского моря располагается Хингано-Охотский оловоносный пояс. Он выделен М. И. Ициксоном как единое целое еще в 1948 г., но в общем остается слабо изученным.

Оловоносный пояс приурочен к западной окраине Сихотэ-Алинской складчатой области и прослеживается вдоль границы последней с Буреинским массивом, сопровождая зону интенсивных глыбовых дислокаций, а на севере захватывает восточную оконечность Монголо-Охотских структур. Заложение Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы в основном происходило на основе раздробленных консолидированных структур байкалид. Развитие ее началось в раннем карбоне (при наличии локальных начальных прогибов в девоне и, возможно, в силуре) и завершилось в позднем мелу. Как и в Забайкалье, здесь ярко проявился послескладчатый гранитоидный магматизм мезозоя при миграции магматических и рудных комплексов с запада на восток, что определило асимметричность металлогенического плана.

Оловянное оруденение, сопровождаемое вольфрамом и молибденом или свинцом, цинком, медью и т. п., связано преимущественно с меловыми гранитоидами и наложено на разновозрастные структуры — от протерозойских до верхнемеловых. Размещение оловоносных районов, перемежающихся с золотоносными, подчинено

сложным закономерностям, обусловленным мозаичностью геологического строения региона (рис. 7).

Месторождения олова в основном развиты в южной части пояса, примыкающей к Буреинскому массиву. Для приохотской части, наложенной на ранние структуры монголо-охотской системы, со свойственными последней эвгеосинклинальными образованиями, более характерно золото. Однако и в этой части имеются локальные районы, которые по геологическим особенностям и поисковым признакам могут быть отнесены к оловоносным.

Западная граница собственно оловоносной (Хингано-Баджалльской) части рудного пояса, следующая контуру Буреинского массива, подчеркнута крупными разломами, достаточно отчетлива, но восточная граница неясна и намечается условно по зафиксированным проявлениям оловоносности. При этом она как бы оконтуривает обрамляющие Буреинский массив выступы складчатого основания и структуры ранней консолидации мезозойского фундамента, созданные позднепалеозойскими тектоническими движениями. Обращает на себя внимание расширение границ оловоносного пояса по линии предполагаемого структурного барьера, протягивающегося примерно от северного края Буреинского массива через Комсомольск-на-Амуре к Советской гавани.

Подавляющая масса оловянных месторождений и рудопроявлений тесно ассоциируется с вулканоплутоническими комплексами верхнего мезозоя, в основном с позднемеловыми, но отчасти, воз-

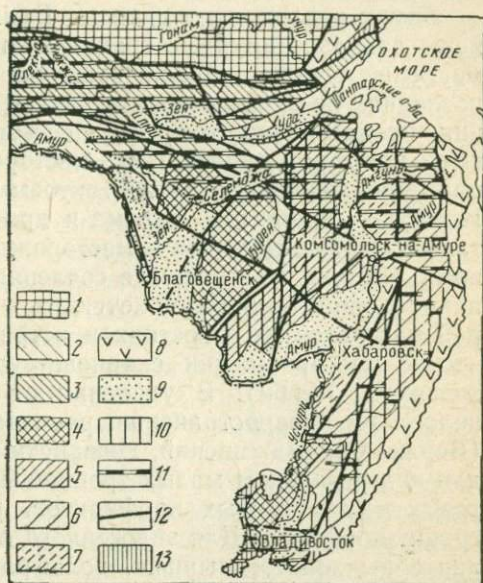


Рис. 7. Схема структур юга Дальнего Востока и размещение золотой и оловянной минерализации. По Е. А. Радкевич, С. Ф. Усенко и М. В. Чеботареву, 1965

1 — юго-восточная (активизированная) окраина Сибирской платформы. Монголо-Охотская складчатая область (2—4): 2 — зоны складчатости поздней юры — раннего мела, 3 — зоны блоковых дислокаций и магматизма поздней юры — раннего мела, 4 — Буреинский и Ханкайский срединные массивы. Сихотэ-Алинская складчатая область (5—7): 5 — Хингано-Охотский пояс позднемеловых блоковых дислокаций и магматизма, 6 — Сихотэ-Алинский пояс позднемеловых и палеогеновых складчатых и блоковых дислокаций и магматизма, 7 — Присихотэалинская зона кайнозойских дислокаций; 8 — вулканогенные зоны; 9 — мезо-кайнозойские впадины. Рудные пояса и зоны: 10 — преимущественно оловянной минерализации (Хингано-Охотский и Сихотэ-Алинский), 11 — преимущественно золотой минерализации (Забайкало-Амурский и др.); 12 — главные зоны разломов, 13 — Лаоэлин-Гродековская зона палеозойской складчатости

можно, с нижнемеловыми и позднеюрскими. Критерии их возрастного расчленения слишком несовершенны, так как верхняя возрастная граница внедрений обычно остается невыясненной.

Вдоль разломов по границе Буреинского массива распространены довольно крупные гранитные интрузивы, внедрению которых местами предшествовали излияния эффузивов. Однако наличие последних не оказало в этом случае влияния на характер оруденения, представленного преимущественно многочисленными, но мелкими вольфрам-оловянными месторождениями кварцевой формации, приуроченными к контактовым зонам интрузивов (Средняя Иппата, Серегекта, Талама и др.). Наибольшая концентрация такого рода интрузивов и месторождений тяготеет к северо-восточному выступу массива, где сочленяются крупные разломы разных направлений — монголо-охотского и сихотэ-алинского. Там же, в районах развития известняков, встречаются оловянно-полиметаллические месторождения скарново-рудной группы (Олень в верховьях р. Керби). В удалении от гранитов, по обе стороны от полосы их распространения, располагаются золотоносные районы (Верхне-Селемджинский, Ниманский, Кербинский) с характерным для них развитием малых трещинных интрузивов диоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, реже гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Для эндогенного оруденения данных районов характерны золото, мышьяк, вольфрам (в шеелите), сурьма, ртуть, в меньшей степени свинец и цинк. Встречаются рудопроявления олова касситерит-кварц-сульфидной формации (Анкачи и др.), а в шлихах местами наблюдаются существенные проявления древеснистого олова, возможно связанного с эффузивами (южные покати-хр. Эзоп в районе прииска Зинаидинского).

В зоне тех же глубинных разломов, но в иной геологической обстановке находится известный Хингано-Олонойский рудный район, детально описанный в работах многих исследователей (Ю. А. Афонина, Б. И. Бурдэ, Г. В. Ициксон, А. М. Калика, П. Н. Кошмана, Н. Н. Никулина, Д. В. Рундквиста, Ф. Г. Федчина и др.). Он расположен на окраине Буреинского массива и приурочен к вулкано-тектоническому прогибу, заполненному вулканогенными меловыми образованиями преимущественно игнимбритового характера с экструзиями липаритов и субвулканическими интрузивами гранит-порфиров различных типов, а также с разновременными дайками порфиритов и фельзит-порфиров.

По данным Г. Г. Грушкина, Г. К. Ковальчука и М. М. Кошмана (1971 г.), внедрение интрузивных кварцевых порфиров и гранит-порфиров произошло в период 110—102 млн. лет, в период завершения эффузивной деятельности, начавшейся с низов мела, а жильных порфиритов и фельзит-порфиров — в течение 105—100 млн. лет. Формирование оловорудных месторождений Хинганского, Березового, Карадубского и Красавчика датируется по возрасту слюд в 97—91 млн. лет.

Несмотря на очень близкий возраст, месторождения района при-

надлежат к разным типам, что, по-видимому, объясняется различиями локальных условий рудообразования. По Г. В. Ициксон, Д. В. Рундквисту и др. (Оловорудные месторождения Малого Хингана, 1961), эти месторождения связаны как с эффузивными, так и с интрузивными фазами магматизма. К первым принадлежат месторождения деревянистого олова (Джалиндинское), локализованные в куполах экструзивных тел кварцевых порфиров. Вторые неодинаковы по характеру связей с магматизмом. Одни из них, имеющие переходный характер от касситерит-кварцевых к касситерит-силикатным (Карадубское и Олонойское), находятся в непосредственной генетической связи с интрузивами гранит-порфиров, локализуются в их куполах, характеризуются небольшой глубиной распространения и рассредоточенностью оруденения. Другим месторождениям, которые могут быть отнесены к касситерит-сульфидной (или силикатной) формации, свойственна лишь парагенетическая связь с интрузивами, так как их оруденение следует за внедрением «послеинтрузивных» порфиритовых даек и к тому же на глубине выходит из тела гранит-порфиров, переходя в нижележащие эффузивные кварцевые порфиры (Хинганское).

Оловоносные магматические комплексы восточной части Хингано-Охотского пояса контролируются разломами, опоярившими Бурейнский структурный шов. С удалением от него батолитоподобные гранитные массивы сменяются цепочками сложнодифференцированных малых интрузивов пестрого состава и вместе с тем на смену олово-редкометалльному оруденению кварц-грейзенового характера приходит оловянное и оловянно-полиметаллическое оруденение железисто-силикатной и сульфидной формации.

Подобные переходы хорошо прослеживаются через оловоносные районы Кур-Урмийский, Баджалский, Комсомольский (Мяо-Чанский). Эти районы принадлежат к типу вулканоплутонических, и в ряде случаев устанавливается синхронность лавовых потоков с теми или иными интрузивными фазами. Однако районы различаются по характеру интрузивов и сопутствующему оруденению.

Так, для Кур-Урмийского района характерно развитие рассеянного кварц-грейзенового оруденения, тесно связанного с крупной интрузией гранитов, подобных гранитам соседнего Верхне-Бурейского массива (абс. возраст их 140—112 млн. лет, т. е. соответствует нижнему мелу). В Баджалском районе, непосредственно смыкающемся с Кур-Урмийским, широко распространены мелкие интрузивные тела разнообразного состава. По А. Ф. Болотникову и др. (1969 г.), позднемезозойский магматизм района характеризуется параллельным развитием двух генетически разных вулканоплутонических серий: андезит-гранодиоритовой и липарит-гранитной. Абсолютный возраст их укладывается в пределы 115—80 млн. лет (нижний — верхний мел). Оловянное оруденение здесь весьма разнообразно: наряду с кварц-грейзеновыми развиты железисто-силикатные и скарново-рудные типы минерализации.

В Комсомольском (Мяо-Чанском) оловоносном районе, распо-

ложенном северо-восточнее Баджальского, господствуют месторождения силикатно-сульфидных формаций преимущественно турмалинового типа, находящиеся в парагенетической связи со сложным комплексом верхнемеловых гранитоидов (абс. возраст их 105—75 млн. лет). В периферических частях Комсомольского рудного района встречаются сурьмяно-ртутные проявления, иногда ассоциирующиеся с касситерит-сульфидными, но носящие наложенный характер. На северо-восточном продолжении складчатых структур, где происходит погружение Баджальского антиклинория и предполагается наложение этих структур на субширотные структуры Монголо-Охотской системы, как уже отмечалось, оловянное оруденение сменяется золотым.

Сихотэ-Алинь

Горная страна Сихотэ-Алинь принадлежит к числу наиболее изученных оловоносных областей СССР. Первые сведения о наличии в ее пределах оловянного оруденения были получены еще в конце прошлого столетия. В начале 30-х годов Г. П. Воларович рассматривал всю восточную часть Сихотэ-Алиня как область, перспективную для поисков олова. Общей характеристике оловоносного пояса посвящено большое число публикаций Е. А. Радкевич и многих других исследователей. Одной из последних является сводная работа Ю. Г. Иванова (1971).

Оловоносный пояс, включающий ряд металлогенических зон разной специализации, прослеживается на протяжении около 800 км от зоны секущих субширотных («анти тихоокеанских») глубинных разломов на юге Приморья и примерно до широты г. Комсомольска-на-Амуре, где наблюдается резкое погружение складчатых структур, по-видимому также связанное со скрытыми поперечными разломами. Севернее, в низовьях Амура, господствует золото и известны лишь спорадические проявления оловоносности.

В поперечном разрезе всей Сихотэ-Алинской складчатой области оловоносный пояс занимает краевое положение, но не симметричное по отношению к Хингано-Охотскому поясу. Оловоносные площади его тяготеют не к восточному борту этой области, а примыкают с востока к структурам ранней консолидации в срединной части мезозойд. Происходит как бы последовательное наращивание рудных поясов и зон с запада на восток, т. е., как и в более крупном плане, по направлению от древнего континента к Тихому океану.

Оловянное оруденение связано с мезо-кайнозойским магматизмом, широко проявленным как в эффузивной, так и в интрузивной фациях. Внедрение оловоносных интрузий началось в конце мела на фоне общего поднятия складчатой области, вслед за наземными излияниями позднемеловых эффузивов. Более ранние практически не оловоносные мезозойские интрузивные комплексы (юрский, ран-

немеловой и сенонский) выделяются преимущественно в северных и западных районах Сихотэ-Алиня.

Размещение интрузивов контролируется разломами, среди которых наиболее отчетливо проявлены северо-восточные, параллельные общему простиранию оловоносного пояса. Ими в первую очередь и определяется региональная зональность в размещении оруденения. Однако важное влияние на проявления магматизма и оруденения оказывают также и поперечные структуры.

Металлогенические схемы Сихотэ-Алиня, составившиеся неоднократно, мало отличаются друг от друга, поскольку базируются на одних и тех же эмпирических данных геологопоисковых работ. Однако авторы этих схем (Е. А. Радкевич, Е. С. Павлов, М. П. Материков, Ю. Г. Иванов и др.) по-разному оценивают роль тех или иных рудоконтролирующих факторов. По-разному понимаются и основные черты геологического строения региона.

Господствующие представления о «Главном антиклинории» и «Главном синклинории» Сихотэ-Алиня, как о двух структурно-фациальных зонах, подвергаются справедливой критике Б. А. Иванова (1963 и др.). Действительно, Центральный разлом Сихотэ-Алиня, относимый к категории структурных швов, т. е. разломов, контролирующих фациальные зоны, явно срезает палеозойские складчатые структуры и пересекает зону распространения мезозойских отложений (рис. 8). Впервые выделенный и описанный Н. А. Беляевским и Ю. Я. Громовым под названием Центрального структурного шва в качестве надвига, этот разлом сейчас рассматривается как крупное нарушение сдвигового типа с амплитудой горизонтального перемещения порядка 120—140 км.

При любой трактовке природы Центрального разлома несомненно его важное металлогеническое значение. Все ныне известные промышленные месторождения олова располагаются восточнее его. В пределах Западного блока имеются только мелкие оловянные месторождения и рудопроявления, да и то лишь в его краевых частях, примыкающих к пограничным разломам. Характеристики металлогенических зон тем не менее более удобно дать с западной окраины оловоносного пояса, т. е. от Ханкайского массива, являющегося субплатформой мезозойской складчатости.

Восточно-Ханкайская оловоносная зона. Эта зона сопровождается краевой шов Ханкайского массива, охватывая активизированную окраину последнего и прилегающую часть Даубихинского прогиба, выполненный терригенными толщами триаса и перми, которые лежат на неглубоко погруженном позднебайкальском фундаменте. Формирование зоны было полициклическим, связанным с внедрением палеозойских, юрских и верхнемеловых гранитоидов. На отдельных участках зоны широко развиты разновозрастные эффузивы. По данным Ю. Н. Размахнина (1964 г.), отмечаются интенсивные метасоматические преобразования как интрузивных, так и эффузивных пород. Нередки оловянные рудопроявления различных типов; кварц-грейзеновые и скарново-рудные. Олово в них ассоци-

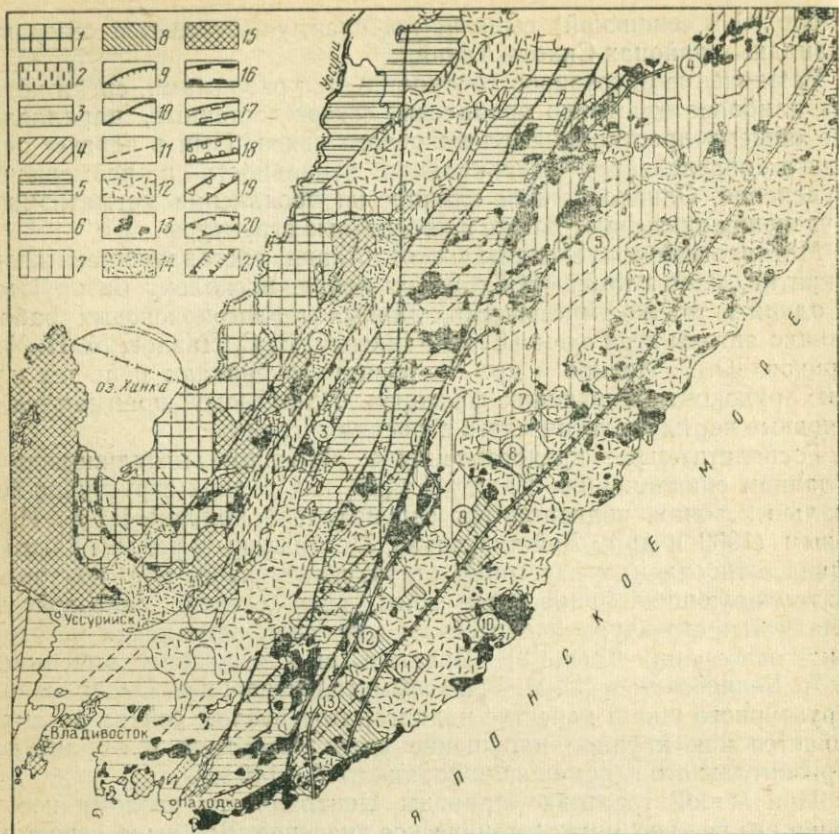


Рис. 8. Оловянные зоны и районы Приморья.

Основные элементы тектонического строения (по Н. А. Беляевскому, 1956 г.; И. И. Берсеневу, 1959 г.; Б. А. Иванову, 1961 г.; П. Н. Кропоткину, 1953 г.; Е. А. Радкевичу, 1956 г. и др.); Уссури-Ханкайская зона:

1 — Ханкайский массив поздних байкалит; 2 — Даубихинский краевой прогиб и Алчакская пермо-триасовая зона; 3 — Южно-Приморское мезозойское поле с выступами древнего (доверхнепермского) фундамента; 4 — Гродековская зона палеозойской складчатости; 5 — Нижне-Бикинская зона верхнепалеозойских геосинклинальных отложений с наложенными мезозойскими прогибами. Сихотэ-Алиинская зона; 6 — Западный блок (Центральное Сихотэ-Алиинское поднятие); 7—8 — Восточный блок (7 — Главный синклиниорий, 8 — Прибрежная антиклинальная зона); 9 — северо-западная граница распространения мезозойского комплекса терригенных формаций Сихотэ-Алиинской зоны. 10 — главные зоны разломов; 11 — простираения складчатых структур; 12 — верхнемеловые и раннетретичные вулканогенные формации; 13 — позднемеловые — палеогеновые гранитоиды; 14 — верхнепалеозойские вулканогенные формации; 15 — палеозойские гранитоиды. Оловянные металлогенические зоны; 16 — Вознесенская; 17 — Восточно-Ханкайская; 18 — Даубихинская; 19 — Центральная (зона Центрального разлома); 20 — Главная; 21 — Прибрежная. Оловянные районы (цифры в кружках): 1 — Вознесенский; 2 — Кабаргинский; 3 — Шетухинский; 4 — Верхне-Бикинский; 5 — Арму-Иманский; 6 — Верхне-Кемский; 7 — Октябрьский; 8 — Дальнегорский; 9 — Кавалеровский; 10 — Ольгинский; 11 — Щербаковский; 12 — Фурмановский; 13 — Южный

ируется с вольфрамом, редкими металлами, свинцом и цинком, железными рудами.

Даубихинская металлогеническая зона. Обычно считается, что она совпадает с одноименным прогибом. Однако ее единственный оловорудный район (Шетухинский) занимает явно краевое положение и частично выходит за границу прогиба на прилегающую часть Западного блока. Месторождения этого района приурочены к пересечению зоны Даубихинского разлома, который ограничивает прогиб с востока, с зонами более поздних разрывов северо-западного простирания. За контуром оловоносного района известны проявления ртuti и сурьмы.

Оловянное оруденение Шетухинского района генетически связано с позднемеловыми гипабиссальными интрузиями гранитов и субвулканическими фельзитами. Рудопоявления и мелкие месторождения олова принадлежат к турмалиновому и хлоритовому типам. Вместе с касситеритсодержащими миаролитовыми гранитами они являются источниками россыпей.

Центральная металлогеническая зона. Контролируется Центральным разломом Сихотэ-Алиня. Она начинается непрерывный ряд оловоносных металлогенических зон Восточного блока, в котором выделяются: 1) Центральная оловянно-вольфрамовая зона, 2) Главная оловянная зона, 3) Прибрежная оловянно-полиметаллическая зона. По спорадическим проявлениям на окраине материка медно-полиметаллического и молибденового оруденения предположительно намечается еще одна зона медно-молибденовой минерализации — Береговая, в основном закрытая водами Японского моря (Основные черты геологии и металлогении Приморья, 1968). Границы между зонами весьма условны.

Вдоль Центрального разлома и разломов его оперения размещены батолитоподобные интрузивы меловых гранитоидов. Ареалы их распространения и определяют контуры одноименной металлогенической зоны. В крайней северной части Сихотэ-Алиня, где предполагается наложение сихотэ-алинских структур на монголо-охотские, широко распространены гранитоиды с абсолютным возрастом 100—85 млн. лет, сопровождаемые золотом и отчасти вольфрамом. В Центральном Сихотэ-Алине аналогами этих гранитоидов, называемых нижеамурскими, по-видимому, служат татибинские гранитоиды (абс. возраст 100—80 млн. лет), с которыми связывается вольфрамовое, отчасти золотое и молибденовое оруденение. Характерная петрохимическая особенность тех и других — преобладание натрия над калием.

Оловоносность Центральной зоны связана с существенно калиевыми гранитоидами, выделенными Э. П. Изохом в бачелазский комплекс. Эти гранитоиды считаются более молодыми по сравнению с нижеамурскими и татибинскими, но по данным абсолютной геохронометрии (115—70 млн. лет) не отличаются от них. Представлены они в основном гранитами и гранодиоритами при несущественном участии более основных контаминированных пород. Граниты

сопровождаются обильными, но мелкими кварц-грейзеновыми рудопроявлениями с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом. Значительных размеров достигают только штокверковые зоны (месторождение Тигриное), но они характеризуются низким содержанием металлов. В экзоконтактных зонах интрузивов встречаются месторождения, приближающиеся к типу силикатно-сульфидной группы (Куалинское, Профсоюзное и др.).

Главная металлогеническая зона. Эта зона наиболее продуктивна в отношении олова, она занимает срединную часть Восточного блока, сложенную мощными терригенными толщами мезозоя. На востоке захватывает окраину Восточно-Сихотэалинского вулканогенного пояса, который, следуя разломам, близким к простираанию складчатых структур, на юге сближается с Центральным разломом. Лучшие месторождения олова примыкают к кромке эффузивных покровов, и там, где последние, подчиняясь поперечным разломам и прогибам, вдаются в срединную часть Восточного блока, месторождения также отступают к западу. В то же время наблюдается определенная зависимость в размещении месторождений и от структур оперения, связанных с Центральным разломом.

Четко выраженные разломы, оперяющие Центральный разлом, с удалением от последнего затухают в мощных песчанико-сланцевых толщах мезозоя срединной части Восточного блока. Вместе с тем исчезают и крупные массивы гранитов, поднявшихся в верхние структурные этажи вдоль этих разломов. Здесь широко развит пестрый комплекс малых интрузий, представленных габбро, габбро-диоритами (нередко с кварцем и калиевым полевым шпатом), кварцевыми монцонитами и монцонитами, монцонито-гранодиоритами, умеренно кислыми гранитами, биотитовыми и лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами. Эти породы перечислены в обычно наблюдаемой последовательности их внедрения. Однако есть все основания предполагать, что в данный комплекс объединяются неоднократно повторенные локальные интрузивные комплексы, формирование которых перемежалось во времени с вулканической деятельностью, а также происходило параллельно с нею и в целом продолжалось в течение верхнего мела — палеогена. Поэтому получается большой разброс в определениях абсолютного возраста изверженных пород оловоносных районов: от 115—100 млн. лет для наиболее ранних основных пород до 80—65 млн. лет для гранитов и даже до 46—40 млн. лет для некоторых гранит-порфиров и жильных порфиров (месторождения Нижнее, Хрустальное и др.).

С комплексом малых интрузий ассоциируются многочисленные рудопроявления и месторождения олова касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, но они обычно не проявляют избирательной приуроченности к какому-либо определенному типу изверженных пород, если не считать даек меланократового состава, которым нередко предшествует внедрение даек гранит-порфиров. Те и другие по времени формирования следуют за самыми поздними гранитными дериватами интрузивного комплекса и предшествуют

рудоотложению. Однако меланократовые дайки типа порфиритов идут и вслед за оруденением, а иногда вклиниваются и между его отдельными стадиями (месторождение Дальнее).

Прибрежная металлогеническая зона. Приурочена к одноименному антиклинальному поднятию, на которое в верхнем мелу был наложен вулканогенный прогиб с мощными толщами верхнемеловых и третичных эффузивов с их туфами. В строении антиклинального поднятия, формирование которого наметилось еще в верхнем палеозое, принимают участие карбонатные породы, в общем не характерные для Сихотэ-Алинской геосинклинали. Все это определило своеобразие данной металлогенической зоны с ее скарновороудными магнетитовыми и серебро-свинцово-цинковыми месторождениями в известняках и субвулканическими олово-полиметаллическими месторождениями среди пород алюмосиликатного состава. С интрузивами аляскитовых гранитов, которые местами переходят в верхних частях в субвулканические кварцевые порфиры, связаны рудопроявления олова и вольфрама кварц-грейзеновой формации (гора Судно, гора Брусничная и др.). Известны случаи наложения высокотемпературной слюдисто-флюорит-топазовой минерализации с касситеритом на сульфидные жилы (Щербаковское месторождение).

Основная масса интрузивов Прибрежной зоны относится к так называемой приморской серии, которая представляет собой очень сложный разновозрастный комплекс, включающий верхнемеловые, палеогеновые и даже неогеновые гранитоиды. Представления о разновозрастности крупных вулканических ареалов в пределах всего Восточно-Сихотэалинского пояса приобретают все большее признание, и вместе с тем все больше материалов свидетельствует о близком во времени поступлении расплавов различных, часто контрастных серий.

По отношению к позднемеловым эффузивам и к большей части палеогеновых оловянное оруденение Сихотэ-Алиня преимущественно является более молодым, но месторождения обычно располагаются в нижележащем ярусе осадочных пород. В то же время наиболее значительные из них тяготеют к границам эффузивных покровов и часто располагаются в «окнах» среди последних. Поля эффузивов, имеющие очень сложные контуры и порою пересекающие всю ширину Восточного блока, служат, как правило, естественными границами рудных районов, таких, как Кавалеровский, Фурмановский, Ольгинский, Дальнегорский, Октябрьский, Арму-Иманский, Верхне-Кемский и др. Это, конечно, не означает, что среди эффузивов нет оловородных месторождений. Такие месторождения давно известны и представлены весьма разнообразными типами (Лысогорское и др.). Весьма вероятно наличие месторождений олова, экранируемых эффузивными покровами.

В пределах Яно-Колымской складчатой области располагается крупнейший в СССР оловоносный пояс того же названия. Он описан в опубликованных работах В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова, В. В. Еловских, Б. Л. Флерова, И. Я. Некрасова, В. К. Чайковского и ряда других исследователей. Выдающуюся роль в его открытии и изучении сыграли работы С. С. Смирнова. Новейшие данные об этом оловоносном поясе приведены в книге «Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии» (1971).

Геосинклинальное развитие складчатой области происходило на платформенном неоднородном основании в течение верхнего палеозоя, триаса и юры. Среди архейских гнейсов фундамента большую роль играют амфиболиты; для протерозойских, рифейских и нижне-среднепалеозойских отложений весьма характерны карбонатные породы (Охотский массив, Хараулахские горы, Сеттэ-Дабан, краевые поднятия Колымского массива). Осадочный комплекс мезозойд, известный под названием верхоянского, в основном представлен терригенными толщами, суммарная мощность которых достигает 12—17 км.

Различно ориентированные металлогенические зоны, составляющие оловоносный пояс, почти целиком вписываются в контур синклинорной зоны складчатой области и частично захватывают прилегающие участки окраинных поднятий Колымского массива и Верхоянского мегантиклинория. Вместе с ними рудный пояс огибает с запада Колымский массив, образуя огромную дугу протяженностью около 2000 км. Юго-восточная ветвь этой дуги срезается Охотско-Чукотским вулканогеном, а северо-восточная скрывается под рыхлыми четвертичными отложениями Приморской депрессии (рис. 9).

Яно-Колымская синклинорная зона имеет асимметричное строение, отражающее смещение геосинклинального прогиба во времени с запада на восток. Широкое западное крыло зоны, примыкающее к Верхоянскому мегантиклинорию, сложено преимущественно триасовыми отложениями и относительно мало деформировано. Для него характерно чрезвычайно пологое зеркало складчатости с коробчатыми и ступенчатыми формами, свидетельствующими о влиянии фундамента. С разломами последнего, по-видимому, связана и не менее характерная система поперечных разрывов, имеющих важное рудоконтролирующее значение. Максимальные прогибы синклинорной зоны с интенсивно дислоцированными юрскими толщами и проявлениями геосинклинального магматизма приурочены к стыку с Колымским массивом и окаймляющими его складчато-глыбовыми поднятиями ниже-среднепалеозойского фундамента мезозойд. Глубинные разломы в зоне этого стыка, характеризующиеся подобно Центральному разлому Сихотэ-Алиня крупными сдвиговыми смещениями, послужили путями проникновения огромных магматических масс, проявившихся в эффузивной и в интрузивной формах.

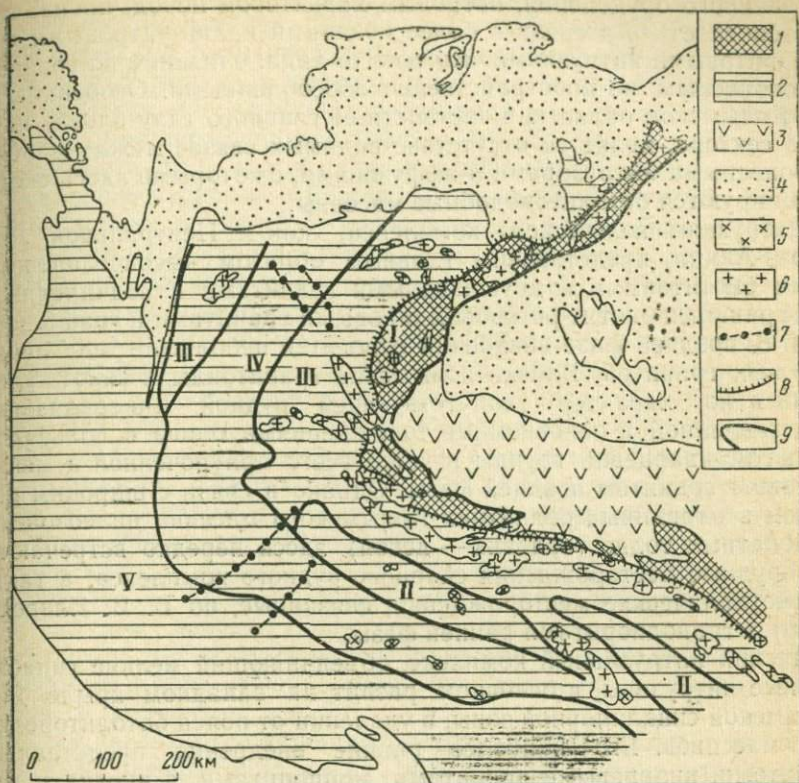


Рис. 9. Схема расположения металлогенических зон Северо-Восточной Якутии. По В. В. Еловских (1960)

1 — краевые глыбовые поднятия Колымского среднего массива (карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя); 2 — Верхояно-Чукотская геосинклинальная зона (песчаники и сланцы верхоянского комплекса); 3 — эффузивные и лагуно-континентальные отложения верхнеюрского — нижнемелового комплекса; 4 — четвертичные отложения; 5 — верхнеюрские «предбатолитовые» интрузивы; 6 — нижнемеловые батолитоподобные интрузивы; 7 — нижнемеловые — верхнемеловые малые интрузивы; 8 — граница Колымского среднего массива; 9 — границы металлогенических зон

I — Краевая металлогеническая зона Колымского массива; II — Верхне-Индигирская золотоносная зона; III — Полоусно-Иньялинская оловянно-вольфрамовая зона; IV — Яна-Адычанская оловянная зона; V — Верхоянская полиметаллическая зона

Оловянное оруденение связано с магматической деятельностью конца мезозойского периода и ассоциируется с двумя комплексами интрузий: 1) колымским, представленным батолитоподобными массивами гранитоидов, и 2) янским, характеризующимся малыми формами интрузивных тел, повышенной основностью пород и резко выраженной гибридной их составу. Внедрению оловоносных гранитоидов предшествовали золотоносные интрузии преимущественно диорит-порфировитового и гранодиоритового состава, отличающиеся от первых, как и в других областях сопряженного золотого

и оловянного оруденения, натровым характером пород; проявилась золотоносность и в связи с более поздними калий-натровыми гранодиоритовыми интрузиями «охотского» типа, близкими по возрасту к оловоносным, но пространственно обособленными. Особенностью Яно-Колымской области, в частности ее главного (для олова) якутского сектора, является отсутствие видимых связей между малыми оловоносными интрузивами и эффузивами, с которыми здесь скорее ассоциируются батолитоподобные массивы.

Интрузивы колымского комплекса, как и Центральной зоны Сихотэ-Алиня, представлены главным образом высокоглиноземистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами с подчиненными более ранними биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. К поздней фазе внедрений относятся небольшие тела лейкократовых гранитов. Близки колымские гранитоиды с сихотэ-алинскими и по характеру сопутствующей рудной минерализации, представленной в основном месторождениями олова и вольфрама силикатно-кварцевой группы и чаще всего приуроченной к лейкократовым гранитам поздней фазы. Однако в связи с широким развитием в окраинных поднятиях Колымского массива палеозойских карбонатных толщ (ордовик — девон) здесь нередко встречаются оловорудные месторождения скарново-рудного комплекса, а также полиметаллические месторождения, связанные, по В. В. Еловских (1960), с гранодиоритами ранней фазы.

Янский интрузивный комплекс, объединяющий мелкие гипабиссальные интрузивы, в основном развит на западном крыле Яно-Колымской синклинирной зоны, в удалении от пояса батолитоподобных массивов. Его наиболее ранние внедрения представлены диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, а иногда и габбро-диоритами. В последующем идет окисление пород до нормальных биотитовых гранитов и далее до аляскитовых гранитов. Однако в конце формирования всего комплекса часто отмечается внедрение жильных пород меланократового состава, близко совпадающее во времени с формированием главных оловорудных месторождений, принадлежащих к силикатно-сульфидной группе. Очень редко встречаются месторождения оловоносных грейзенов или же своеобразных пегматитов (Кестёр), которые находятся в прямой генетической связи с аляскитами.

Цепочки малых интрузий янского комплекса или «секущие ряды» (как их принято называть на Северо-Востоке) вместе с полями роговиков, свитами даек, разрывными нарушениями, зонами трещиноватости, месторождениями и рудопроявлениями олова трассируют зоны скрытых разломов, ориентировка которых часто не зависит от тектонического плана верхнего структурного яруса. Наиболее четко выражена зона такого рода в Южно-Янском районе, где она описана под названием Дербек-Нельгехинской.

Таким образом, в пределах Яно-Колымской области вполне отчетливо выделяются два типа оловоносных металлогенических

зон. Первый, к которому, по В. Т. Матвеевко (1960), относятся Полоусненско-Колымская, Сеймчанская и Таскыстабытская зоны, связан с поясами батолитоподобных интрузивов колымского комплекса, контролируемых продольными системами разломов в «ободах» жестких массивов. Он представлен в основном кварц-грейзеновыми месторождениями олова и вольфрама (Полярное, Аляскитовое и др.), а при наличии карбонатных вмещающих пород — скарново-рудными (Большой Каньон, Чобагалах и др.). В редких случаях проявления оловоносности в вулканоплутонических комплексах, связанных с теми же структурами, отмечаются месторождения, близкие к касситерит-сульфидным (Барыллыэлах).

Второй тип оловоносных металлогенических зон с малыми интрузиями янского комплекса и месторождениями главным образом касситерит-силикатно-сульфидной формации характерен для внешней части Яно-Колымского мегасинклинория. Он представлен зонами Депутатской, Куйгинской, Чекурдахской, Дербек-Нельгехинской, Эгехайской, Терехтяхской и Томпонской. Все эти зоны принято относить к категории «секущих рядов», но, однако, некоторые из них, по-видимому, скрещиваются с продолжениями разломов, оконтуривающих Колымский массив и контролирующих интрузии колымских гранитоидов. На таких пересечениях ареалы рудопоявлений поперечных зон смыкаются, образуя особенно крупные рудные районы, такие, как Депутатский. В других случаях (Яно-Борулахский рудный район) намечается сочетание некоторых особенностей металлогении колымского комплекса (месторождение Кестёр) со спецификой янского.

Вопрос о взаимоотношениях интрузий колымского и янского комплексов недостаточно ясен. Господствует мнение, что колымские гранитоиды являются позднеюрскими — нижнемеловыми, а янские — меловыми, т. е. более поздними, хотя последние в основном локализируются в структурах более ранней консолидации. Установлено, что колымские гранитоиды прорывают верхнеюрские осадочные отложения, а также эффузивы поздней юры — раннего мела; янские гранитоиды рвут верхний триас. Верхняя возрастная граница ни для тех, ни для других точно не установлена.

Определения абсолютного возраста гранитоидов, приведенные в работах К. В. Яблокова, И. В. Иванова, Л. В. Фирсова, И. А. Загзузиной, В. В. Горбова, Г. К. Шнай, И. Я. Некрасова, Н. И. Ненашева и других исследователей, дают очень большой разброс: от 155 до 100—75 млн. лет для колымских гранитоидов и от 150 до 55 млн. лет для янских. Создается впечатление, что начало формирования янского интрузивного комплекса совпадает с началом внедрения колымских гранитоидов или даже опережает их, но завершающие фазы его, как и образование парагенетически связанных с ним главных оловорудных месторождений, затягиваются на значительно более длительный период.

Б. Л. Флеров и Б. Я. Бичус считают, что подавляющая масса месторождений касситерит-кварцевой формации, вне зависимости

от их связей с интрузиями того или другого комплекса, образовалась в течение раннего мела, а касситерит-сульфидных — в позднем мелу — палеогене. Определения абсолютного возраста оловянных руд различных типов, приведенные в работах И. Я. Некрасова и Н. И. Ненашева, И. А. Загрузиной, В. В. Горбова и Г. К. Шнай, не дают, однако, однозначного подтверждения данного мнения. Возраст мусковита из пегматитовых жил месторождения Приискатель равен 182 млн. лет, что соответствует нижней юре, но оловоносные пегматиты Верхне-Орутуканского интрузива из того же района оказались верхнемеловыми (91 млн. лет). Абсолютный возраст оловорудных слюдяно-кварцевых жил и топаз-слюдяно-кварцевых грейзенов Такалканского месторождения определен в 115—105 млн. лет (нижний мел), вольфрамит-кварцевых жил месторождения Аляскитового (с сопутствующим касситеритом) — в 103 млн. лет, кварц-полевошпатовых оловорудных жил месторождения Бутугычаг — в 108—90 млн. лет, топаз-слюдистых оловоносных грейзенов, переходящих в альбититы, на месторождении Кестёр — в 89 млн. лет (верхний мел). Достаточно однозначны лишь данные по касситерит-сульфидным рудам: Депутатское месторождение — 89 млн. лет, Илинтас 64 млн. лет, Эге-Хая 67 млн. лет. Возраст дорудных даек диоритовых порфириров месторождения Улахан-Эгелях определен в 84 млн. лет, а послерудных диабазовых порфириров — в 63 млн. лет.

Чукотка

Оловоносные районы крайнего Севера-Востока страны объединяются в Чукотский пояс, который прослеживается на протяжении около 1200 км — почти от устья р. Колымы до Берингова пролива, где переходит на территорию Аляски. Изучению и описанию оловоносности Чукотского пояса посвящены работы многих исследователей — А. В. Андрианова, Г. Л. Вазбуцкого, Б. Н. Ерофеева и др. Наиболее полные обобщения принадлежат С. Ф. Лугову (1965 г. и др.).

Для Анюйско-Чукотской складчатой области, которой соответствует данный оловоносный пояс, также свойственно широкое распространение геологических структур с очень пологим зеркалом складчатости, что, как отмечалось, характеризует и оловоносные площади соседней Яно-Колымской области. Однако благодаря значительно меньшей мощности отложений верхоянского комплекса (7 км) и большей тектонической расчлененности фундамента на Чукотке ярче проявлено складчато-глыбовое строение. Это нашло известное отражение в особенностях металлогении, а именно — в большем распространении оловянного оруденения, тесно связанного с обнажающимися гранитоидными интрузивами.

В то же время Анюйско-Чукотской области в отличие от Яно-Колымской присуще развитие наложенных юрско-нижнемеловых прогибов, с чем связано появление рудных районов особого типа.

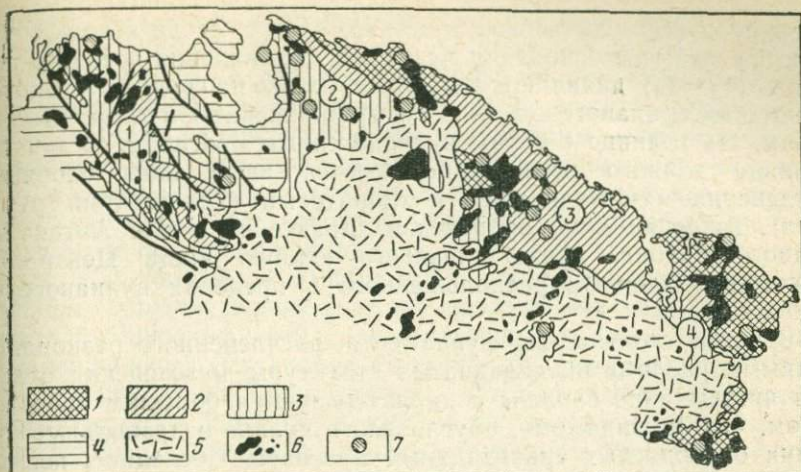


Рис. 10. Схема тектонического строения Чукотского оловоносного пояса (Тектоника Евразии, 1966)

1 — выступы складчатого основания мезозойского; 2 — нижний структурный подъярус мезозойского (C_3-T); 3 — средний подъярус (T_2-T_3); 4 — внутренние наложенные впадины (J_3-Cg_1); 5 — эффузивы Охотско-Чукотского вулканического пояса (J_3-Pg); 6 — мезо-кайнозойские гранитоиды; 7 — оловорудные поля

Цифры в кружках: 1 — Западная Чукотка; 2 — западная часть Центральной Чукотки; 3 — восточная часть Центральной Чукотки; 4 — Восточная Чукотка

характерных для областей вулкано-плутонической деятельности, таких, как оловоносные пояса Хингано-Охотский, Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский (в пределах Яно-Колымского пояса им соответствуют по характеру оруденения районы развития янских гранитоидов, контролируемые поперечными глубинными разломами). Часто массивы оловоносных гранитоидов Чукотки, особенно на границе с Охотско-Чукотским вулканогеном, тесно связаны с эффузивными покровами и субвулканическими телами.

Согласно давно утвердившемуся мнению оловоносность Чукотки связана с двумя разновозрастными гранитоидными комплексами: раннемеловым (возможно, позднеюрским — раннемеловым) и верхнемеловым. Первый параллелизуется с колымским комплексом гранитоидов Яно-Колымского пояса, а второй — с янским. Однако такое возрастное деление не имеет бесспорных геологических обоснований, что можно видеть на примере различных оловоносных районов Чукотки, геологическое строение которых не одинаково (рис. 10).

Восточная часть Центральной Чукотки. Этот регион выделяется господством оловянно-вольфрамовых и оловянных месторождений кварцевой формации (рудные узлы Иультинский, Северный, Майнско-Куэкувунский, Куветский, Окваамский, Экугский). В целом эта часть Чукотки может рассматриваться как обширное антиклинальное поднятие, сложенное в основном толщами нижнего

подъяруса (C_2-T_1) верхоянского комплекса, среди которых обнаружены выступы основания мезозойских, а отложения среднего подъяруса (T_2-T_3) появляются местами только на границе с Охотско-Чукотским вулканогеном, намечая приближение к наложенным прогибам. На границе с таким вулканогенным прогибом по западной окраине данного региона появляются иные типы оловянного оруденения — турмалиновый и хлоритовый (Телекайский рудный узел). Такие же типы оруденения характерны и для Амгеньского рудного района, представляющего южную часть Центральной Чукотки и целиком расположенного в пределах вулканогенного пояса.

В связи с близостью фундамента, расчлененного разнонаправленными разломами, складчатые структуры мезозойских отложений чрезвычайно сложны и характеризуются большим непостоянством, что, по-видимому, обусловило и крайне неправильные очертания оловоносных гранитоидных массивов. Последние, несмотря на значительные площадные размеры, не несут признаков глубокой эродированности и порою остаются скрытыми под осадочными породами кровли.

Формирование комплекса гранитоидов Центральной Чукотки было многофазным и длительным. По многочисленным определениям абсолютного возраста гранитоидов Иультинского рудного узла, приведенным в работах Л. В. Фирсова, И. А. Загрузиной, Е. Г. Бордюгова и других исследователей, ранние внедрения, представленные в основном гранодиоритами, относятся к нижнему мелу (126—104 млн. лет), а более поздние преимущественно гранитные — к верхнему мелу (96—70 млн. лет). Абсолютный возраст гранитов подземного купола, вскрытого под Иультинским месторождением, определен в 87—83 млн. лет (Загрузина и др., 1967); возраст оловянно-вольфрамового оруденения Иультинского и Светлого месторождений составляет 89—64 млн. лет. В те же пределы укладывается абсолютный возраст гранитоидов Телекайского рудного узла — 110—80 млн. лет (данные В. Н. Воеводина), а также Великенайского интрузива — 92,5—75 млн. лет (данные Л. В. Фирсова), к которому приурочено оруденение Окваамского рудного узла.

Западная часть Центральной Чукотки. От восточной части отделена широким «заливом» эффузивов, в основном сложена толщами среднего структурного подъяруса. На западе она захватывает окраинную часть Раучуанского наложенного прогиба с осадками верхней юры и нижнего мела. Широко распространены массивы меловых гранитоидов, но площади их выходов значительно меньше, чем в восточной части Центральной Чукотки. Гранитоиды прорывают верхний триас и нижний мел; абсолютный возраст их, по И. А. Загрузиной, укладывается в пределы 110—75 млн. лет, что в основном соответствует верхнему мелу.

Интрузивные массивы сложены пестрой по составу серией гранитоидов, включающей кварцевые мондониты, гранодиориты, био-

титовые и биотит-роговообманковые граниты, лейкограниты и аляскиты; в жильные серии этих интрузий входят столь же разнообразные породы. И. А. Загрузина (1965 г.), специально изучавшая позднемезозойские гранитоиды западной части Центральной Чукотки, считает их интрузии тесно связанными с эффузивами. Металлогенические особенности пород свидетельствуют, по ее мнению, о связи с гранитоидами оловянного, вольфрамового, молибденового и свинцово-цинкового оруденения. В южной части района олово ассоциируется с золотом.

По В. Т. Матвеевко (1960 г.), в пределах западной части Центральной Чукотки выделяются две оловоносные металлогенические зоны: 1) Чаунская, согласная с северо-западным простираем пермо-триасовых складчатых структур (рудные узлы, по С. Ф. Лугову, Куйвиеемо-Гыргычанский, Пыркакайский, Пытлянский, Этапваамский и Тамнеквуньский), и 2) Валькумейская, подчиненная текущим субмеридиональным структурам Раучуанской впадины. Такое расчленение отвечает не только структурным связям, но и особенностям рудной минерализации. Для Чаунской зоны характерно развитие оруденения так называемых переходных типов, в которых сочетаются кварц-грейзеновые руды с турмалиновыми и хлоритовыми при довольно отчетливых генетических связях тех и других с гранитами. К Валькумейской зоне принадлежит одноименное месторождение, одно из характерных представителей надынтрузивного сульфидно-турмалинового типа. Рудные тела этого месторождения локализованы в гранодиоритах эндоконтактной зоны небольшого гранитоидного массива, но могут быть поставлены лишь в структурную и парагенетическую связь с последним, поскольку отделены от времени его становления внедрением разнообразных даек. В связи с этим интересно напомнить выводы Н. И. Софронова (Чайковский, 1960), который занимался специальным изучением металлоносности интрузивных пород Валькумейской зоны. По его данным, в гранитах этой зоны, в том числе и в поздних лейкократовых гранитах, олово устанавливается только на околожильных участках; в дайках же, особенно в дайках гранит-порфирирового состава, следы олова выявляются повсеместно. Это подтверждено и последними данными, согласно которым наиболее высокие содержания акцессорного касситерита в породах Валькумейской зоны присущи послегранитным дайкам гранодиорит-порфириров, диоритовых порфириров и габбро-порфириров (Лугов и др., 1972).

Абсолютный возраст гранитоидов Валькумейской зоны (Певекский рудный узел), по данным Л. В. Фирсова, И. А. Загрузиной и др., колеблется от 105,5 до 100 млн. лет. Этим же цифрам соответствует и возраст оловянного оруденения, определяемый в 100—85 млн. лет. Возраст гранитов из ближайшего района Пыркакайского рудного узла, принадлежащего к Чаунской металлогенической зоне и представленного оруденением «переходного» кассите-

рит-кварц-сульфидного типа, определен в 100 млн. лет, а самого оруденения — в 99—86,5 млн. лет (Загрузина и др., 1967).

Западная Чукотка. Расположена по другую сторону Раучуанской впадины и включает, по В. Т. Матвеевко (1960 г.), еще одну оловоносную металлогеническую зону — Ичаткинскую, подчиненную структурам Анойской складчатой зоны. Она еще очень слабо изучена. По А. И. Садовскому (1966 г.), магматизм и металлогения Анойской складчатой зоны в основном связаны с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Характерно развитие вулканоплутонических комплексов, включающих (в возрастной последовательности) липаритовую, диорит-гранодиоритовую и щелочно-гранитную ассоциации. Наибольшим распространением пользуются интрузии диорит-гранодиоритовой формации, с которыми тесно связано золотое оруденение. Они прорывают валанжинские отложения раучуанской песчаниковой формации и, по определениям Л. В. Фирсова (СВКНИИ), имеют абсолютный возраст 120—100 млн. лет. Интрузии оловоносной щелочно-гранитной формации связаны с диорит-гранодиоритовыми геохимической общностью и представляются в виде их поздних магматических дифференциатов. Абсолютный возраст этих интрузий определяется в 100—90 млн. лет, т. е. соответствует верхнему мелу, что согласуется и с геологическими данными.

Оловянные рудопроявления Ичаткинской зоны в большинстве своем принадлежат к кварцевой формации, но лучшее из них — Ичаткинское месторождение — представлено зонами дробления и жилами с кварц-турмалиновой и сульфидной минерализацией. Весьма широко распространены шлиховые ореолы касситерита.

Восточная Чукотка. Здесь в связи с выступами фундамента, принадлежащего, по-видимому, к байкалидам, широко развиты карбонатные породы и распространены оловосодержащие полиметаллические и магнетитовые рудопроявления скарновой формации. Комплексные месторождения олова, вольфрама и бериллия позднемелового возраста, относящиеся к разным генетическим типам, давно известны на соседней территории п-ва Сьюард в Северной Америке (Sainsbury, 1969).

Рудопроявления цветных металлов, железа, меди, мышьяка, висмута, молибдена и олова, известные в районе залива Лаврентия, по Г. К. Шнай (1969 г.), генетически связаны с гранитами так называемой древней интрузии. Абсолютный возраст всех гранитоидов этой «интрузии» укладывается в пределы 105—72 млн. лет, т. е. в основном соответствует верхнему мелу. По петрологическим особенностям гранитоидные плутоны Восточной Чукотки в значительной их части могут относиться к формации гранитных батолитов с переходами к мигматитовой формации. Характерен постмагматический щелочной метасоматоз, сопровождаемый гранитизацией вмещающих метаморфических пород. В общем, восточнчукотские гранитоиды отличаются от других более «глубинным» обликом, что связано с их приуроченностью к нижнему структурному этажу.

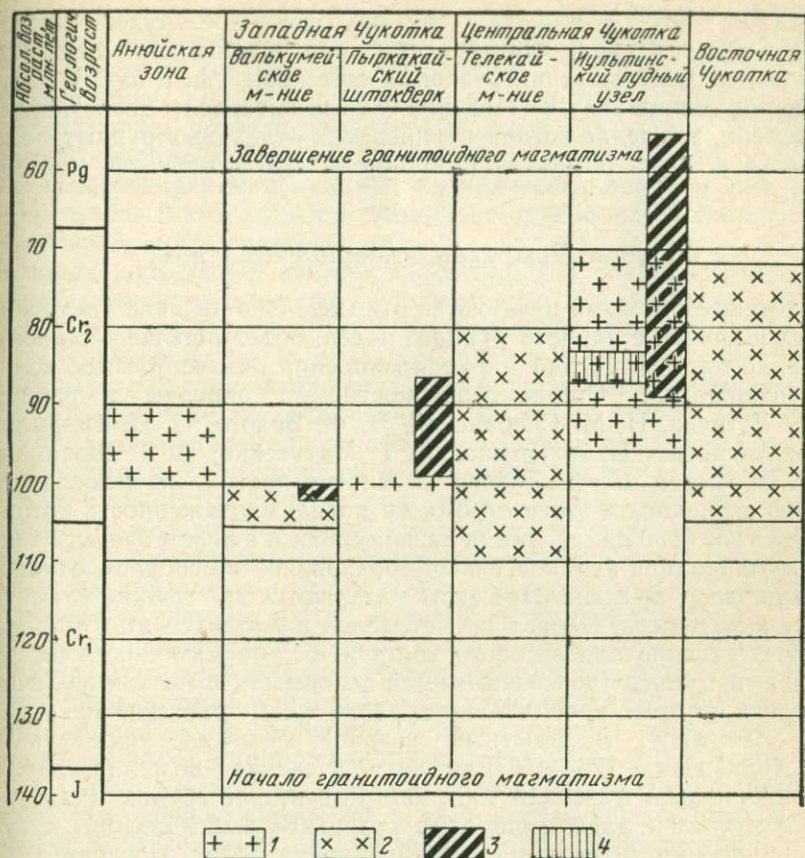


Рис. 11. Возрастная последовательность оловоносных магматических комплексов и оловянного оруденения Чукотки

1 — граниты; 2 — нерасчлененные гранитоиды; 3 — оловянное оруденение; 4 — подземный купол гранитов.

Оловоносным гранитам Ангойской зоны предшествуют гранодиориты (абс. возраст 120—100 млн. лет), с которыми связано золотое оруденение. Абсолютный возраст гранитоидов Западной Чукотки в целом 110—75 млн. лет. Гранитам Иультинского м-ния предшествуют гранодиориты с абсолютным возрастом 126—104 млн. лет

В целом по Чукотскому поясу начало позднемезозойского гранитоидного магматизма датируется границей юры и мела (140 млн. лет), максимум магматической деятельности приходится на границу нижнего и верхнего мела (110—90 млн. лет) и завершение магматизма — на границу мела и палеогена (70—60 млн. лет). И. А. Загрузина, В. В. Горбов и Г. К. Шнай (1967) обращают при этом внимание на близкий возраст интрузивных фаз и крупных гранитоидных комплексов, резко различных по составу, структурным особенностям и условиям образования (рис. 11). Очевидно, поэтому с близко одновременными, преимущественно верхнемеловыми гра-

нитоидами (110—70 млн. лет) связано оловянное оруденение различных типов. Однако формирование оловоносных магматических комплексов, отдельных интрузивных массивов, как и самих месторождений, охватывало весьма длительные интервалы геологического времени, в течение которых в пределах отдельных рудных полей менялись условия и менялись продукты магматической деятельности.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Охотско-Чукотский вулканоген относительно недавно стал выделяться в качестве единого рудного пояса, объединяющего широкий комплекс месторождений и рудопроявлений разнообразных полезных ископаемых. Общие особенности его описаны в работах Е. К. Устиева, И. М. Сперанской, В. Ф. Белого, С. И. Тильмана, Н. П. Аникеева, В. А. Титова, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова, Б. Н. Ерофеева, С. Ф. Лугова и многих других исследователей. Однако изученность этого огромного пояса, протяженность которого достигает 3500 км, весьма неравномерная и в целом очень слабая.

Формирование вулканогенных образований в основном относится к меловому времени. При этом выделяются две группы магматических комплексов. Первая представлена вулканическими толщами преимущественно андезитового состава с комагматичными им интрузивами гранитоидов повышенной основности и низкой щелочности, среди которых преобладают гранодиориты (охотский интрузивный комплекс). Абсолютный возраст интрузий определяется Л. В. Фирсовым в 125—103 млн. лет при среднем возрасте главной гранодиоритовой фазы 115 млн. лет. Для второй группы характерны более кислые лавы с широким развитием игнимбритов и с субвулканическими интрузиями калиевых гранитоидов. Последние, по видимому, формировались в процессе всей вулканической деятельности, и определения их абсолютного возраста дают, по данным И. М. Сперанской, очень большой разброс (116—56 млн. лет). При этом абсолютный возраст биотитовых гранитов Омсукчанского оловорудного района, по Л. В. Фирсову, М. Г. Руб и В. С. Кравцову, составляет 94—83 млн. лет (сенон); возраст послегранитных даек того же района — 87—80 млн. лет.

Установлено, что гранит-липарит-игнимбритовые комплексы сопровождаются оловянным, золото-серебряным и сурьмяно-ртутным оруденением, а гранодиорит-андезитовые комплексы — молибденовым, золотым и полиметаллическим (Бабкин, Сидоров, 1968). При этом олово генетически связывается как с гранитоидными интрузиями, так и с вулканогенными образованиями. Размещение оруденения контролируется зонами разломов при важной роли прогибов, грабенов, горстов и жерловых структур. Намечается тесная связь общей металлогении вулканогенного пояса с его продольной и поперечной зональностью, обусловленной главным образом характером фундамента меловых вулканогенно-осадочных образований.

Гранит-липаритовые комплексы с сопутствующим им оруденением смещены по отношению к гранодиорит-андезитовым на северо-запад, т. е. в сторону континента. Однако глубинные разломы, контролирующие общее положение вулканогена и эту зональность, с резким несогласием срезают структурный план мезозойд. Поэтому вулканы, наложенные на гетерогенное основание, меняют свой состав и по простиранию пояса, что усугубляется влиянием поперечных разломов. Таким образом, возникает продольная зональность, накладывающаяся на поперечную.

В зонах поперечных разломов, уходящих в глубь континента, возникли свои приразломные вулканогенные прогибы, подобные Балыгычано-Сугойскому с его Омсукчанским рудным районом. Внешне изолированные от основного вулканогена, они сохраняют с ним самую тесную тектоно-магматическую и металлогеническую связь. В то же время, по заключению В. Ф. Белого и С. М. Тильмана (1967 г.), развитие самого вулканогенного пояса находилось в прямой зависимости от развития прилегающей к нему с юго-востока Корякско-Камчатской геосинклинальной области. Все эти связи, по-видимому, не односторонние, а взаимные — если формирование Охотско-Чукотского вулканогена повлекло активизацию прилегающих частей континента, то последние, со своей стороны, оказали определяющее влияние на его металлогенический характер.

По простиранию Охотско-Чукотский пояс делится на две разобщенные части — Охотскую и Чукотскую. Первая в основном оловоносна лишь в том интервале, где она стыкуется с Яно-Колымским поясом, вторая — на смыкании с Чукотским. По состоянию изученности наиболее многочисленны месторождения в Охотской части, где давно известен целый ряд оловоносных районов (Омсукчанский, Арманский, Хетинский и др.), охарактеризованных в работах В. Т. Матвеевко, Б. Л. Флерова и др. В Чукотской части, остающейся менее изученной, известные месторождения в основном группируются в районе залива Креста (Карское, Пийнкунское и др.); но вполне вероятно открытие и новых районов (в частности, может быть отнесено к данному поясу месторождение Экугское, упоминавшееся при характеристике Чукотского пояса).

Типы месторождений олова весьма разнообразны. Специфичными считаются касситерит-сульфидные и, в частности, оловянно-полиметаллические, относимые к вулканогенным (Хета и др.), но весьма обычны и малосульфидные, в том числе принадлежащие к кварц-грейзеновым (Айгурское и др.). Известны рудопроявления деревянистого олова в липаритах (бассейн р. Талой). Весьма своеобразно по минеральному типу месторождение Невское (Омсукчанский рудный район), относимое некоторыми исследователями к формации оловоносных вторичных кварцитов.

Определения абсолютного возраста месторождений Омсукчанского рудного района показали значения, близкие к возрасту самих омсукчанских гранитов. Так, абсолютный возраст Айгурского месторождения кварц-грейзенового типа равен, по данным М. Г. Руб,

85 млн. лет; возраст Ново-Джагынского месторождения турмалинового типа, относимого к касситерит-силикатной формации, равен, по В. С. Кравцову, 86 млн. лет, а возраст послерудной дайки диабазовых порфиритов на месторождении Начальном — 87 млн. лет.

Эти данные о возрасте оловянного оруденения, как и о возрасте самих омсукчанских гранитов, подтверждают высказывания В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова, которые отождествляют омсукчанский интрузивный комплекс с янским. Однако справедливо и то, что омсукчанские гранитоиды входят в состав вулканоплутонического комплекса, в то время как для районов развития янских гранитоидов эффузивы совершенно не характерны.

Таким образом, оловоносность Охотско-Чукотского вулканогенного пояса тесно связана с оловоносностью его складчатого основания и проявляется практически лишь на стыках с оловоносными поясами собственно мезозой — Яно-Колымским и Чукотским, которые как бы «просвечивают» сквозь толщи перекрывающих их вулканогенных покровов. Это можно было бы объяснить неравномерной изученностью всего пояса, но с аналогичными явлениями мы сталкиваемся на Сихотэ-Алине и в Южном Китае, где прослеживается та же окраинно-материковая вулканогенная цепь и существенная оловоносность в ее пределах выявляется лишь на участках, примыкающих к оловоносным поясам континента. Эта особенность вулканогенных поясов, конечно, не распространяется на все виды полезных ископаемых, но в отношении олова проявляется довольно отчетливо.

Корякское нагорье

Оловоносные районы Корякского нагорья входят в состав выделяемой Т. В. Тарасенко и И. Н. Титовым Центрально-Корякской металлогенической зоны (рис. 12). Последняя пространственно соответствует одноименной структурно-формационной зоне, в основном сложенной верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, терригенными в центральной части и вулканогенно-кремнистыми по краям — вдоль шовных глубинных разломов (мощность терригенных отложений составляет 12000 м, вулканогенно-кремнистых 1500—3150 м). Ограниченно распространены выходы нижнего структурного яруса, сложенного нижнемеловыми отложениями с видимой мощностью 3100 м. Палеозойский фундамент, судя по гравиметрическим данным, погружен на значительную глубину (до 15—18 км). Общая мощность земной коры в пределах Центрально-Корякской зоны достигает 35—40 км, в соседних же с нею Пенжинской и Олюторской зонах составляет 28—30 км. Напряженность гравитационного поля в данной зоне характеризуется минимальными значениями для всей Корякско-Камчатской складчатой области и резко выделяется на фоне положительных полей силы тяжести в соседних зонах. Магнитное поле в отличие от последних зон спокойное (Тарасенко, Титов, 1969).

Основной геосинклинальный этап развития Центрально-Корякской зоны завершился в палеогене — позже, чем в соседней с северо-запада Пенжинской зоне (маастрихт), и раньше, чем в Олюторской, прилегающей с юго-востока (поздний миоцен). Когда в

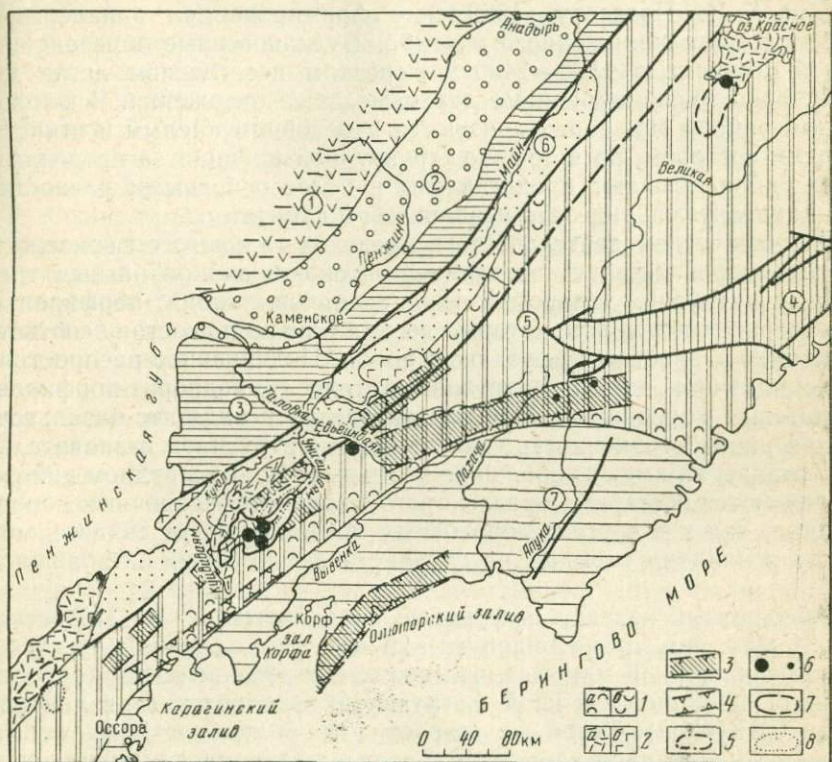


Рис. 12. Схема размещения оловоносных районов Корякского нагорья

Магматические формации Центрально-Корякской зоны:

1 — офиолитовая (а) и спилито-диабазовая (б) низов складчатого комплекса; 2 — наземные вулканические образования (а — кислого состава; б — основного состава); 3 — сурьмяно-ртутные зоны; 4 — сероносная зона; 5 — площади золото-серебряного оруднения; 6 — рудопоявления олова; 7 — оловоносные площади по данным шлихового опробования; 8 — вольфрамоносные площади. Основные тектонические элементы (цифры в кружках): 1 — вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса; Пенжинская складчатая зона; 2 — Пенжинский прогиб, 3 — Майнский антиклинорий; Центрально-Корякская складчатая зона; 4 — выступ складчатого основания (Хатырский антиклинорий), 5 — основной геосинклинальный комплекс (верхний мел — палеоген), 6 — Таловский прогиб, 7 — Олюторская складчатая зона

Олюторской зоне еще продолжался процесс геосинклинального прогибания с интенсивным подводным вулканизмом андезито-базальтового состава и отложением вулканогенно-терригенных и туфогенно-флишиондных формаций, в непосредственном соседстве с нею на площади Центрально-Корякской зоны уже формировались магматические комплексы с месторождениями олова и других металлов,

которые принято относить к поздним стадиям развития геосинклинально-складчатых областей.

Вдоль системы разломов на границе Пенжинской и Центрально-Корякской зон, местами и во внутренних частях последней, в олигоцене произошли наземные вулканические излияния, сопряженные, по А. И. Поздееву (1969 г.), с формированием в палеогене Парапольского наложенного прогиба. Вулканогенные образования общей мощностью 1500—2400 м с резким несогласием легли на интенсивно дислоцированные верхнемеловые отложения. В оловоносном районе они характеризуются в основном кислым и отчасти средним составом, но в той же структурной позиции за пределами этого района бывают представлены и более основными разностями — андезитами, андезито-базальтами и дацитами.

Вулканическая деятельность в пределах главного оловоносного района сопровождалась внедрением штоко- и дайкообразных трещинных интрузий разнообразных гранитов, гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров, которые весьма близки по составу соответствующим разностям эффузивных пород. Подчиненное распространение получили малые интрузивные тела гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, дацитов, андезитов и андезито-базальтов. Общая распространенность гранитоидных интрузивов незначительна и выходы их имеют небольшие размеры. Однако в рудном районе наблюдаются обширные ореолы ороговикованных осадочных пород, которые, как и в других оловоносных областях, могут свидетельствовать о наличии скрытых на глубине более крупных интрузивных тел.

Абсолютный возраст эффузивов, по данным А. И. Поздеева, 43—31 млн. лет, гранитоидов 48—29 млн. лет; средний по всем определениям — 35 млн. лет, что соответствует олигоцену (определения Л. В. Фирсова и И. А. Загрузиной, произведенные в лаборатории СВКНИИ). Такой же возраст (34 ± 5 млн. лет) имеют, по данным Т. В. Тарасенко и И. Н. Титова, мелкие штоки диоритов в зонах сурьмяно-ртутного оруденения, непосредственно примыкающие к оловоносным площадям. Однако там же отмечаются дорудные (по отношению к ртути) дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов с абсолютным возрастом 28—25 млн. лет (граница олигоцена и миоцена).

Основной металлогенический фон Центрально-Корякской зоны составляет ртуть, обычно сопровождаемая сурьмой. Более локальное распространение имеют рудопроявления золота и серебра, олова, висмута и полиметаллов. Все они группируются в единые, довольно четко выраженные зоны, в пределах которых перемежаются районы различной специализации, и в целом очень напоминают позднеэретичный металлогенический комплекс Юго-Западной Японии (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961).

В системе металлогенических зон Центрально-Корякского пояса узловое положение занимает Западно-Корякский рудный район, расположенный северо-западнее залива Корфа. Он протягивается

вдоль Берингово-Охотского водораздела на 150 км, будучи приурочен к кромке окраинных эффузивных покровов, сложенных преимущественно липаритами, их туфолавами и туфами при значительном участии игнимбритов. Оловоносные площади располагаются на флангах этого района, примерно в 100 км одна от другой. Между ними проходит Уннэйваямская линейно вытянутая зона золото-серебряного оруденения. Оловорудные проявления в основном залегают среди верхнемеловых осадочных пород нижнего яруса, хотя известны и в эффузивах, золото-серебряные — преимущественно в эффузивах. В периферических частях рудного района среди как осадочных, так и эффузивных пород широко распространены рудопроявления ртути.

Юго-западный подрайон (Айнаветкинское рудное поле и др.) несколько выделяется по насыщенности обнажающимися интрузивными телами гранитоидов (гранитов, гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров). Оловянное оруденение накладывается на интрузивы гранитоидов, но не проявляет по отношению к ним особой приуроченности. Рудные тела залегают преимущественно среди осадочных пород и контролируются крупными зонами дробления. Преобладающий тип оловянного оруденения — малосульфидный хлоритовый, но имеются руды и сульфидного характера. В эффузивах рудопроявления Мутного касситерит развит в зонах каолинизации.

На менее изученном северо-восточном фланге Западно-Корякского рудного района, где исчезают эффузивы, но на протяжении 40 км прослеживаются штоки диоритовых порфиров, известно одиночное рудопроявление олова Хрустальное (гора Оловянная), сопровождаемое обширными ореолами рассеяния касситерита. Вмещающие породы — те же песчаники и алевролиты верхнего мела, прорванные дайками и неправильными телами дацитов. В составе руд, по данным В. А. Сизых и В. Е. Федорова, кроме преобладающего хлорита, изредка присутствует турмалин. В рудных зонах обоих подрайонов встречается галенит с повышенными содержаниями серебра, что намечает родство между оловянным и золото-серебряным оруденением района.

С оловоносным подрайоном рудопроявления Хрустального вплотную смыкаются зоны сурьмяно-ртутного оруденения, причем здесь происходит их расщепление на две ветви: прямую северо-восточную и боковую субширотную. Первая ветвь (Найвал-Ванэ-татская зона), структурно как бы продолжающая Западно-Корякский рудный район, несколько оторвана от последнего, характеризуется развитием вмещающих пород иного состава и лишена оловянного оруденения. Терригенные толщи верхнего мела здесь фациально замещаются спилито-диабазовыми; кислые олигоценовые эффузивы сменяются миоценовыми андезитами, андезитобазальтами, дацитами и их туфами; отмечаются пластовые интрузии диабазов и мелкие штоки верхнемеловых гранитов и граодиоритов (Тарасенко, Титов, 1969).

Вторая ветвь (Энычаваямская и Верхне-Пахачинская зоны) бо-

лее тесно связана с Западно-Корякским рудным районом. Она приурочена к центральной части крупного синклиналия, сложенного терригенными формациями верхнего мела и палеогена. Отмечаются, преимущественно на флангах, редкие штоки диоритов олигоценового возраста и дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиров, внедрявшихся на границе олигоцена и миоцена. На крайнем восточном фланге этой сурьмяно-ртутной полосы намечается еще один оловоносный район. Возможно, его появление связано с воздыманием складчатых структур. Здесь чаще встречаются малые интрузии гранодиорит-порфиров, появляются поля биотитовых метасоматитов с наложенной турмалинизацией, хлоритизацией и др., а также с касситерит-сульфидной и сульфидно-полиметаллической минерализацией прожилково-вкрапленного характера. На одном из участков (гора Восточная), по данным А. Г. Погожева (1956 г.), оловянная минерализация ассоциируется с сурьмяным, свинцовым и серебряным оруденением.

К юго-западу от Западно-Корякского рудного района с погружением складчатых структур оловянное оруденение затухает. В связи с этим заслуживают внимания данные О. Н. Волынца (1969 г.) об уменьшении лейкократовости гранитоидных пород, а также об уменьшении в них отношений калия к натрию и содержания глинозема в направлении от Северной Камчатки на юг. Такая закономерность сохранялась в течение всех позднемезозойской — кайнозойской истории развития. Возможной причиной этого считается неоднородность состава коры и верхней мантии.

Однако зараженность оловом различных гидротермальных образований (вторичных кварцитов и др.) на Камчатке все же отмечается. Присутствие олова фиксируется, по данным С. И. Набоко, и в гидротермах современных вулканов. Сведения о проявлениях оловоносности, приведенные в различных литературных источниках, имеются также по Сахалину и Курильским островам.

Все эти данные не дают, однако, оснований для излишней переоценки перспектив данных территорий, так как намечающиеся оловоносные районы узко локализованы и сильно разбросаны. В то же время здесь широкое распространение, возможно, имеет скрытое оловянное оруденение, которое проявится в будущем при разведке и разработке месторождений других полезных ископаемых.

Южный Памир

Первые существенные рудопроявления олова на Памире открыты в 1954—1955 гг. В последующее время выявлено много новых оловорудных проявлений. В прогнозно-металлогенических схемах Памира олово заняло место в ряду ведущих видов полезных ископаемых (Афиногенова, 1968).

Анализ тектонической карты Евразии (Тектоника Евразии, 1966), с учетом металлогенических схем Китая (Основы тектоники

Китай, 1962), с достаточной определенностью показывает непосредственную структурно-металлогеническую связь южной части Памира с крупнейшим Индонезийско-Малайско-Бирманским оловянно-вольфрамовым поясом. Прямые указания на развитие в притибетской части Каракорума позднемезозойского оловянного и вольфрамового оруденения, связанного с пегматитовыми, кварцевожильными и скарново-рудными образованиями, приведены в работе Н. А. Беляевского (1965). Оловоносные пегматиты с бериллом и тантало-ниобатами, а также скарново-рудные образования известны на Гиндукуше к северу от Кабула; месторождения олова имеются и на западе Афганистана в провинции Герат (Ilavsky Jan, 1965). С. М. Айвазян (1965) указывает на древнюю добычу олова в Хорасане (Иран), примыкающем к провинции Герат с запада.

В Южном Памире, принадлежащем к системе Каракорума, выделяются три крупные тектонические зоны, различающиеся по истории развития и особенностям металлогении: Центральный Памир, Юго-Восточный Памир и Юго-Западный Памир (см. рис. 5). Кроме того, выделяется в качестве особого структурно-металлогенического элемента Рушанско-Пшартская зона, отделяющая Юго-Восточный Памир от Центрального. Она возникла в нижнеюрское время как складчатая зона ранней консолидации на месте узкого прогиба максимальной подвижности, связанного с развитием шовного разлома.

Центральный Памир занимает промежуточное положение между герцинидами Северного Памира и киммеридами Юго-Восточного. Он включает все системы палеозоя и до заложения геосинклинали Юго-Восточного Памира развивался как периферическая часть Северо-Памирского прогиба. С карбона был вновь вовлечен в погружение и превратился в окраину Каракорумской геосинклинали.

Зона Юго-Восточного Памира, наиболее интересная в отношении оловоносности, развивалась с карбона до мела в виде геосинклинали прогиба, наложенного на докембрийское основание. Выступом последнего является Юго-Западный Памир, сложенный кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами. Он рассматривается как срединный массив в складчатом поясе Каракорума.

Морфологически зона Юго-Восточного Памира представляет собой мегасинклиниорий, ограниченный с обеих сторон разломами. На крыльях синклинория выступают интенсивно дислоцированные преимущественно верхнепалеозойские и триасовые песчанико-сланцевые отложения с подчиненными карбонатными породами и вулканогенными образованиями. Центральная часть сложена рифовыми известняками верхнего триаса и известковистыми толщами юры. При близширотном генеральном простирании складчатых структур иногда резко проявляются наложенные складки и разрывные нарушения субмеридионального направления. Такие «антипамирские»

поперечные структуры особенно характерны для наиболее интересных оловорудных полей Базардаринского хребта.

Наиболее ранние проявления оловоносности, ассоциирующейся с редкими металлами, приурочены к Рушанско-Пшартской зоне ранней консолидации киммерид, представляющей собой узкую и прерывистую антиклинорную структуру. Для этой зоны характерны пластообразные интрузии гранитов триас-юрского возраста, часто гнейсовидных (абс. возраст, по данным Л. Н. Афиногеновой, 190—200 млн. лет). С ними предположительно связываются широко распространенные оловосодержащие редкометальные пегматиты, которые, образуя линейно вытянутые поля большой протяженности, однако не проявляют видимой пространственной связи с гранитными телами. В той же зоне имеются явно послескладчатые юрско-меловые интрузии гранитоидов (по данным В. И. Буданова, верхняя возрастная граница гранитоидов Рушанско-Пшартской зоны определяется в 100 млн. лет). С ними связаны относительно мало распространенные кварц-грейзеновые и еще более редкие скарновые оловорудные проявления. На месторождении Бугучи-Джилга грейзенизация с касситеритсодержащими кварц-флюоритовыми и кварц-топазовыми прожилками накладывается на оловоносные магнетитовые скарны. Вдоль той же зоны раздела Юго-Восточного и Центрального Памира внедрены наиболее поздние малые интрузии щелочных пород с абсолютным возрастом, по Л. Н. Афиногеновой, 14—20 млн. лет (неоген). Они сопровождаются проявлениями редкометального оруденения в самих породах и в гидротермальных барит-флюорит-карбонатных жилах.

В пределах собственно Юго-Восточного Памира полностью господствуют широко дифференцированные послескладчатые гранитоиды мелового—палеогенового возраста, развитые главным образом на крыльях мегасинклинория, т. е. вблизи ограничивающих его разломов. Среди них различаются два интрузивных комплекса: аличурский и башгумбезский. Кроме того, на рудоносных площадях наблюдаются пояса многочисленных даек гранит-порфиоров, диоритовых порфиритов и других жильных пород, которые явно секут более ранние аличурские гранитоиды, но их отношения с башгумбезскими гранитами не выяснены.

Общий возрастной диапазон формирования гранитоидных комплексов Юго-Восточного Памира определяется, по Л. Н. Афиногеновой, в 120—33 млн. лет, т. е. охватывает почти весь мел и палеоген. Более ранний аличурский интрузивный комплекс с абсолютным возрастом пород 120—90 млн. лет в основном представлен гранодиоритами с подчиненными им более основными и более кислыми дифференциатами. Башгумбезский комплекс биотитовых и двуслюдяных гранитов, характеризующихся яркими следами автоматоматических изменений, особенно грейзенизации, начал формироваться также в нижнем мелу (110 млн. лет), но его заключительные фазы приходятся на конец палеогена (33 млн. лет). Этот комплекс подразделяется на более ранние, собственно башгумбезские грани-

ты повышенной щелочности (110—70 млн. лет) и более поздние хуфские субщелочные граниты (68—33 млн. лет).

Вопросы генетических связей различных типов оруденения с теми или иными магматическими комплексами окончательно еще не выяснены. По Л. Н. Афиногеновой, с интрузиями аличурского комплекса генетически связаны рудоносные скарны с пирит-халькопиритовой и шеелит-молибденитовой минерализацией; с башгумбезскими гранитами — редкометальные метасоматиты и оловянно-вольфрамовые рудопроявления кварц-грейзенового типа; с хуфскими гранитами — редкоземельные и редкометальные метасоматиты, кварц-молибденитовые жилы, боросиликатные и редкометальные скарны. Наиболее интересные рудопроявления олова, принадлежащие к формациям касситерит-силикатно-сульфидной и скарново-рудной, а также аксинит-данбуритовые скарновые образования ставятся в парагенетическую связь с «малыми интрузиями» (дайками) гранит-порфиоров и других жильных пород повышенной основности и щелочности. При этом, к сожалению, остается неясным положение в общей схеме развития магматизма самих «малых интрузий».

Для Юго-Западного Памира характерно широкое распространение касситеритсодержащих редкометальных и хрусталеносных пегматитов третичного возраста. Они генетически связаны с памиро-шугнанским комплексом биотитовых, двуслюдяных и лейкократовых гранитов, слагающих сложные, нередко согласные полого залегающие тела в гнейсах и кристаллических сланцах. Гранитоиды часто имеют гнейсовидные текстуры, характерна мигматизация вмещающих пород. Абсолютный возраст гранитов, по Л. Н. Афиногеновой, 45—20 млн. лет. Установлено, что памиро-шугнанские граниты прорывают палеонтологически охарактеризованные верхнетриасовые сланцы, а также башгумбезские граниты. Известны жилы оловоносных пегматитов, залегающие в осадочных породах верхнего триаса.

В зоне Центрального Памира также развиты третичные гранитоидные комплексы с абсолютным возрастом 60—12 млн. лет, но более сложные по составу — от габбро до лейкократовых субщелочных и щелочных гранитов. Слабые проявления оловоносности данной зоны, связанные с грейзенами и альбититами в кислых гранитах повышенной щелочности, тяготеют к границе с Рушано-Пшартской металлогенической зоной.

В целом для Южного Памира характерны олово, редкие металлы, серебро, цветные металлы, вольфрам, молибден, золото, ртуть, сурьма и все другие рудные и нерудные элементы, свойственные, по М. И. Ициксону (1964), рудным районам «восточно-азиатского» типа. Типы оловянного оруденения в условиях широкого распространения карбонатных вмещающих пород нередко проявляются во всем своем разнообразии в пределах относительно небольших площадей.

Для металлогении Кавказа олово считается не характерным элементом, но тем не менее оно довольно широко распространено. Олово проходит через все металлогенические эпохи региона и проявляется в различных металлогенических ассоциациях: с редкими металлами, мышьяком, цветными металлами и сурьмой.

Ранние, преимущественно герцинские рудопроявления олова локализованы в пределах выступа древнего основания киммерид — в ядре горст-антиклинория Главного хребта, наметившегося как область устойчивого поднятия еще в конце докембрия. Оловоносные балкарские граниты пермского возраста (270—250 млн. лет) слагают все главные интрузивные массивы Центрального Кавказа от долины р. Теберды на западе до погружения кристаллического ядра горст-антиклинория под мезозойские отложения на востоке и, вероятно, распространены в фундаменте мезозойских структур Восточного Кавказа. К западу от р. Теберды они постепенно сменяются несколько более ранними гранитоидами белореченского типа и почти полностью исчезают близ меридиана р. Зеленчука. В отличие от белореченских эти граниты характеризуются более высоким содержанием калия и постоянным присутствием олова. В альбитизированных и грейзенизированных разностях их развит турмалин, являющийся типоморфным минералом, распространенным также в пегматитах и кварцевых жилах; среди аксессуаров отмечаются касситерит, берилл, фенакит, топаз и танталит-колумбит.

В тесной генетической связи с герцинскими калиевыми гранитами зоны Главного хребта находятся рудопроявления вольфрама, мышьяка, олова и редких металлов. Они представлены кварцевыми жилами, альбитизированными и грейзенизированными пегматитами, аплитами и апогранитами апикальных выступов интрузивов (рудопроявления Пшишское, Белягидон, Илипсар и др.). В экзоконтактных зонах интрузивов встречаются скарноиды с магнетитовым и медно-пирротинным оруденением, сопровождаемым сфалеритом, галенитом, молибденитом и касситеритом (Гудан-Чиран, Богданкол и др.).

Мезо-кайнозойское оловянное оруденение ассоциируется с выходами преимущественно небольших трещинных интрузивов гранитоидов и жильных пород разного состава. Весьма отчетливо проявляется их контроль системой продольных разломов регионального порядка при столь же важном рудоконтролирующем значении поперечных — антикавказских — рудоконтролирующих структур.

Основная масса оловорудных проявлений прослеживается вдоль осевой линии Кавказского хребта, образуя узкую цепочку протяженностью в несколько сот километров. Начинаясь на западе в пределах Гагринского-Джавской металлогенической зоны, эта цепочка сопровождается Южным разлом Главного хребта, который под острым углом срезает основные структурные элементы тектонических зон Южного склона; затем она переходит во внутреннюю часть

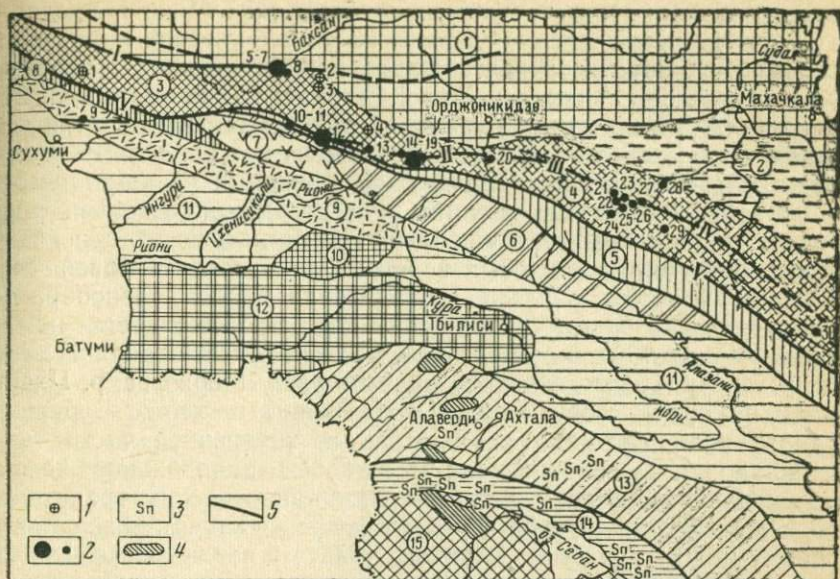


Рис. 13. Схема размещения оловорудных проявлений Кавказа

Тектонические зоны. По Ш. А. Азизбекову, И. Г. Магакьяну, Г. А. Твалчрелидзе, Л. П. Харчуку (1964 г.), А. Л. Луневу, В. А. Сереженко, Н. С. Гукову (Геология СССР, т. IX, 1968) и Г. А. Твалчрелидзе (1961) (цифры в кружках:

1 — краевая подвижная зона Предкавказской эпигерцинской плиты. Мегантиклинорий Большого Кавказа; 2 — внешняя зона Горного Дагестана; 3 — центральная часть зоны Главного хребта; 4 — восточная часть зоны Главного хребта. Складчатая система южного склона Большого Кавказа: 5 — Кахетинско-Нухинская подзона; 6 — Рача-Трианетская подзона; 7 — Сванетская подзона; 8 — Абхазская подзона; 9 — Гагринско-Джавская подзона. Закавказский межгорный прогиб: 10 — Дзирульский массив; 11 — зоны Колхидская, Молассовая, Сагареджо-Аджинаурская и Куриная впадина. Складчатая система Малого Кавказа: 12 — Аджаро-Триалетская; 13 — Самхитско-Карабахская; 14 — Севано-Акеринская; 15 — Мисхано-Зангезурская зоны Проявления оловоносности: 1 — палеозойские (1 — Пшишское, 2 — Булунгу-су, 3 — Или-сар, 4 — Белягидон); 2 — мезо-кайнозойские (5 — Тырныауз-су, 6 — Северный скарн, 7 — Малый Мукулан, 8 — Тютю-су, 9 — Схапач и др., 10 — Кванарское, 11 — Малхорашское, 12 — Чорохское и др., 13 — Киртишо, 14 — Саухохское, 15 — Сурхохское, 16 — Атакауское, 17 — Буронское, 18 — Восточное, 19 — Лабагомское, 20 — Ларское, 21 — Хуландайское, 22—23 — без названия, 24—25 — шлихи в вершине Андийского Койсу и по рч. Гако, 26 — Омар-Вахунау-Бетер, 27 — Кейды, 28 — шлихи по Андийскому Койсу, 29 — Бочек, 30 — Уна); 3 — шлихи и точки оловянной минерализации в районах Малого Кавказа; 4 — выступы фундамента в складчатых структурах Малого Кавказа; 5 — тектонические нарушения, контролирующие оловянное оруденение (I — Тырныауз-Пшекишский разлом, II — Бурон-Ларский разлом, III — Пуйский разлом, IV — Тиндино-Кейдинский разлом, V — Южный разлом или надвиг Главного хребта)

горст-антиклинория, где контролируется другими разломами той же системы (рис. 13).

Крайний с запада, несколько изолированный оловоносный район, приуроченный к выходу Келасурского массива верхнеюрских гранитоидов (абсолютный возраст 165—120 млн. лет), выглядит экзотическим пятном на фоне Гагринско-Джавской металлогенической зоны, которая характеризуется развитием барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений, в общем подчиняю-

щихся литолого-стратиграфическому контролю. Можно предполагать, что его положение определяется наличием неясно выраженных разломов субширотного простираения, принадлежащих к оперению Южного разлома и пересекающих Гагринско-Джавскую зону. Рудопроявления Келасури приурочены главным образом к периферическим частям массива. Более изученное из них Нижне-Схапачское представлено касситерит- и золотосодержащими кварц-хлоритовыми образованиями среди гранитов, касситеритсодержащими гидротермально измененными гранит-порфирами, касситерит-сульфидными (пирротиновыми) жилами в роговиках экзоконтактовой зоны.

В зоне Южного разлома непрерывная полоса разнообразных рудопоявлений, в том числе и оловянных, прослеживается на протяжении более 100 км от Верхней Сванетии (бассейн верхнего течения р. Ингури) через Цанский рудный узел (верховья р. Цхенисцкали и Горную Рачу (верховья р. Риони) почти до Буронского рудного поля, которое расположено во внутренней части горст-антиклинория. Рудопоявления этой полосы сопровождают цепочку многочисленных мелких интрузий мезо-кайнозойских гранитоидов и в основном приурочены к узкому клину сланцев лейаса, заключенному между разломом Главного хребта и верхнеюрско-меловым прогибом Южного склона.

В районе Верхней Сванетии, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), развиты как кислые, так и основные интрузивные породы, причем последние часто обогащены лейкократовыми компонентами с образованием кварцевых разностей диоритов, монцититов, сиенит-диоритов, сиенитов и др. Этот комплекс пород напоминает келасурский, интрузии которого параллелизуются, в свою очередь, с цейским, также верхнеюрским комплексом. Б. А. Гоишвили (1965 г.), изучавший распределение элементов-примесей в гранитоидах Верхней Сванетии, установил, что содержания олова во всех разностях пород превышают кларковые. Касситерит, по Г. А. Твалчрелидзе (1961), присутствует в кварц-вольфрамитовых жилах (рудопоявления Кванарское и Мелхорашское).

Для района Горной Рачи и Цанского рудного узла более характерно развитие малых интрузий теплинского комплекса, представленного гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами, местами грейзенизированными и турмалинизированными. В жильной серии интрузий выделяются, по А. Д. Ершову (1940), два ряда дериватов: а) малораспространенный и, очевидно, связанный непосредственно с обнажающимися интрузиями идет в направлении от пород более основного состава к кислым: граниты — аплиты — пегматиты и б) очень широко распространенный, по-видимому, связанный с более глубокими магматическими очагами идет от более кислого состава к основному: гранит-порфиры — гранодиорит-порфиры — дациты — андезит-дациты, что, как известно, весьма характерно для районов касситерит-сульфидных месторождений. Абсолютный возраст гранит-порфиров Каробинского рудного узла равен 81 млн. лет, дацитов Цанского рудного узла — 52 млн. лет.

С интрузивами теплинского комплекса тесно связаны мышьяково-редкометалльные месторождения и рудопроявления, но в близком соседстве с ними находятся и другие типы оруденения: медно-пирротиновые, антимонит-ферберитовые, ртутные и реальгар-аурипигментовые. Повышенной оловоносностью выделяется Цанский рудный узел с арсенопиритовыми месторождениями Цана, Зесхо и Чорохи. Их рудная минерализация развивается, начиная с пегматитовых образований, часто содержащих вольфрамит и молибденит. Оловорудная стадия, представленная касситеритом и станнином, предшествует главной сульфидной (арсенопиритовой) стадии.

На крайнем востоке рудоносной зоны Южного разлома оловянное оруденение обнаружено на месторождении Киртишо Каробинского рудного узла. В рудный комплекс этого узла входят месторождения и рудопроявления молибдена, мышьяка, вольфрама, олова, меди, свинца, цинка, ассоциирующиеся с малыми интрузиями альбитофиров и дацитов теплинского комплекса. Касситерит и станнин на месторождении Киртишо присутствуют в сложных кварц-полиметаллических рудах, на которые наложена сурьмяная минерализация.

К востоку от Киртишо, уже в осевой части горст-антиклинория Главного хребта и в районе начавшегося погружения его кристаллического ядра, располагается Буронский рудный район с оловянно-полиметаллическими месторождениями касситерит-сульфидной формации (Бурон, Лабагом и др.). На площади рудного поля, в основном сложенной породами кристаллического фундамента киммерид и нижнеюрскими осадочными отложениями, распространены дайки и мелкие штокообразные тела гранитоидов цейского комплекса (абс. возраст 155—140 млн. лет), которые, по наблюдениям Е. В. Кравченко (1967 г.), секутся дайками дорудных диабазов. Известен единичный случай пересечения диабазами и рудного тела (Лабагомское месторождение), что свидетельствует о наличии разновозрастных даек. Кроме того, в пределах рудного поля отмечают-ся дайки альбитофиров и андезито-дацитов.

Рудопроявления буронского типа прослеживаются вдоль Бурон-Ларского разлома далеко на восток, где полностью господствуют юрские толщи и отмечаются лишь редкие небольшие по площади выступы фундамента. Здесь резко сокращаются выходы гранитоидных интрузий, но, по данным Л. А. Варданянца (1938), интенсивные контактовые изменения осадочных пород на больших площадях свидетельствуют о залегающих на глубине в пределах горных массивов Тепли и Казбека крупных интрузивных телах, по отношению к которым уже известные выходы являются в большинстве случаев лишь апофизами. Последние представлены породами полного дифференцированного ряда от гранитов до диоритов с переходами к кварцевым монцонитам, с аплитами, гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами в жильной серии. Из поствулканических процессов очень интенсивно проявились турмалиниза-

ция (с мусковитизацией) и пропилитизация в сопровождении сульфидной минерализации. Все это чрезвычайно напоминает оловоносные районы с месторождениями надынтрузивного типа, для которых, как известно, характерно развитие малых интрузий повышенной основности и развитие наиболее интенсивного оруденения в сульфидных ассоциациях за пределами контактовых ореолов.

Восточный Кавказ характеризуется глубоким погружением палеозойского фундамента, резким увеличением мощности и степени дислоцированности мезозойских образований (отложения нижней и средней юры). Изверженные породы представлены малыми интрузивными формами и, по Н. Т. Романову (Геология СССР, т. IX, 1968), выделяются четыре последовательные генерации внедрения: 1) уралитовые порфириды, 2) диабазовые и долеритовые порфириды, кварцевые диабазы и долериты, диоритовые порфириды, 3) кварцевые порфириды и монцониты, сиенит-диориты, 4) аплитовые альбититы. Оловорудные проявления Горного Дагестана (верховья р. Андийского Койсу), по И. Д. Филимонову (1938), связаны с кварц-хлоритовыми жилами, характеризующимися повышенными содержаниями олова (Омар-Вахунау-Бетер, Кейды, Бочек и др.). Касситерит присутствует в шлиховых пробах из аллювиальных отложений района и отмечается на давно известном Хуландайском антимонит-ферберитовом месторождении. Кроме оловянных в рудном комплексе района участвуют, по И. Д. Филимонову, многочисленные полиметаллические рудопроявления, а также медно-пирротиновые, мышьяковые и золоторудные. В шлихах отмечается присутствие киновари.

За пределами рассмотренной оловоносной зоны Большого Кавказа, прослеживающейся почти по всей длине горного хребта от Абхазии до Дагестана, молодые оловорудные проявления имеются в районе известного молибден-вольфрамового месторождения Тырнауз, к которому, кроме того, тяготеют золото-теллур-висмутовые, сурьмяные, свинцово-сурьмяные и сурьмяно-ртутные рудопроявления. Этот рудный узел приурочен к Пшекиш-Тырнаузской системе разломов, ограничивающей горст-антиклинорий Главного хребта с севера, и локализован в месте сочленения продольных и поперечных структур. Его оруденение ассоциируется со сложным многофазным и разнофациальным комплексом гранитоидов, которым, по данным Н. Г. Родзянко и А. Ф. Свириденко (1968 г.), свойственны повышенные содержания олова (средние по отдельным разновозрастным группам пород 19—29—30 г/т). Известные оловорудные проявления представлены скарновыми типами (Малый Мукулан, Тютюсу и др.). По устному сообщению М. И. Ициксона, на Тютюсу сохранились следы древних разработок, в районе производилась выплавка бронзы.

Малый Кавказ в отношении оловоносности менее интересен. Однако в Малой Азии и на Армянском нагорье в древности олово добывалось, о чем свидетельствуют армянские и арабские летописи (Айвазян, 1965).

По данным шлихового опробования намечаются два района распространения касситерита: 1) северо-восточное побережье оз. Севан (бассейны рек Масрик, Кясан, Караиман, Цовагюх) и 2) верховья рек Мармарик и Раздан (Магакьян, 1967). Оба района тяготеют к зоне надвигов Севано-Акеринской металлогенической зоны, характеризующейся в основном развитием позднемеловых — палеогеновых гипербазитов и габбро, но контролирующей также малые интрузии гранодиорит-порфириров и дацитов, сопровождаемых неогеновым золотым и ртутно-сурьмяным оруденением.

Кроме того, присутствие олова в окисной и сульфидной формах устанавливается в рудах месторождений Алавердинской группы, принадлежащей к Сомхетско-Кировабадской металлогенической зоне (восточнее этого района в той же зоне зафиксированы знаки касситерита и в шлиховых пробах). Однако минералы олова представляют лишь несущественную примесь в рудах, и содержание олова в лучших случаях поднимается только до 0,06%. Более значительные содержания (около 1%) обнаружены А. А. Адамян в гематите гидротермально измененных порфиритов верхнего эоцена на Ягданском рудопроявлении.

Следует заметить, что Алавердинская группа месторождений, как и район Мармарика-Раздана, тяготеет к выступам фундамента складчатых структур Малого Кавказа. Размещение этих выступов в общей меридиональной полосе, по-видимому, контролируется какими-то скрытыми структурами.

II. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАЙОНОВ

Обзор оловоносных территорий показывает, что они не одинаковы по типам оруденения, металлогеническим ассоциациям и промышленному значению. Эти различия определяются геологическими особенностями районов, которые вместе с поисковыми признаками служат основой выделения перспективных оловоносных площадей. Для успешных поисков и правильных оценок прежде всего необходимо знание природных типов месторождений олова и условий их локализации, поскольку геологические прогнозы в основном базируются на аналогиях.

1. Геологическая классификация оловорудных месторождений

Месторождения олова весьма разнообразны по геологическим условиям образования и по минералогическим ассоциациям, что связано с геохимическими особенностями этого металла, определяющими его родство как с халькофильными, так и с литофильными элементами. Физические свойства касситерита — главного оловянного минерала — благоприятствуют его накоплению в россыпях. В соответствии с этим выделяются два класса месторождений олова: 1) класс эндогенных месторождений и 2) класс экзогенных месторождений (россыпей). Промежуточное положение занимают месторождения коры выветривания (и зоны окисления), приобретающие промышленное значение лишь благодаря экзогенным процессам, которые, оказывая огромное влияние на физические свойства и качество руд, могут решительным образом менять характеристику месторождений. В одних случаях это связано с тем, что крупные массивы оловоносных пород (убогие штокверки, залежи пегматитов и т. п.), не имеющие в первичном состоянии практического значения, в результате дезинтеграции их в коре выветривания приобретают свойства россыпей, а в других случаях окисление руд, богатых сульфидами и другими легкорастворимыми минералами, приводит к существенному повышению содержания олова и, как правило, к улучшению технологических свойств руды.

Классификация оловорудных (эндогенных) месторождений, созданная С. С. Смирновым и затем детализированная О. Д. Ле-

вицким и Е. А. Радкевич, пользуется заслуженным признанием до настоящего времени. Построенная на геолого-минералогической основе, она отразила и важнейшие горнопромышленные особенности месторождений, благодаря чему сыграла важную роль при работах в оловоносных районах на востоке нашей страны. Новые варианты классификации, возникающие в связи с появлением новых данных и общим развитием геологических представлений, имея разные тенденции, уточняют и дополняют первоначальную, но не меняют ее основных положений.

Попытки положить в основу классификации тектонические предпосылки с увязкой различных оловорудных формаций с определенными этапами развития подвижных зон и с характерными для этих этапов магматическими формациями пока не оправдались. Все оловорудные месторождения по существу являются послескладчатыми, а практикуемое выделение постинверсионных этапов и стадий крайне условно (в основном оно производится методом «обратной связи», т. е. по характеру магматизма и оруденения). Строгого соответствия между магматическими и оловорудными формациями не существует. Совершенно одинаковые типы оруденения, традиционно выделяемые как оловорудные формации, бывают связаны со сходными интрузивными породами разных магматических формаций и в то же время из одной материнской магмы в разных условиях генерируются месторождения различных формаций (подобные же соотношения свойственны тектоническим этапам и магматическим формациям). Переходы между геологическими, магматическими и рудными формациями имеют качественный характер и вряд ли должны подчиняться формальным правилам соответствия. В связи с этим, возможно, следует упорядочить терминологию, но еще не настало время отказаться от вневременного выделения рудных формаций как групп месторождений со сходным минеральным составом руд и близкими геологическими условиями образования.

Не применим к классификации оловорудных месторождений и критерий глубинности их формирования. На его основе, вероятно, можно отделить лишь самую незначительную и несущественную часть месторождений — близповерхностные рудопоявления деревянистого олова риолитовой формации и оловоносные пегматиты в глубоко размытых структурах докембрия. Причем на общих глубинах с первыми могут развиваться и месторождения других формаций, а оловоносные пегматиты в благоприятных для них структурах встречаются и на одних уровнях с месторождениями грейзеновых и кварцевожилых типов. Основная масса оловорудных месторождений формировалась на относительно небольших глубинах (до 2—3 км от палеоповерхности), а в таком диапазоне при реальном очень сложном строении рудных районов вряд ли возможна строгая корреляция между глубиной и давлением, тем более что упругость пара гидротермальных растворов является функцией их температуры, а не глубины рудоотложения (Коржинский, 1940).

К этому необходимо добавить, что определение глубины формиро-

вания месторождений геологическим методом обычно весьма затруднительно, косвенные же признаки ничего не добавляют к характеристике месторождений.

Отклоняя возможность применения в классификации оловорудных месторождений критерия глубинности, нельзя не признать, что общая тенденция к изменению их типов с глубиной все же проявляется и, по-видимому, усиливается по мере перехода к большим глубинам. Районы преимущественного развития месторождений кварцевой формации, а тем более оловоносных пегматитов обычно выглядят более глубокоэродированными по сравнению с теми, в которых господствуют силикатно-сульфидные типы оруденения. Однако вместе с последними все же постоянно встречаются и силикатно-кварцевые. Более того, они очень часто располагаются гипсометрически значительно выше практически одновозрастных силикатно-сульфидных (многочисленные примеры этого известны в рудных полях Якутии, Приморья, Восточного Забайкалья). Такая двойственность относительной глубины формирования месторождений объясняется тем, что эта глубина в первую очередь зависит от удаленности их от материнских источников, а не от расстояния от палеоповерхности. В то же время привлекает внимание порою наблюдаемое размещение на общих гипсометрических уровнях самых различных и разноэтапных типов оруденения, что может быть связано с влиянием вадозных вод.

Для поисковых целей, требующих реальных, видимых, а не гипотетических признаков, автором предложена систематика оловорудных месторождений, в первую очередь основывающаяся на их геологических особенностях, что соответствует принципам, намеченным для подобного рода классификаций В. И. Смирновым (1955). Основные группы и формации месторождений выделяются в увязке с их отношением к магматическим комплексам и материнским источникам оруденения, а также в связи с другими классификационными признаками, поддающимися вполне объективному учету в практике поисковых работ (минералого-геохимические признаки, конечно, остаются при этом в числе главных, но теряют свое абсолютно решающее значение). Существенной особенностью данной классификации является выделение в самостоятельную группу месторождений скарново-рудной формации, которые прежде обычно относились к силикатно-сульфидной группе, хотя по целому ряду признаков весьма специфичны, а по своей геологической позиции ближе стоят к месторождениям силикатно-кварцевой группы.

Минералого-геохимические особенности отдельных формаций в настоящей работе не освещаются, так как последние выделяются не впервые и описаны разными авторами. В предлагаемой классификации вводятся лишь некоторые упрощения названий и производится перегруппировка, более удобная для поисковых целей (рис. 14). Предлагаемые названия оловорудных формаций довольно условны, поскольку более точные наименования были бы длинными и сложными, неудобными для практического обращения. Для

краткости в названиях формаций опущена повторяющаяся первая основа сложных прилагательных, т. е. названия касситерит-кварцевая, касситерит-сульфидная и т. п. заменены соответственно на кварцевую, сульфидную и др.

В отношении группировки формаций необходимо отметить следующее.

1. По отношению к материнским магматическим источникам все формации делятся на четыре генетических типа, соответствующих зонам формирования месторождений: 1) формации эффузивной зоны, 2) формации интрузивной зоны, 3) формации околотрузивной зоны и 4) формации надинтрузивной зоны. Эти названия новы, но в известной мере условны и включают в себя понятия, выходящие за пределы буквального значения слов. К месторождениям эффузивной зоны относятся нами лишь те, источники которых находятся в пределах эффузивных толщ и связаны с их формированием. Интрузивная и околотрузивная зоны были в свое время выделены Х. М. Абдуллаевым из состава «интраинтрузивного» класса Г. Шнейдерхена. Месторождения первой из этих зон характеризуются близкой генетической связью оруденения с обнажающимися интрузиями гранитов, для второй же зоны более характерны отдаленные связи, относящиеся к так называемым корневым частям тех же интрузий.

Месторождения надинтрузивной зоны находятся в парагенетической связи с «малыми интрузиями» и вулкано-плутоническими комплексами, имея общие с ними скрытые на глубине материнские источники, о характере которых можно строить лишь предположения. По-видимому, эти источники отличны от тех, с которыми связаны месторождения интрузивной зоны, поскольку порождают рудные растворы с высокой миграционной способностью. О том же свидетельствует и состав ассоциированных с данными месторождениями изверженных пород, в общем характеризующихся повышенной основностью. В случае пространственной ассоциации месторождений надинтрузивной зоны с интрузивами гранитов постоянно отмечается значительный отрыв во времени их формирования от становления последних, что фиксируется внедрением предрудных даек «второго этапа» (месторождения Депутатское, Валькумей и др.).

К собственно эффузивной зоне с уверенностью могут быть отнесены только месторождения деревянистого олова, формировавшиеся в эпохи наземных вулканических излияний при тесной генетической и пространственной связи с экструзиями липаритов (Джалиндинское месторождение на Малом Хингане, Бырца в Восточном Забайкалье, Тальское на Северо-Востоке и др.). Глубина их формирования (Мексика) большей частью измеряется первыми сотнями метров, но в отдельных случаях, возможно, достигала 600—1000 м (Геология месторождений олова зарубежных стран, 1969).

Необходимо подчеркнуть, что, ограничивая рамки эффузивной зоны месторождениями деревянистого олова, мы не распространяем

такое ограничение на всю вулканогенную группу. К последней относятся и все типы месторождений надынрузивной зоны, а отчасти и инрузивной (Хингано-Олонойский рудный район). Однако источники оруденения надынрузивных типов расположены на значительных глубинах, за пределами эффузивных толщ, и те же типы месторождений в равной степени характерны для районов, лишенных проявлений эффузивной деятельности, таких, например, как Северо-Восточная Якутия. Разграничить плутоно- и вулканогенные месторождения силикатно-сульфидной группы, а отчасти и силикатно-кварцевой, возможно, удастся лишь с разработкой более совершенных критериев рудно-магматических связей.

Месторождения инрузивной зоны (формации апогранитная, пегматитовая и кварцевая) составляют основную часть силикатно-кварцевой группы, и разные типы их порою связаны между собой взаимопереходами. Они размещаются преимущественно в эндоконтактных зонах гранитных массивов или же в ближайших зонах их экзоконтактов. Лишь пегматиты иногда встречаются в значительном отрыве от гранитных инрузивов, но они сами обычно имеют инрузивную природу, и, находясь в тесной связи с аплитами, образуют с ними взаимные пересечения.

Постоянная приуроченность месторождений кварцевой формации — главной в отношении олова в силикатно-кварцевой группе — к инрузивным контактам при относительно небольшом вертикальном интервале промышленного оруденения определяет высокую чувствительность их к эрозионному срезу. Исключения из данного правила, правда, имеются, и, в частности, они относятся к району Центральной Чукотки, в котором вертикальная протяженность рудных зон в породах кровли достигает нескольких (первых) сотен метров. Общий вертикальный размах оруденения в том или ином районе может быть значительным и в связи с неровностями рельефа поверхности инрузива. Кроме того, в вертикальном разрезе инрузивного тела может быть встречено несколько рудных горизонтов в связи с тем, что близкие по составу рудоносные граниты, обычно объединяемые в одну фазу, в действительности представлены повторными внедрениями (субфазами) с образованием структур «штока в штоке» и с развитием оруденения в купольной части каждого из них (примеры этого, описанные Г. Тишендорфом, известны в Рудных горах).

Околоинрузивная зона представлена месторождениями скарново-рудной формации и некоторой частью месторождений, объединяемых нами в малосульфидную формацию. Как и месторождения инрузивной зоны, они формировались в условиях отчетливо выраженного инрузивного контроля, но локализовались преимущественно в зонах экзоконтактов и в основном, по-видимому, связаны с более грубо расположенными магматическими очагами. От месторождений инрузивной зоны они резко отличаются составом руд и в этом отношении часто более близки к месторождениям надынрузивной зоны.

Скарново-рудная формация, представляющая генетически единый комплекс пространственно тесно совмещенных, но разнородных и разновозрастных рудных образований, имеет особо сложные взаимоотношения с изверженными породами. Собственно скарновые месторождения подобно пегматитам могут быть отнесены к ранним этапам постмагматической деятельности. Нередко наблюдаются их пересечения дайками аплитов (Ольгинский район в Приморье и др.), на которые накладывается более поздняя грейзенизация и собственно рудная минерализация (Майхуринское месторождение в Таджикистане). Однако определение их временного положения осложнено неоднократным появлением скарнов в связи с разными интрузивными фазами и, в частности, с фазой ранних гранитоидов повышенной основности, которым не свойственно оловянное оруденение. Месторождения (или отдельные рудные тела), богатые минералами фтора и бора (апокарбонатно-грейзеновая подформация), по времени проявления, вероятно, соответствует кварцевой и отчасти малосульфидной формациям в алюмосиликатных породах.

Руды карбонатно-сульфидной подформации являются еще более поздними образованиями. В тех случаях, когда удается наблюдать их соотношения с дайками лампрофиров, проявляется принадлежность этих руд к поздним этапам постмагматической деятельности (следует, однако, учитывать, что месторождения сульфидных, но не оловянных руд, видимо, образуются и в связи с интрузиями ранних фаз, т. е. раньше оловянного оруденения). По сравнению с другими месторождения карбонатно-сульфидной подформации обычно находятся в большем удалении от интрузивов и, по-видимому, связаны с более глубоко расположенными магматическими источниками. За пределы контактовых ореолов они все же, как правило, не уходят, чем отличаются от сходных по минеральному составу месторождений собственно сульфидной формации, принадлежащих к надынтрузивной зоне.

Месторождения надынтрузивной зоны ассоциируются с малыми интрузиями и вулканоплутоническими комплексами. Обычно они проявляют некоторую приуроченность к выходам малых интрузивных тел или же к участкам гидротермально измененных осадочных пород, чаще всего представленных кварц-биотитовыми метасоматитами и, вероятно, являющихся индикаторами скрытых интрузивных тел. При этом в плане наблюдается зональное размещение разнотипного оруденения по отношению к таким интрузивам: месторождения малосульфидной (касситерит-силикатной) формации располагаются ближе к ореолам измененных пород и отчасти в их пределах, месторождения сульфидной формации — за пределами или во внешней зоне этих ореолов. В пределах ореолов в виде прожилково-вкрапленного оруденения, не имеющего практического значения, встречаются наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации. Подобно тому, как в гранитных интрузивах с удалением от контактов вниз по падению теряют промышленное оруденение кварц-грейзеновые жилы, рудные тела силикатно-сульфидной

группы очень часто выклиниваются при переходе из слабо измененных пород в кварц-биотитовые метасоматиты. Иногда наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в смене с глубиной касситерит-сульфидных руд малосульфидными, но без перехода к рудам касситерит-кварцевых типов (наоборот, в ряде случаев при выклинивании по падению устанавливается появление на нижних горизонтах убогих специфически сульфидных или карбонатно-сульфидных руд).

Показательно отсутствие закономерной приуроченности оруденения силикатно-сульфидных типов к интрузивам какого-либо определенного состава: иногда эти интрузивы сложены кислыми породами, в других же случаях — диоритами, габброидами или даже субвулканическими андезито-базальтами (месторождения Лысогорское, Тернистое и др.). Известны примеры выхода рудных тел вниз по падению из интрузивов в окружающие породы (Ллалагуа и Потоси в Боливии, Хинганское месторождение в Хабаровском крае). Заслуживает упоминания и большая протяженность многих рудных тел по вертикали при мало изменяющемся характере оруденения, что также свидетельствует о большой удаленности месторождений от материнских очагов. Поэтому связь месторождений с обнажающимися интрузиями признается в данном случае как парагенетическая. Характерна тесная временная и пространственная связь месторождений надинтрузивной зоны с жильными породами меланократового состава, секущими наиболее поздние кислые интрузивы.

2. По минералого-геохимическим признакам все формации оловорудных месторождений делятся на три группы: силикатно-кварцевую (кремне-щелочную), силикатно-карбонатную (галогенно-борато-щелочноземельную) и силикатно-сульфидную (сульфидно-железистую). Названия эти условны, но все же в известной степени отражают особенности состава главной массы руд. Введение новых наименований для первой и третьей групп, которые выделены Е. А. Радкевич, повело бы к ненужной множественности терминов; вторая же группа, объединяющая оловянные месторождения скарново-рудных районов, названа нами силикатно-карбонатной в целях сохранения однотипности наименований.

Силикатно-кварцевая группа оловорудных месторождений, богатых кварцем и алюмосиликатами щелочей, объединяет формации деревянистого олова в эффузивах (выделена М. И. Ициксоном), апогранитную (выделена Е. А. Радкевич), пегматитовую и кварцевую. Все они принадлежат к интрузивной или эффузивной зонам формирования месторождений и характеризуются тесной генетической связью оруденения с магматическими образованиями (гранитами или липаритами). Отдельные формации и подформации интрузивной зоны могут рассматриваться как члены единого генетического ряда, отражающие последовательные этапы постмагматического процесса. Это, однако, не означает обязательного наличия месторождений разных типов в отдельно взятом рудном поле

или районе, так как для каждого из последних имеются свои особенности формирования рудогенерирующих интрузий.

Силикатно-карбонатная группа соответствует скарново-рудной формации месторождений олова (вернее, комплексу формаций). Она специфична для рудных полей с карбонатными вмещающими породами и в связи с этим обычно характеризуется наличием в рудах скарнообразующих силикатов, но, однако, не может отождествляться с собственно скарнами. Последние чаще всего бывают дорудными, слабооловоносными образованиями или же представляют технологически сложные касситерит-магнетитовые и станноборатовые руды. Главные концентрации олова в данной группе связаны с месторождениями апокарбонатно-грейзеновой и карбонатно-сульфидной подформаций, которые генетически как бы являются аналогами месторождений кварцевой, малосульфидной и сульфидной формаций. Однако они резко отличны от них по своему геологическому положению, условиям залегания и форме рудных тел, представленных главным образом метасоматическими залежами и трубами, а также и по составу руд, т. е. по всем основным признакам, определяющим рудные формации. Все типы оруденения силикатно-карбонатной группы, вплоть до специфически сульфидных, обычно обнаруживают пространственную приуроченность к экзоконтактовым зонам гранитоидов, хотя далеко не всегда находятся в непосредственной генетической связи с обнажающимися интрузивными телами. Часто в пределах отдельных месторождений и даже рудных тел можно встретить совмещение оруденения самых различных типов, что для данной группы весьма характерно и затрудняет ее расчленение на формации.

Силикатно-сульфидная группа оловорудных месторождений, богатых сульфидами или алюмосиликатами железа, весьма условно делится на две формации: малосульфидную (силикатно-железистую) и сульфидную. В первую из них включаются месторождения переходных типов между формациями кварцевой и сульфидной. Е. А. Радкевич (1956) выделяет ее под названием касситерит-силикатной формации, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова (1956) — касситерит-кварц-сульфидной, В. Т. Матвеевко — «касситерит-кварцевой, богатой железистыми силикатами или сульфидами (или теми и другими)». В одной из работ С. С. Смирнова месторождения этой формации отнесены к типу «малосульфидных и реже бессульфидных месторождений, богатых железистыми силикатами, такими, как турмалин и хлорит». Определение С. С. Смирнова и В. Т. Матвеевко, конечно, наиболее точны, но из-за сложности неудобны для практического обращения.

По геологической позиции месторождения малосульфидной формации делятся на две подформации: железисто-силикатную I и железисто-силикатную II. Первые принадлежат к типу месторождений околотрунзивной зоны; вторые свойственны районам развития малых интрузий и вулканоплутонических комплексов, относясь к месторождениям надынтрузивной зоны. Названия этих

подформаций весьма условны и должны рассматриваться как временные. Намечающиеся некоторые минералогические различия между рудами тех и других месторождений, по Ив. Ф. Григорьеву и Е. И. Долмановой (1956), могут быть сведены к следующему: для первых более характерны такие минералы, как вольфрамит (или шеелит), арсенопирит, флюорит, более обилён кварц; для вторых — турмалин, хлорит, пирротин, сфалерит, галенит. Однако все эти минералы присутствуют на месторождениях обеих подформаций, и необходимо специальное более детальное сравнительное изучение генетических особенностей данных месторождений, являющихся связующим звеном между геологически разными типами. Характерными минеральными типами месторождений малосульфидной формации являются турмалиновый и хлоритовый.

К сульфидной формации принадлежат месторождения весьма разнообразных минеральных типов, которые целесообразно объединить в две подформации: 1) колчеданно-сульфидную, соответствующую арсенопирит-пирротинному типу, по Е. А. Радкевич (1956), и 2) сульфо-сульфидную, примерно соответствующую галенит-сфалеритовому типу. Такие названия этих подформаций более точно отражают внутреннее содержание последних, поскольку касситерит-сульфидные руды характеризуются не только арсенопирит-пирротинной ассоциацией, но нередко бывают пирротин-пиритовыми или халькопиритовыми; вторая же, сульфо-сульфидная подформация характерна не столько наличием галенита и сфалерита, которых немало и в рудах первой подформации, сколько развитием сульфосолей и в том числе сульфостаннатов.

Нередко месторождения силикатно-сульфидной группы не поддаются расчленению, что вполне обоснованно отмечал В. Н. Дубровский (1969), высказывая сомнения в правомерности выделения малосульфидной (касситерит-силикатной) формации. Однако переходные типы существуют между всеми формациями и нам представляется допустимым применение в отдельных случаях расширенных градаций, таких, как нередко употребляемая в практике «касситерит-силикатно-сульфидная формация», что соответствует всей группе этих месторождений.

3. В качестве дополнительных классификационных признаков (см. рис. 14) приводятся изменения вмещающих пород и главные геохимические акцессорные ассоциации, характерные для месторождений различных формаций. Показательными были бы и типоморфные особенности касситеритов, но, к сожалению, не для всех формаций имеются в этом отношении достаточные данные. Наиболее полная сводка по элементам-примесям в касситеритах дана в работе А. С. Дудькиной (1959), но и она не охватывает всех типов месторождений.

Следует также упомянуть о различиях в отношении некоторых фиксируемых минерализаторов. Для месторождений силикатно-кварцевой группы более характерен фтор, чем бор. Последний же в группе силикатно-сульфидной определяет появление особого тур-

малинового типа месторождений, а в силикатно-карбонатной — станно-боратовых магнезиальных скарнов. Вместе с тем для всех месторождений силикатно-карбонатной группы особенно характерен фтор, который иногда образует промышленные концентрации, связанные с этой группой (правда, плавиковый шпат изредка встречается как сопутствующий полезный компонент и на месторождениях других формаций, например на Хинганском).

Таким образом, по металлогеническим и геохимическим ассоциациям вторая (силикатно-карбонатная) группа месторождений как бы объединяет особенности первой и третьей и вместе с тем по валовому минеральному составу руд более близка к третьей, характеризующейся развитием сульфидов и железистых силикатов (см. рис. 14). По типам изменения вмещающих пород, как и по составу последних, она резко обособляется от других; месторождения же первой и третьей групп связываются в единый естественный ряд. В то же время по отношению к интрузиям близки между собой месторождения первой и второй групп, третья же группа отделяется от них. Все это показывает достаточную объективность разделения оловорудных месторождений на три минералого-геохимические группы вместо двух, ранее выделявшихся.

При дальнейшей разработке классификации необходимо специальное сравнительное изучение генетических особенностей месторождений малосульфидной формации, которые являются связующим звеном между геологически разными типами месторождений и могут послужить ключом к выяснению природы надынтризивного оруденения. Существующее деление формаций на минеральные типы также нуждается в дополнительном уточнении. Вероятно, следует отказаться от всеобщей стандартизации этих типов, что позволит более точно отражать особенности оруденения отдельных районов в региональных классификациях.

4. Различные типы оловорудных месторождений неравноценны по своему промышленному значению. В СССР господствующее положение занимают месторождения силикатно-сульфидной группы. Второстепенную роль играют месторождения группы силикатно-кварцевой и несущественную — силикатно-карбонатной. Значительную часть общей добычи оловянных концентратов дают россыпи оловянного камня, хотя по запасам они занимают последнее место.

Среди месторождений силикатно-сульфидной группы довольно обычны комплексные объекты, чаще всего оловянно-свинцово-цинковые, реже оловянно-медные, очень редко оловянно-вольфрамовые. Однако, за редким исключением, их главным полезным компонентом является олово и в целом ведущая роль принадлежит собственно оловянным месторождениям с практически монометалльными рудами. Из числа рассеянных элементов для многих месторождений данной группы специфичен индий и значительно реже — кадмий. Часто в оловянно-полиметаллических рудах содержатся значительные количества сурьмы, серебра, висмута и местами намечается тесная связь оловянного оруденения с собственно серебря-

ным, что, как известно, характерно для ряда оловоносных провинций и, в частности, для Боливии. Значительно реже отмечается в оловянных рудах присутствие золота, хотя близкое соседство оловоносных районов с золотоносными проявляется еще чаще, чем с сереброносными, и может считаться закономерным (Чукотка, Колыма, Якутия, Приамурье, Приморье, Забайкалье, Калба и др.). Столь же обычна ассоциация оловоносных площадей с зонами сурьмяно-ртутного оруденения.

Месторождения деревянистого олова, принадлежащие к силикатно-кварцевой группе, но ассоциирующиеся с месторождениями надынтрузивной зоны, вследствие своих незначительных масштабов не имеют в СССР промышленного значения. М. И. Ициксон объясняет это их глубоким размывом, обусловленным близповерхностным залеганием. В Мексике, где такие месторождения особенно широко распространены, они разрабатываются, но сведения о масштабах добычи весьма противоречивы (Геология месторождений олова зарубежных стран, 1969). Характерно для деревянистого олова высокое содержание индия (около 1%). Других полезных компонентов, заслуживающих внимания, эти месторождения не содержат.

Остальные месторождения силикатно-кварцевой группы весьма широко распространены, но в настоящее время разрабатываются в СССР только как комплексные объекты при подчиненном (преимущественно) значении олова. Из редкометалльных пегматитов олово попутно извлекается при добыче лития, бериллия, тантала и др. В месторождениях кварцевой формации роль олова более высокая, но по содержанию в добываемых рудах первое место принадлежит вольфраму, без которого эти руды оставались бы за балансом. Сопутствующие полезные компоненты оловянно-вольфрамовых руд представлены молибденом, висмутом, бериллием, танталом, скандием. В будущем с вовлечением в разработку штокверковых месторождений, бедных по содержанию металла, но пригодных для массовой добычи, а также с расширением добычи редкометалльных оловосодержащих руд роль силикатно-кварцевой группы месторождений, очевидно, значительно возрастет.

Скарново-рудные месторождения олова, по справедливому замечанию С. С. Смирнова, наиболее трудны и для геологического изучения, и для правильной разработки. Характерны для них особенно сложные условия залегания и формы рудных тел при крайне разнообразном составе руд, которые могут подразделяться на оловянно-вольфрамовые, оловянно-флюорит-бериллиевые, оловянно-полиметаллические, оловянно-монометалльные, а также оловянно-железородные и оловянно-боратовые, пока не имеющие промышленного значения. Столь же характерно для этих месторождений широкое развитие вторично обогащенных окисленных руд, иногда слагающих рудные тела на всю их глубину. В тесной ассоциации с оловянными рудами нередко встречаются скопления других полезных ископаемых, практически не содержащие олова.

Несмотря на незначительную распространенность, что объяс-

няется относительно малой распространенностью самих карбонатных пород, скарново-рудные месторождения занимают видное место в мировой добыче олова и особенно характерны для Китая, где с ними связаны и крупнейшие оловоносные россыпи. Для ведущих районов оловодобычи в Советском Союзе эти типы месторождений не характерны, но могут приобрести важное значение при работах в новых районах, а также при освоении некоторых комплексных месторождений с сопутствующим и пока неизвлекаемым оловом.

2. Оловоносные россыпи

Россыпная оловоносность, как известно, контролируется независимыми друг от друга факторами — эндогенными и экзогенными. Генетические и морфологические особенности россыпей, составляющие основу классификации последних, в основном подчинены экзогенным факторам и в этом отношении россыпи касситерита подобны россыпям редких и благородных металлов. Поэтому классификация россыпей в настоящей работе не рассматривается. Следует лишь заметить, что опыт изучения оловоносных россыпей обобщен еще в недостаточной степени.

При наличии благоприятных геоморфологических условий оловоносные россыпи встречаются в связи с оловорудными месторождениями всех групп, но при этом несколько различаются между собой. Часто они образуются за счет рассеянного оруденения, не имеющего промышленного значения в своем первичном залегании.

Районами специфически россыпной оловоносности справедливо считаются площади развития месторождений силикатно-кварцевой группы, где россыпи обычно являются основными объектами добычи. Образованию россыпей в этих районах благоприятствует широкое площадное распространение оловянного оруденения в пределах обнажающихся оловоносных интрузивов и их контактовых ореолов. Особенно благоприятны в этом отношении площади штокверкового оруденения и минерализованных массивов (апогранитов) с их обширными выходами. К особенностям россыпей данной группы относится их нередкая комплексность: в связи с месторождениями кварцевой формации часто образуются вольфрамит-касситеритовые россыпи, в пределах пегматитовых полей вместе с касситеритом в россыпях концентрируются тантало-ниобаты.

Весьма своеобразны россыпи в районах силикатно-карбонатной группы месторождений. При благоприятных условиях они образуются даже за счет окисленных специфических сульфидных и скарновых руд с тонковкрапленным касситеритом, достигая крупных размеров при исключительно высоких содержаниях (Южный Китай). Такие россыпи преимущественно принадлежат к типу карсто-элювиальных и делювиально-пролювиальных, так как в речных потоках тонкозернистый касситерит распыляется. Концентрации касситерита в этих россыпях благоприятствуют хорошая проработка зоны окисления и интенсивное химическое выветривание вмещаю-

щих пород при широком развитии карстовых явлений, которые препятствуют сносу обогащенного делювия в долины.

Месторождения третьей силикатно-сульфидной группы как источники питания россыпей весьма неравноценны. Формация мало-сульфидных оловянных руд в связи с развитием штокверков, а также благодаря особенностям касситерита, часто образующего крупные агрегаты зерен, нередко дает весьма неплохие россыпи (месторождения Северо-Востока). Для месторождений сульфидной формации россыпи, как правило, не свойственны; они имеют небольшие размеры и формируются в основном за счет тех типов руд, которые в целом для этих месторождений не характерны (месторождение Дальнее в Приморье), а также за счет мелкозернистого касситерита, образующего порой достаточно крупные агрегатные скопления (месторождение Смирновское).

Главными типами оловоносных россыпей являются аллювиальные, делювиальные и элювиальные, причем в условиях тропического пояса, благоприятных для образования элювиальных и делювиальных россыпей, эти россыпи по промышленному значению могут превосходить аллювиальные (Нигерия, Заир, Малайзия и др.). В районах, сложенных карбонатными толщами, первостепенное значение приобретают карстовые и карстово-аллювиальные россыпи (Южный Китай, район Кинта в Малайзии). Известны морские россыпи, разрабатываемые в некоторых странах Юго-Восточной Азии и исследуемые в СССР.

3. Типовые группы оловоносных районов

Систематика оловоносных районов нами проводится по сумме критериев: собственно металлогенических, магматических и структурно-литологических, т. е. в соответствии с принципами, выдвинутыми для целей металлогенического анализа Е. Т. Шаталовым. Заметим, однако, что такое деление имеет довольно условный чисто металлогенический характер. В конкретных рудных районах, которые, может быть, следует называть горнорудными или горнопромышленными, часты отклонения от предлагаемой идеализированной схемы, выражающиеся в наличии переходов и перекрытий металлогенически разнотипных районов. С другой стороны, во избежание излишней многосложности нами порой объединены на основе металлогенического сходства геологически разнородные районы, что в первую очередь относится к районам первой группы. В общем, предлагаемая группировка предназначается в основном для выявления сходных условий, определяющих появление тех или иных типов оловянного оруденения. Для конкретных оловоносных провинций требуется разработка более дробных классификаций.

В первом приближении все разнообразие оловянных районов сводится к пяти главным группам, характеристика которых приводится ниже. Кроме того, с учетом ландшафтно-климатических факторов могут выделяться, по В. М. Крейтеру, Д. И. Горжевскому и

В. Н. Козеренко (1963 г.), две группы районов россыпной оловоносности. Первая из них, приуроченная главным образом к древним и молодым платформам, объединяет районы с месторождениями коры выветривания и зоны окисления, с аллювиальными, элювиально-делювиальными, карстовыми и пролювиальными россыпями. Вторая объединяет районы распространения аллювиальных и морских россыпей, формирование которых происходит в самых различных структурных зонах земной коры.

1. **Районы пегматитовых, апогранитных, отчасти грейзеновых и кварцевожильных месторождений с оловянно-редкометалльным и реже оловянно-вольфрамовым оруденением.** В данную группу включены оловоносные районы кристаллических щитов, глубоко эродированных областей байкальской складчатости, поднятий активизированных платформ, зон ранних поднятий и шовных горст-антиклиналей в более молодых складчатых областях. Как отмечено в названии, в этих районах преимущественно развиты месторождения редкометальной группы, в которых, за редкими исключениями, олово играет роль сопутствующего полезного компонента или же практически вообще отсутствует.

Необходимо подчеркнуть, что оловоносные районы кристаллических щитов изучены еще очень слабо и поэтому отнесены к данной группе весьма условно. Они отличаются от других характером магматических комплексов, а также наличием аномальных типов оловянного оруденения. Однако, учитывая данные по зарубежным странам, наиболее обычны для них рудные комплексы, указанные в названии группы.

Оловорудные месторождения на кристаллических щитах связаны с кислыми интрузиями ряда габбро-гранитных формаций, к которым, по Ю. А. Кузнецову (1964), относятся формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, а также формация гранитов рапакиви. Образование данных магматических комплексов соответствует по времени ранним этапам формирования древних платформ и, вероятно, сопровождало заложение и развитие байкальских геосинклиналей. Локализация их контролируется окраинами кристаллических щитов (Украинский щит, Северное Приладожье), или же крупными зонами разломов внутри щитов (Кольский полуостров). Интрузивные тела имеют преимущественно пластовую форму, подчиненную толщам «раннеплатформенного» чехла или же границе стратиграфического несогласия между этим чехлом и глубоко размытым древним кристаллическим докембрием фундамента. Корни пластообразных интрузивов уходят в структуры фундамента, в которых встречаются плутоны центрального типа или различные трещинные тела.

По вопросу о происхождении оловоносных гранитов габбро-гранитных формаций древних платформ нет единого мнения, однако во всех гипотезах участие в этом процессе основных магм представляется несомненным. Это участие порой проявляется и в специфике оруденения, связанного с гранитоидами габбро-гранитных форма-

ций ранних этапов развития древних платформ. Так, с красными гранитами бушвельдского комплекса в Трансваале (Южная Африка) связаны пегматитовые, грейзеновые и гидротермальные руды олова, вольфрама, молибдена, висмута, меди, мышьяка, часто найденные друг на друга и сопровождаемые турмалином, флюоритом, топазом, хлоритом, сульфидами железа и др.

В непосредственной связи с основными породами обычно встречаются магматические титаномагнетитовые месторождения, а в состав бушвельдского комплекса, кроме того, входят месторождения хромита и платины. Из других месторождений в оловоносных районах данного типа можно отметить хрусталеносные, керамические и иногда слюдоносные пегматиты (районы высококомплексных скарново-рудных месторождений нами отнесены к другой группе). Со щелочными породами Приазовья связаны циркон-пирохлоровые гидротермальные рудопоявления. В результате размыва древних рудно-магматических комплексов образовались промышленные циркон-титановые россыпи с убогими содержаниями касситерита, россыпи мориона, а также комплексные россыпи касситерита, вольфрамиты и колумбиты.

Для областей байкальской складчатости районы оловянно-редкометального оруденения столь же характерны, как и для щитов. Их месторождения в основном представлены пегматитами и связаны с комплексами гранитных батолитов и батолитоподобных интрузий (сибирские байкалиды). Для вмещающих пород характерна высокая степень регионального метаморфизма с развитием осадочно-метаморфогенных месторождений магнезита, доломита, талька, графита, железа и марганца, титана и циркония. Отчетливо проявлен контроль оруденения крупными зонами разломов и совершенно не свойственна приуроченность к крупным антиклинорным структурам. В некоторых случаях оловоносные пегматиты залегают в карбонатных породах и в то же время практически не сопровождаются скарново-рудными месторождениями.

В более молодых складчатых областях районы рассматриваемой группы обычно сложены толщами терригенного флиша (Туркестанский хребет, некоторые районы Восточного Забайкалья и Калбы), но иногда представлены и древними метаморфическими формациями срединных массивов или иных выступов складчатого основания (Юго-Западный Памир). В данном случае характерна приуроченность месторождений к зонам ранних поднятий и шовных горст-антиклиналей. Гранитные массивы, сопровождаемые оловянными месторождениями, группируются в пояса большой протяженности, но разломы, контролирующие их расположение, не всегда проявляются на поверхности крупными нарушениями во вмещающих осадочных толщах. Наряду с апогранитами и пегматитами в этих районах приобретают повышенное значение оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевой формации.

2. Районы кварцевожильных и грейзеновых месторождений с оловянно-вольфрамовым и отчасти редкометальным оруденением.

Они сопровождают батолитоподобные интрузивы гранитов, рвущих терригенные и реже вулканогенные толщи в зонах сквозных разломов (последние непосредственно картируются на современной поверхности по стыку разнородных структурно-фациальных зон и местами отмечаются вулканическими излияниями). Примерами могут служить районы оловянно-вольфрамового оруденения в окаймлении Колымского и Буреинского массивов, а также в зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиня. К этой же группе следует отнести районы вольфрам-оловянного оруденения Центральной Чукотки и Восточного Забайкалья с их складчато-глыбовыми структурами, а также оловоносные районы Рудных гор в окраинной части Чешского массива герцинид. Во всех этих районах господствуют месторождения кварцевой формации и в отличие от районов первой группы слабо развиты оловоносные пегматиты.

Общая особенность районов двух первых групп, отличающая их от других, — развитие батолитов или батолитоподобных массивов и штоков оловоносных гранитоидов умеренно кислого, кислого и ультракислого состава, рвущих преимущественно породы алюмосиликатного состава и обычно не несущих ясно выраженных следов гибридности. Характерно для них обилие даек и штоков гранитовых порфиров и особенно аплитов (в районах второй группы появляются, кроме того, дайки «второго этапа», обычно отсутствующие в районах первой группы). Другая особенность заключается, с одной стороны, в ассоциации олова с общеизвестными группами редких металлов, свойственных месторождениям кварцевой формации или же оловоносным пегматитам, а с другой — в отсутствии существенной сульфидной минерализации. Некоторые редкие металлы образуют в тех же районах самостоятельные месторождения, практически лишенные олова, но входящие в единый генетический ряд с оловорудными, как это показано И. Н. Томсоном, Р. М. Константиновым и О. П. Поляковой на примере Забайкалья (1964 г.).

Однако в некоторых случаях структурные швы в районах второй группы разделяют осадочные толщи резко различного состава, и тогда в соответствующих местах появляются аномальные рудные комплексы. Так, на северо-востоке Якутии возникла Краевая металлогеническая зона со скарново-рудными месторождениями железа, олова, вольфрама, полиметаллов, кобальта и др., связанная с наличием карбонатных толщ в пределах окраинных поднятий Колымского массива (Еловских, 1960). Иногда в районах второй группы появляются оловянные руды, обогащенные сульфидами и железистыми силикатами, и вне видимой связи с породами, отличающимися по составу от обычных терригенных флишоидных толщ, намечая тесную связь данных районов с оловоносными районами четвертой группы. Как те, так и другие районы очень часто непосредственно стыкуются и перекрываются с золотоносными районами, но крайне редко перекрываются с ними и связываются с различными магматическими комплексами.

3. Районы скарново-рудных месторождений с оловянным, оловянно-редкометалльным и оловянно-полиметаллическим оруденением. Эти районы в первую очередь характеризуются развитием терригенно-карбонатных вмещающих толщ, прорванных оловоносными гранитами. Все специфические черты, свойственные месторождениям таких районов, закономерно проявляются во всех частях земного шара, в различных геоструктурных условиях и в разновременных эпохах.

Наиболее значительные оловоносные районы скарново-рудной группы известны в пределах Южно-Китайской платформы. В мезозоидах Малайзии свыше 50 оловорудных месторождений залегают в известняках и на площади, сложенной известняками, распространены обширные элювиальные россыпи касситерита (Danueg, 1967). На территории СССР они намечаются на щитах, где связаны с докембрийским комплексом гранитов рапакиви (Карелия); в поздних байкалидах Ханкайского массива в Приморье в связи с нижнепалеозойскими гранитными интрузиями (Вознесенский рудный узел); в герцинском поясе Тянь-Шаня (Сарыджазский рудный район и др.); в северо-восточной части Забайкальского оловянно-вольфрамового пояса, где мезозойские оловоносные интрузии рвут древние карбонатные толщи (район междуречья Газимура и Аргуни); в пределах Яно-Колымского пояса в связи с оловоносными гранитами, рвущими палеозойские карбонатные породы краевых глыбовых поднятий, окаймляющих Колымский массив (Чибагалах, Большой Каньон и др.); в киммеридах Памира и в некоторых других регионах.

Специфической особенностью районов скарново-рудной группы является тесная пространственная ассоциация месторождений олова с месторождениями других полезных ископаемых, таких, как вольфрам, железо, плавиковый шпат, бор, многие редкие и цветные металлы. Все они составляют генетически единые комплексы с отчетливыми геохимическими и минералогическими связями. Кроме скарново-рудных в этих районах могут быть встречены представители месторождений и силикатно-кварцевой группы, но главным образом на участках, сложенных гранитами или иными некарбонатными породами.

4. Районы гидротермальных месторождений надынтрузивного типа с оловянными и оловянно-полиметаллическими рудами. Обычно они расположены в непосредственном соседстве с оловоносными районами второй группы, но составляют при этом обособленные металлогенические зоны в синклинорных структурах (прогибах) складчатых областей или же бывают связаны с наложенными впадинами.

Часто ассоциируются с зонами золотого, сульфидно-полиметаллического и сурьмяно-ртутного оруденения, но вместе с тем не лишены проявлений оловянного оруденения кварц-грейзенового характера, как обычно тесно связанного с наиболее кислыми гранитными дериватами.

Такие районы чаще всего бывают сложены мощными толщами однородных терригенных осадков преимущественно флишоидного типа (Яно-Адычанская оловянная зона Северо-Восточной Якутии, Главная оловянная зона Приморья и др.). Однако главной особенностью их является развитие весьма пестрых комплексов малых интрузий, принадлежащих к вулканогенным формациям габбро-диорит-гранитной группы (по Ю. А. Кузнецову), так как аналогичные типы месторождений известны в Южном Китае и среди известняков (район Хэчи-Наньдань).

Часто месторождения, а также и интрузивные проявления группируются в виде «рядов» или «цепочек», которые секут складчатые структуры, с полной очевидностью свидетельствуя о полной консолидации последних ко времени рудообразования. Такие цепочки контролируются разломами или зонами интенсивной трещиноватости (Дербек-Нельгехинская зона Якутии), иногда сопровождают наложенные впадины (Певекская зона на Чукотке), но нередко проявляются как будто бы вне видимой связи со структурами верхнего структурного яруса (некоторые металлогенические зоны второго порядка в Приморье).

Характерны для малых интрузий широкие ореолы метаморфизма. Метаморфизм в основном имеет гидротермальный характер с новообразованиями биотита, турмалина, хлорита, актинолита, альбита, кварца и сульфидов. В ряде случаев есть основания предполагать, что на глубине в таких районах залегают крупные интрузивные массивы (Комсомольский, Депутатский, Кавалеровский и другие районы).

5. Районы развития рудопроявлений деревянистого олова в эффузивах липаритовой формации. Выделяются весьма условно, так как обычно перекрываются районами четвертой группы, приобретая при этом их металлогенические особенности. Наиболее показателен Хингано-Олонойский район, изолированный от каких-либо посторонних наложений. В связи с экструзиями, сопровождавшими излияния кислых лав, там образовались месторождения деревянистого касситерита. Внедрение субвулканических интрузий гранит-порфиров сопровождалось образованием в их купольных частях рассеянного оловянного оруденения, которое можно параллелизовать с оруденением кварцевой формации и переходных типов. В последующее время, после пересечения гранит-порфиров дайками порфиритов, образовались промышленные рудные тела силикатно-сульфидной группы (Хинганское месторождение), связанные с глубинными источниками рудных растворов и поэтому имеющие суммарный вертикальный размах оруденения свыше 800 м.

Принято считать, что оловоносным районам эффузивно-интрузивной деятельности свойственны так называемые близповерхностные специфически сульфидные месторождения с обильными сернистыми соединениями олова, а районам собственно интрузивной деятельности — более глубинные и малосульфидные месторождения. Однако фактические данные далеко не всегда свидетельствуют

в пользу такой закономерности. Правда, если сравнивать Приморский пояс с Яно-Колымским, то можно сделать заключение, что для последнего более характерны малосульфидные месторождения олова. Если же обратиться к Омсукчанскому рудному району, принадлежащему к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, то можно видеть, что и для него, несмотря на широкое развитие эффузивов, также характерны малосульфидные месторождения. Что же касается сульфидов олова, то, вопреки бытующим представлениям, они нередки в рудах месторождений, которые не считаются «близкоповерхностными» (Кестёр, Илинтас, Алыс-Хая в Якутии, Талама в Приамурье, Тигриное в Приморье, Ташкаро в Киргизии и многие другие), и, наоборот, очень часто в специфически сульфидных рудах станий практически отсутствует (Смирновское, Дальнетаежное и др.). Возможно, что в относительно закрытых системах ранних этапов рудообразования олово иногда оказывается одним из немногих присутствовавших там металлов, способных вступить в соединение с серой, в то время как железо уходило на образование вольфрамита.

4. Зональность оловоносных поясов

Оловоносные районы разных типов не являются изолированными системами, а обычно взаимосвязаны между собой. Закономерности этих связей проявляются в зональности оловоносных поясов, повторяющейся в разных регионах, и дают основания для некоторых выводов, касающихся причин появления оловоносных комплексов разной специализации.

Примерами региональной зональности служат изучавшиеся автором оловоносные пояса Дальнего Востока и Средней Азии. (При их рассмотрении мы выпускаем в целях схематизации металлогенические зоны, практически не сопровождаемые оловянным оруденением и усложняющие общую картину).

1. Металлогенические зоны Сихотэ-Алинского оловоносного пояса вытянуты согласно с его общим простираем, но формируются из большого числа секущих зон второго порядка. Вдоль последних с удалением от Центрального разлома на восток в глубину Восточного блока происходит смена крупных гранитных массивов малыми интрузиями, и вместе с тем месторождения кварцевой формации сменяются силикатно-сульфидными, а затем в зоне Прибрежного антиклинального поднятия — полиметаллическими. Региональная зональность того же типа отмечена М. И. Ициксоном в Приамурье и особенно четко проявляется в Северо-Восточной Якутии, где, кроме того, в связи с развитием карбонатных толщ в краевых глыбовых поднятиях окаймления Колымского массива дополнительно выделяется еще одна оловоносная зона с месторождениями скарново-рудного комплекса.

В обоих случаях районы с месторождениями силикатно-кварцевой группы сопровождают батолитоподобные гранитные массивы,

размещение которых контролируется крупными разломами, окаймляющими структуры ранней консолидации. Районы с месторождениями силикатно-сульфидной группы располагаются в срединных частях синклиналий, а районы с собственно полиметаллическими месторождениями — в зонах антиклинальных поднятий; те и другие характеризуются развитием малых интрузий и наличием поперечных рудоконтролирующих структур. Интересно отметить существенное различие между рассмотренными регионами в размещении эффузивов, изливавшихся перед внедрением оловоносных интрузий. В Приморье покровы эффузивов распространены в основном в районах полиметаллического и касситерит-сульфидного оруденения. В Якутии соответственные металлогенические зоны лишены эффузивов, которые локализуются в окраинной части Колымского массива и рвутся колымскими гранитоидами, сопровождаемыми месторождениями силикатно-кварцевых и скарново-рудных типов. Очевидно, оловянное оруденение в главной своей массе не имеет непосредственной связи с эффузивами, как таковыми, что, однако, не означает отсутствия его связей с вулканическими процессами.

Весьма сходные черты региональной металлогенической зональности Приморья и Северо-Восточной Якутии нельзя отнести к случайному совпадению, а необходимо признать явлением закономерным. В связи с этим большой интерес вызывает вопрос о последовательности формирования месторождений разных металлогенических зон, но, к сожалению, он еще окончательно не решен. Во всяком случае, вопреки распространенным представлениям о последовательной смене оловянно-вольфрамовых месторождений оловянно-полиметаллическими (касситерит-сульфидными), а последних — полиметаллическими имеются данные М. М. Константинова, Ю. П. Ивенсена и Е. Г. Проценко (1961 г.) — свинцово-цинковые месторождения Верхоянской полиметаллической зоны старше касситерит-сульфидных. Выводы того же характера делают Б. Л. Флеров, Д. С. Булаевский и Д. А. Дорофеев (Геология и генезис оловянных месторождений Якутии, 1962) и по собственно оловянной Яно-Адычанской зоне. В пределах краевой зоны Колымского массива с ее скарново-рудным комплексом полиметаллические месторождения связаны, по В. В. Еловских (1960), с гранодиоритами первой фазы колымских гранитоидов, а оловянно-вольфрамовые месторождения — с более поздними гранитами и аляскитами. Возрастные взаимоотношения между оловянно-вольфрамовыми месторождениями в зонах развития батолитоподобных интрузивов и касситерит-сульфидными, развитыми в зонах малых интрузий, как было показано ранее, остаются неясными и, по-видимому, не могут считаться закономерно постоянными.

2. Влияние на региональную зональность не только тектонических факторов, но и литологического уже отмечалось в связи с глыбовыми поднятиями карбонатных пород в окаймлении Колымского массива и особенно хорошо проявлено в рудных поясах иного типа, таких, как Южно-Тяньшаньский в Средней Азии или Нань-

линский в Южном Китае (Материков и др., 1964; Геология месторождений олова зарубежных стран, 1969).

В пределах Туркестано-Алайской тектонической подзоны Южного Тянь-Шаня центральное положение занимает зона оловоносных пегматитов, которая приурочена к ядру крупного мегантиклинория, сложенному песчанико-алевролитовой толщей нижнего силура с плутонами биотитовых гранитов. Южнее, где развивались вторичные геосинклинальные прогибы, отлагались толщи карбонатных осадков, а интрузивная деятельность сочеталась с эффузивной и в ранних интрузивных фазах проявились отчетливые следы карбонатной ассимиляции, основное развитие получило оловянное оруденение скарново-рудного и силикатно-сульфидного комплексов. Аналогичная смена характера оруденения имеет место и по простиранию генеральных структур на восток от пегматитовых полей Туркестанского хребта, где появляются верхнепалеозойские наложенные впадины и нижнепалеозойское ядро антиклинория погружается под более молодые, преимущественно карбонатные отложения, слагающие Алайский хребет.

3. Наряду с региональной зональностью во всех оловоносных провинциях постоянно наблюдается и локальная зональность, при которой в пределах отдельных рудных полей обычно происходит закономерная смена более высокотемпературного и раннего оруденения, располагающегося в центре или чаще на одной из окраин рудного поля, более поздним низкотемпературным — на периферии. Несмотря на известное внешнее сходство, эта зональность не может отождествляться с региональной, так как последняя определяется не столько последовательностью образования месторождений, сколько различием геолого-структурных условий рудообразования в разных тектоно-магматических зонах.

В скарново-рудных районах иногда контрастно проявляется зональность разных порядков. Резкая неоднородность вмещающей среды, по-видимому, отражается не только на процессах рудоотложения, но и на металлогенической специализации локальных рудогенерирующих очагов. Примером этого может служить Вознесенский рудный узел в Приморье.

Таким образом, рассматривая вопросы зональности в разрезе времени развития структур и последовательной смены магм различного состава, следует учитывать и геологическую среду всех процессов рудообразования, охватывающую как геотектонические, так и геолого-литологические условия и в значительной степени определяющую особенности рудогенерирующих магматических комплексов.

III. СВЯЗЬ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Среди факторов, определяющих металлогенический облик оловоносных районов, ведущую роль играют магматические, поддающиеся к тому же и наиболее объективному учету. Изучению магматизма в связи с оловянным оруденением посвящено очень много специальных исследований, обзор которых невозможно дать в настоящей работе даже в самом сжатом виде. Поэтому мы ограничимся концептивной характеристикой лишь наиболее общих особенностей оловоносных магматических комплексов и тех условий, которые определяли их металлогеническую специализацию. Более детально эти вопросы освещены автором ранее (Материков, 1964 и др.).

1. Генетическая связь оловянного оруденения с магматизмом признается подавляющим большинством исследователей. Связь месторождений силикатно-кварцевой группы с интрузиями кислых и ультракислых гранитов или же с экструзиями липаритов может считаться бесспорной, так как она подтверждена огромным количеством повторяющихся фактов. Гипотеза о мобилизации олова из уже раскристаллизованных гранитов не опровергает этого положения, поскольку материнским источником и в этом случае остаются те же граниты. Более замаскирована связь с материнскими интрузиями месторождений других формаций, но и в этих случаях на основании аналогий и современных методов геохимических исследований достаточно убедительно доказывается наличие связей между изверженными породами и оруденением, если не прямых, то парагенетических. Это положение не исключает возможности заимствования олова рудоносными растворами из пород надинтрузивной зоны, но нет оснований считать существенным источником, так как в зонах гидротермально измененных пород вынос олова, как правило, не отмечается, а чаще наблюдается его привнос.

2. Особенности состава оловоносных гранитоидов (повышенная щелочность с обычным преобладанием калия над натрием, обогащенность летучими и др.) общеизвестны, но особенности такого же рода присущи гранитам многих неоловоносных или же слабооловоносных районов с редкометальной или редкоземельной минерализацией. Поэтому расчленение оловоносных и неоловоносных магматических комплексов более успешно проводится с помощью изучения элементов-примесей в породах и породообразующих минералах, а также по присутствию касситерита в числе акцессорных минералов

гранитоидов. Этот вопрос подробно освещается в известных работах В. Л. Барсукова, Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Доломановой, В. А. Лейдо, С. Ф. Лугова, В. В. Ляховича, М. Г. Руб, Л. В. Таусона и многих других. Интересные данные, подтверждающие то же положение, приводятся в работе П. М. Л. Брэдшау по британским гранитам, где, в частности, отмечается, что оловоносные граниты Корнуэлла имеют совершенно одинаковый петрографический и химический облик с гранитами массива Вирдейл в Северной Англии, которые отличаются от корнуэллских только по содержанию олова, свинца и цинка в полевых шпатах и слюдах, но не сопровождаются оловорудными месторождениями (Bradshaw, 1967).

Однако прямая зависимость между действительной продуктивностью оловорудных районов и содержаниями олова в изверженных породах обычно отсутствует, и важным показателем рудогенирующей способности интрузивных комплексов считается нарастание содержаний олова (в пределах одного и того же района) от одного интрузивного этапа к другому и от одной интрузивной фазы к другой. Характерным признаком рудоносных интрузивов является, кроме того, неравномерность (дисперсия) содержаний в них олова. Заметим, что практическое значение тех и других показателей часто излишне переоценивается. Обогащенность оловом и дисперсия его содержаний ярче всего проявляются в породах, подвергшихся постмагматическим изменениям, которые естественно и должны привлекать первоочередное внимание поисковиков. При полевых работах наиболее эффективным способом выявления и оценки оловоносных рудно-магматических комплексов остается шлиховое опробование речной сети, позволяющее на месте решать вопрос о потенциальной оловоносности того или иного интрузива.

3. Заслуживают внимания особенности распределения олова в дифференциатах разных магматических комплексов. Рудным полям с месторождениями силикатно-кварцевой группы свойственна нормальная последовательность гранитоидных магматических внедрений: от более основных по составу к кислым, с нерезким нарастанием примеси олова в наиболее поздних дифференциатах. Образование этих месторождений в основном следовало за внедрением лейкократовых гранитов, в теснейшей связи с их непосредственными жильными дериватами. В районах развития месторождений силикатно-сульфидной группы такая последовательность, как правило, нарушается появлением в заключительных фазах внедрений даек «второго этапа», состав которых менялся во времени в ином порядке — от кислых к более основным при преобладании пород типа гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. С этими дайками и сопряжено во времени формирование месторождений, причем содержание олова в предрудных порфиритах становится значительно выше, чем в самых поздних гранитах (тенденция к некоторому обогащению оловом иногда проявляется и в породах повышенной основности ранних фаз внедрения). Однако в тех же рудных полях нередко встречаются послерудные дайки, представленные обычно

диабазовыми порфиритами, почти без примесей олова. Допустимо предположение о гидротермальном наложении олова на предрудные дайки, но сам факт временной связи оруденения силикатно-сульфидных типов с дайками «второго этапа» не вызывает сомнений.

4. В классификации магматических формаций, разработанной Ю. А. Кузнецовым, оловоносные комплексы в основном принадлежат к «орогенным, главным образом геосинклинальным формациям подвижных зон»; кроме них, оловоносны только некоторые комплексы габбро-гранитных формаций ранних этапов развития древних платформ. Первые «отчетливо связаны со сменой геосинклинальных условий режимом устойчивых поднятий... В связи с этим эффузивные комплексы представлены преимущественно наземными фациями, а интрузивные — всегда размещаются во вполне консолидированных толщах, являясь послескладчатыми. Наиболее характерна эта группа формаций для эпохи общего замыкания геосинклиналей, но они образуются и в еще более жестких структурах, например, в пределах срединных массивов и в зонах активизации древних платформ. С другой стороны, они могут быть и очень ранними, появляясь, например, одновременно и рядом со спилито-диабазовыми и кварц-кератофировыми формациями, но только в пределах интрагеосинклинальных структур или островных дуг, воздымающихся на фоне общего геосинклинального прогиба» (Кузнецов, 1964, стр. 368). Справедливость этих выводов о месте появления данных формаций в истории развития подвижных поясов находит полное подтверждение на примерах оловоносных районов, интрузивный магматизм которых всегда развивался в консолидированных складчатых структурах вне связи со временем образования последних. Подобные же тектонические условия характерны и для формирования самых ранних оловоносных магматических комплексов в докембрии. Формирование магматических комплексов в районах различных типов происходило по-разному. Различный характер носят и связи оловорудных месторождений с этими комплексами.

5. Районам развития оловорудных месторождений силикатно-кварцевой группы интрузивной зоны формирования свойственны магматические формации (по Ю. А. Кузнецову) гранитных батолитов и субвулканических гранитов, а также гранитов рапакиви и дифференцированных габбровых и норитовых интрузивов древних платформ. Для «гранитных батолитов», которые в оловоносных районах могут отличаться от батолитоподобных интрузивов других формаций только весьма условно, наиболее характерны оловоносные пегматиты и апограниты; для «субвулканических гранитов» — месторождения кварцевой формации и оловоносных апогранитов при спорадическом появлении пегматитов и месторождений «переходных типов» околоинтрузивной зоны. Районы распространения тех и других гранитов преимущественно сложены песчанико-сланцевыми или же алюмосиликатными метаморфическими толщами, их магматические комплексы, как правило, лишены каких-либо продуктов дифференциации основного состава, и очаги возникновения

оловоносной гранитной магмы с уверенностью относятся к силикатной оболочке земной коры.

Огромные массивы гранитов древних платформ, образование которых было, по-видимому, связано с воздействием базальтовой магмы на породы кристаллического цоколя, по характеру сопутствующего оловянного оруденения наиболее близки к формации «гранитных батолитов». Однако сложный состав габбро-гранитных формаций местами проявился в появлении месторождений, соответствующих силикатно-сульфидной группе.

Олово в процессе эволюции гранитных магматических расплавов благодаря своим литофильным свойствам накапливалось в их остатке, но в то же время в связи с относительной однородностью различных дифференциатов магмы не проявило резкой контрастности в своем распределении. Такая относительно малая дифференцированность магматических комплексов в отношении олова проявилась и в интенсивном распылении последнего в постмагматических образованиях (эта же особенность благоприятствовала в дальнейшем образованию крупных россыпей).

В условиях относительно закрытых систем, в одних случаях связанных со значительными глубинами (байкалиды), в других — с особыми структурными формами вмещающих толщ, определявшими трудную проницаемость кровли плутонов (антиклинали, купола и т. п.), постепенная кристаллизация оловоносной магмы с увеличением концентрации летучих вплоть до самых последних стадий магматического процесса вызывала возникновение пегматитовых флюидов. Для последних, как для интрузивных образований, свойственно активное внедрение в породы кровли, иногда с удалением от контакта на очень большие расстояния и с использованием при этом не только секущих трещин, но и плоскостей напластования в осадочных или в слоисто-кристаллических толщах. Возможно, это было связано не столько с понижением внешнего давления, сколько с более высокой подвижностью пегматитовых расплавов по сравнению с материнской магмой. Сохранение же внешнего давления создало их относительную закрытость, препятствовавшую отделению летучих и взаимодействию с окружающими породами. Поэтому на формировании оловоносных пегматитов не сказывалось в столь сильной степени влияние вмещающих пород, как это имеет место в случае оруденения кварцевой формации. В частности, в глубоко эродированных структурах сибирских байкалид оловоносные пегматиты иногда залегают в карбонатных породах, а также в амфиболитах, что, вообще, для месторождений силикатно-кварцевой группы не свойственно, так как ведет к возникновению скарново-рудных образований.

Рассматривая оловоносные пегматиты как образования инъекционные в своей основе, необходимо упомянуть и о пегматитах метасоматического происхождения. К числу их, вероятно, относятся так называемые краевые пегматиты или штокшейдеры оловоносных гранитных куполов, оруденение в которых появляется, по Г. Тишен-

дорфу, лишь в связи с грейзенизацией самих гранитов (месторождение Садисдорф в Рудных горах и др.). Оловянное оруденение и в инъекционных пегматитах в основном связано с наложением процессов альбитизации и грейзенизации, но это наложение является их спонтанным свойством, а не следствием воздействия внешних факторов.

В отличие от пегматитовых флюидов отделение рудоносных растворов, образующих руды кварцевой формации, происходило в условиях понижающегося давления при развитии интенсивного трещинообразования в закристаллизовавшихся частях интрузий и в породах кровли. Характер этих растворов с течением времени, возможно, менялся: вначале главная роль принадлежала остаточным пневматолито-гидротермальным растворам раскристаллизованной магмы, скапливавшимся в апикальных частях интрузий, затем она перешла к собственно гидротермальным растворам, дополнительно обогащавшимся оловом за счет его мобилизации из гранитов разных фаз внедрения. Так можно объяснить некоторые особенности главных типов месторождений кварцевой формации — грейзенового, топазового и собственно кварцевого. Локализация оруденения в контактовых зонах как активных, так и пассивных интрузий, очевидно, определялась структурными и физико-химическими условиями рудоотложения.

Связь с наблюдаемыми гранитными интрузиями наиболее близка и очевидна для месторождений грейзеновых и кварц-топазовых типов кварцевой формации, приуроченных главным образом к куполам интенсивно измененных гранитов. Месторождения собственно кварцевого типа появляются не только в связи с гранитными куполами, но и в зонах контактов более крупных и глубже эродированных массивов. Роль ранних систем трещин в интрузивных телах при формировании этих месторождений заметно снижается, и рудные жилы здесь чаще залегают в более поздних трещинах скола. Дайки аплитов и мелкозернистых гранитов предшествуют данному типу оруденения, в то время как для оловоносных грейзенов и кварц-топазовых жил известны случаи и обратных соотношений. Дайки «второго этапа» (диоритовые порфириды и др.), когда они имеются, всегда секут все виды руд интрузивной зоны.

При этом необходимо заметить, что намечающаяся определенная последовательность формирования разнотипных месторождений кварцевой формации может быть действительной лишь в приложении к локальному интрузиву (рудному очагу). В сложных рудно-магматических комплексах, свойственных любому рудному району, такие идеальные схемы часто нарушаются (Яно-Борулахская зона).

Таким образом, оловоносные интрузии районов развития месторождений силикатно-кварцевой группы интрузивной зоны формирования являются производными гранитной магмы, первично специализированной в отношении олова и обедненной халькофильными элементами. Свойственная им алюмосиликатная ассимиляция не внесла резких изменений в первоначальный состав магмы и не

способствовала контрастному разделению олова между главными магматическими дифференциатами. Однако в оловорудных районах второй группы, контролируемых сквозными («открытыми») разломами, где массовое развитие оруденения кварцевой формации (при практическом отсутствии пегматитов) связано с такими же гранитами, иногда появляется, как уже отмечалось, оловянное оруденение и в ассоциации с железистыми силикатами и сульфидами. Эти включения знаменуют переход к иным типам районов, которые рассматриваются ниже.

6. Постоянным сочетанием особенностей касситерит-кварцевого и касситерит-сульфидного оруденения характеризуются месторождения силикатно-карбонатной группы. В скарново-рудных районах распространены по существу те же интрузивные комплексы, что и в районах развития месторождений силикатно-кварцевой группы, но в связи с глубинной ассимиляцией карбонатных пород иногда они весьма усложняются и, имея явно интрузивную природу, становятся похожими на формацию «гранитоидных батолитов пестрого состава», описанную Ю. А. Кузнецовым.

В результате карбонатной ассимиляции стимулировалось выделение летучих в составе рудоносных эманаций и вместе с тем шло особенно интенсивное накопление щелочей в остаточных расплавах, концентрирующих олово. Начиная с самых ранних этапов постмагматической деятельности, связанных с первыми гибридными магматическими внедрениями, происходило образование скарнов, возобновлявшееся и в последующее время. Олово при этом рассеивалось в виде примеси в скарнообразующих минералах и в форме касситерита — в ранних магнетитовых и сульфидных рудных скоплениях, принадлежащих, по Х. М. Абдуллаеву, к типу «сопутствующего оруденения». В некоторых случаях оно концентрировалось в станно-боратовых рудах, образуя вместе с бором собственные минералы или входя в виде изоморфной примеси в другие бораты.

Для собственно оловоносных гранитов поздних фаз внедрения ассимиляция карбонатных вмещающих пород на месте становления интрузий, которая могла бы пагубно отразиться на продуктивности последних, мало характерна. Кристаллизация верхних частей оловоносных интрузивов, по-видимому, проходила в условиях относительно закрытой системы, без постоянного удаления углекислоты, вследствие чего, по Л. Н. Овчинникову, химического взаимодействия силикатного расплава с известняками происходить не могло.

В некоторых случаях такая закрытость системы могла сохраниться и до полной раскристаллизации магмы с образованием пегматоидных гранитов, насыщенных вкрапленным касситеритом, и жильных месторождений кварцевого типа. Однако на последних стадиях становления интрузий более обычен интенсивный вынос летучих из остаточного расплава, фиксируемый образованием апокарбонатных грейзенов с обилием фтор- и борсодержащих минералов. В связи с этим возникало активное взаимодействие магматического расплава с боковыми породами в глубинных, еще не закры-

сталлизовавшихся частях интрузии. Данный процесс вызвал к жизни «отстающее или наложенное» касситерит-сульфидное оруденение, при образовании которого могли проявиться как литофильные, так и халькофильные свойства олова. Теоретическое и экспериментальное обоснование этому дается в работах Л. Н. Овчинникова, по заключению которого, вплавление в магму пород, богатых кальцием, содействует отделению электронной жидкости, состоящей из халькофильных металлов или их сульфидов, и вместе с тем приводит к вытеснению из силикатного расплава литофильных рудообразующих элементов, находящихся в ионной форме (Генезис эндогенных рудных месторождений, 1968).

Тесная приуроченность месторождений, оторванных во времени от внедрения гранитной магмы, к интрузивным выходам и нередкое наложение резко различных типов оловянного оруденения объясняются контрастностью химических свойств гранитоидов, карбонатных и других осадочных пород, сочетающейся с меняющимся характером растворов при унаследованности путей их проникновения. Поэтому наряду с магматическим контролем здесь особенно резко проявляется структурный и литологический контроль оруденения, что обуславливает локализацию оловорудных месторождений различных типов в относительной близости к материнским интрузиям, но в силу тех же причин может создавать и ложное впечатление о связи оруденения с тем или иным интрузивом.

7. Наиболее сложные магматические комплексы свойственны районам развития месторождений силикатно-сульфидной ассоциации, к которым местами присоединяются рудопроявления грейзеновых типов и деревянистого олова. Они представлены всеми формациями габбро-диорит-гранитной группы, выделенными Ю. А. Кузнецовым, и проявляются вместе с комагматичными им эффузивами.

В составе интрузивных комплексов участвуют породы весьма разнообразного петрографического состава: от габбро-диоритов и различных монцонитовых пород до аляскитовых гранитов. Для жильной серии характерны диабазовые и диоритовые порфиры, лампрофиры, гранодиорит- и гранит-порфиры. О происхождении этих комплексов (более «пестрых», чем иногда встречаемые в скарново-рудных районах) существуют весьма противоречивые мнения. Одни исследователи связывают их с дифференциацией базальтовой или же андезитовой магмы; другие — с гибридом магм того или иного состава (базальтового или гранитного); третьи — с перемещением магматических очагов из базальтового слоя земной коры в гранитный и обратно или же с параллельно действующими очагами разных глубин. Допустимо, по-видимому, предположение и о наличии явлений конвергенции.

Характерна пространственная сопряженность данных районов с оловоносными районами второй группы при близко одновременном и родственном происхождении их магматических комплексов. Правда, в некоторых случаях последние рассматриваются как совершенно независимые друг от друга (колымские и янские гранитоиды

Северо-Востока), но в других — объединяются в неразрывное целое (бачелазский комплекс Сихотэ-Алиня); часто гранитоиды обоих комплексов появляются совместно в пределах относительно небольших по площади локальных районов (Яно-Борулахский, Комсомольский, Кавалеровский).

По Б. А. Иванову (1963), формирование батолитоподобных интрузивов в зоне Центрального разлома Сихотэ-Алиня (районы второй группы) сопровождало сдвиговые перемещения, амплитуда которых превышает 100 км. В то же время в области прилегающего прогиба («Главного синклиория») в связи с теми же латеральными перемещениями возникали межформационные интрузивные тела большой мощности у субгоризонтальных поверхностей разрывов, отграничивающих в сдвигавшихся блоках их верхние части от более глубоких горизонтов земной коры. Такие срывы, вероятно, происходили на границе осадочных формаций с их первичным субстратом или же на границе гранитного слоя с базальтовым. Вследствие развития крутопадающих разломов магмообразование осуществлялось при снижении давления и, возможно, при участии глубинного тепла и «сквозьмагматических» растворов, восходящих по таким разломам.

О наличии в рассматриваемых районах скрытых на глубине крупных интрузивных массивов («крипто- или акробатолитов») свидетельствуют обширные ареалы измененных пород и данные геофизики (Сихотэ-Алинь, Приамурье, Северо-Восточная Якутия, Корякское нагорье и др.). Индикаторами их являются и цепочки «малых интрузий», а также оловорудные и другие месторождения, находящиеся в парагенетической связи с этими интрузиями.

Отчетливые признаки гибридизма, свойственные породам «малых интрузий», свидетельствуют о глубинной ассимиляции оловянной гранитной магмой пород, богатых известью, железом и магнием. Такое предположение впервые было высказано Я. Д. Готманом еще в 1943 г. В настоящее время оно находит дополнительное подтверждение в том, что для складчатых областей мезозой, к которым в основном и приурочены данные районы, весьма характерно широкое распространение рифейских, ниже- и среднепалеозойских образований карбонатного ряда, залегающих в основании флишондных толщ терригенных осадков верхнего палеозоя и мезозоя (Тектоника Евразии, 1966). Иногда роль карбонатных толщ могли выполнять эффузивы среднего и основного состава или же другие породы с аналогичными свойствами. Возможно и взаимное влияние разных магматических расплавов, но пример Корнуэлла, где основные вулканические породы и зеленокаменные толщи, вероятно, послужили источниками меди в оловорудных месторождениях, свидетельствует о необязательном непосредственном участии в формировании касситерит-сульфидного оруденения базальтоидных магм.

Становление скрытых интрузивов на значительных глубинах, вероятно, вызвало значительно большую длительность процессов

дифференциации по сравнению с теми интрузиями, которые внедрились по разломам структурных швов. «Малые интрузии» последовательно меняющегося состава показывают ход этой дифференциации. Возможно, что периодические приоткрывания системы, связанные с изменениями тектонического режима и фиксируемые, например, на Сихотэ-Алине неоднократным появлением эффузивов, вызывали возобновление процессов палингенного магмообразования и ассимиляции. Этими процессами может объясняться и закономерное появление даек «второго этапа», сопровождаемых касситерит-сульфидным оруденением (Материкив, 1964). Связь таких даек с рудоносными магматическими очагами давно получила признание в понятии о «парагенетических связях».

В общем, для данных районов намечаются некоторые черты сходства в формировании рудогенерирующих интрузий со скарноворудными районами. Однако в отличие от последних миграция рудоносных растворов, отделившихся от материнских интрузий, здесь происходила не в карбонатной среде, а среди относительно малоактивных пород алюмосиликатного состава, слагающих верхние структурные ярусы, пронизанные «малыми интрузиями». Последние создавали необходимый температурный режим переноса металлов в растворах и самого рудоотложения, что вместе с их влиянием на трещинообразование определило часто наблюдаемую локальную зональность рудных полей. Высокая миграционная способность олова, связанного с гибридными породами повышенной основности, и ассоциация его в рудах силикатно-сульфидной группы с особыми минеральными комплексами, для которых, в частности, характерны минералы бора и сульфиды, указывают на иной характер рудных растворов, чем в случае месторождений силикатно-кварцевой группы. Вынос олова из глубинных очагов происходил, по Ф. К. Шипулину (1971), вместе с другими халькофильными элементами в магматическую стадию развития.

Так, на путях длительной эволюции оловоносной магмы, при широком участии процессов карбонатной и железо-магнезиальной ассимиляции, олово могло встретиться с цинком, свинцом и другими халькофильными элементами в общих рудных скоплениях, но при этом потеряло своих характерных спутников, таких, как вольфрам, молибден, бериллий, фтор. Однако какая-то часть олова, связанная с кислыми остаточными расплавами, могла войти вместе с литофильными элементами в состав иных (силикатно-кварцевых) типов рудной минерализации, которые в соответствии со своими свойствами локализовались в непосредственной близости от материнских интрузий и в основной своей массе остаются не вскрытыми эрозией. О наличии на глубине магматических тел с такой специализацией свидетельствует достаточно широкое распространение в этих районах мелких аляскитовых интрузивов, сопровождаемых кварц-грейзеновыми рудопроявлениями. Бессульфидные рудопроявления олова местами возникли и в связи с эффузивными фациями аляскитовой оловоносной магмы, определяя появление районов с

месторождениями деревянистого олова. Таким образом, мы допускаем возможность зонального размещения месторождений различных формаций в вертикальном разрезе, но связываем такую зональность не с глубиной их формирования, а с удаленностью от магматических очагов, при локализации интрузивного и надэнтрузивного типов оруденения в разных структурных ярусах. Источники такого оруденения и условия его локализации разные, поэтому какие-либо постепенные переходы от одной формации к другой совершенно необязательны, скорее следует ожидать наличие больших безрудных разрывов, соответствующих области переноса.

Развивая идею об ассимиляционной дифференциации специализированных оловоносных интрузивных комплексов, мы не пытаемся только с ее помощью объяснить все разнообразие природных явлений, находящихся во взаимной связи, и допускаем возможность появления близких конечных продуктов разными путями. В формировании любых рудно-магматических комплексов важную роль, по-видимому, играли глубинные (мантийные), процессы. Однако вряд ли можно относить к большим глубинам непосредственное возникновение и развитие оловоносных рудогенерирующих очагов. Формирование последних происходило под воздействием тепловых глубинных потоков, сопровождаемых привнесом щелочей, скорее всего в пределах «гранитного» слоя земной коры. В районах собственно базальтоидного магматизма, где гранитоиды представлены плагиогранитами, сколько-нибудь существенных проявлений оловянного оруденения неизвестно. Оловоносным магматическим комплексам свойствен калиевый характер, и даже в составе комплексов повышенной основности, породы которых несут явные следы гибризма, господствуют гранитоидные разновидности, что позволяет их рассматривать как производные гранитной магмы. Показательны в этом отношении районы скарново-рудных месторождений, сочетающих особенности силикатно-кварцевых и силикатно-сульфидных. Специфика их явно связана с характером среды рудообразования, а не с деятельностью разных магматических очагов.

Вне зависимости от решения вопроса о происхождении оловоносных магм можно сделать заключение, что развитие многофазных интрузивных комплексов повышенной основности, но с оловоносными гранитами повышенной щелочности и с жильной серией меланократовых пород в заключительных фазах показывает на наличие месторождений олова силикатно-сульфидной группы. При отсутствии контрастной дифференциации и относительно равномерном распределении олова между разнофазными интрузиями преобладающая масса его остается тесно связанной с самими интрузивными породами и преобладающее развитие приобретают месторождения олова кварцевой формации или оловоносных пегматитов. В случае развития терригенно-карбонатных толщ та же оловоносная гранитная магма дает специфические скарново-рудные комплексы, сочетающие особенности силикатно-кварцевых и силикатно-сульфидных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По геологическим и радиологическим данным в формировании оловоносных интрузий выделяются следующие эпохи, объединяющие несколько разновозрастных магматических комплексов разных районов (рис. 15), в каждом из которых развитие магматизма протекало в более узких пределах времени:

а) рифейско-протерозойская с абсолютным возрастом продуктивных фаз магматизма в интервале 1800—1200 млн. лет (здесь и ниже цифры приводятся с некоторым округлением);

б) байкальская (позднерифейская) с абсолютным возрастом 900 (850)—600 млн. лет;

в) позднебайкальская (нижнепалеозойская) с абсолютным возрастом 600—400 млн. лет;

г) позднекаледонская или раннегерцинская (среднепалеозойская) — 400—260 млн. лет;

д) герцинская (позднепалеозойская) с абсолютным возрастом 300—200 млн. лет;

е) мезо-кайнозойская с абсолютным возрастом 200—50 млн. лет;

ж) кайнозойская с абсолютным возрастом 45—20 (3,8—2,5?) млн. лет.

При этом намечается ряд оловоносных поясов, зон и районов, подчиненных планетарным и региональным геологическим структурам (см. рис. 1). По практической значимости они далеко не равноценны, и господствующее положение на территории СССР занимают районы мезо-кайнозойской металлогении, принадлежащие к Восточно-Азиатскому планетарному рудному поясу.

Наиболее ранние проявления оловоносности, связанные с весьма длительно формировавшимися габбро-гранитными комплексами конца раннего докембрия, относятся к периоду преобразования щитов в платформенные структуры, что соответствует вместе с тем времени заложения байкальских геосинклиналией.

Байкальские геосинклинали, неповторимые по условиям осадконакопления, занимали огромные территории, и байкалиды послужили в дальнейшем фундаментом многих послерифейских складчатых областей. Весьма высокая степень дифференцированности осадков в мощных толщах байкалид, вероятно, сыграла важную роль в формировании палеозойских и мезозойских рудно-магматических комплексов, в том числе и оловоносных. Формирование же

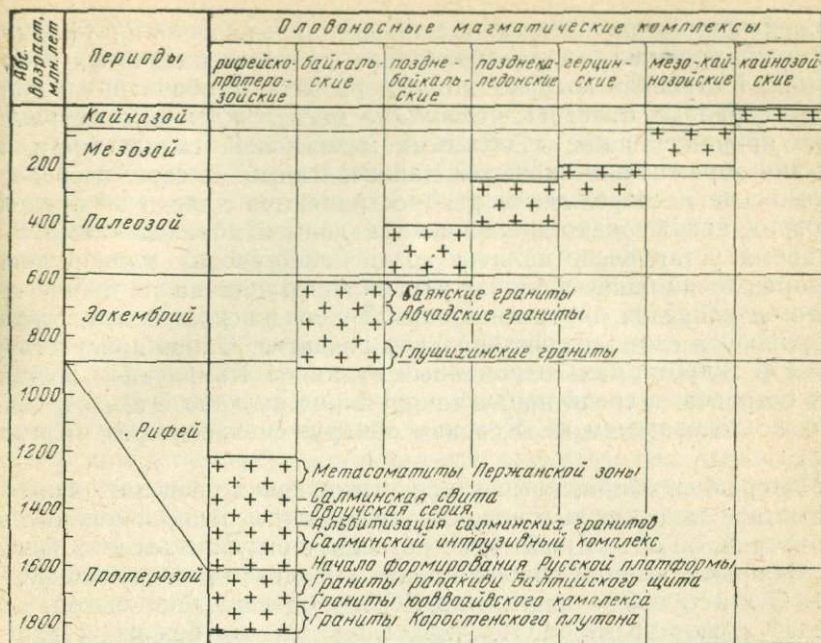


Рис. 15. Развитие оловоносных магматических комплексов во времени

самых байкальских оловоносных комплексов было сопряжено во времени с развитием более поздних геосинклиналей и происходило, как и на кристаллических щитах, в обстановке консолидированных складчатых структур.

В областях послебайкальских палеозойских складчатостей интрузии оловоносных гранитов, местами сочетающиеся с наземными эффузивами, получили наиболее широкое развитие в конце палеозоя. При этом среди каледонид оловоносные магматические комплексы в основном сопровождали формирование унаследованных прогибов и средне-верхнепалеозойских наложенных впадин, которые, однако, развивались не только на каледонидах, но и на байкалидах, соответствуя по времени герцинской складчатости. (Заметим, что в зоне Тихоокеанского рудного пояса, где были ослаблены герцинские тектонические движения, наложенные средне-верхнепалеозойские впадины на каледонидах Юго-Восточного Китая и разделяющие их поднятия «ожили» и контролировали внедрение интрузий Наньлинского оловоносного пояса не в палеозое, а лишь в верхнем мезозое.) Таким образом, расчленение проявлений оловоносности на каледонские и герцинские довольно условно.

Мезозойды, характеризующиеся в пределах СССР наиболее

интенсивной оловоносностью, в основном заложены на платформенном фундаменте или на раздробленных древних складчатых сооружениях, в строении которых широко развиты карбонатные толщи. Следует, однако, отметить, что многие месторождения, пространственно принадлежащие к областям мезозойской складчатости, по времени образования являются кайнозойскими. В свою очередь, и мезозойские месторождения распространяются далеко за пределы мезозонд, являясь явно внегеосинклинальными образованиями. В то же время установлено наличие позднепалеогеновых и неогеновых месторождений олова в блоках ранней консолидации тектонических областей кайнозоя внутренней зоны Тихоокеанского пояса, еще не завершившей свое геосинклинальное развитие. Олово присутствует также в гидротермах современных вулканов Камчатки и Курильских островов, а среди продуктов фумарол вулкана Этны итальянским исследователем Ф. Корсини обнаружен касситерит (Corsini, 1967).

Материалы, обобщенные в предшествующих разделах, дают не мало оснований для выводов, касающихся отдельных оловоносных территорий, но объем работы не позволяет углубляться в их развитие. Основные выводы общего порядка сводятся к следующему.

1. Статистические данные по СССР подтверждают вывод, сделанный в свое время М. И. Ициксоном для зарубежных стран, о прогрессивном нарастании промышленных концентраций олова в течение всей геологической истории Земли. Это, вероятно, обусловлено направленным развитием земной коры, усиливающим дифференциацию ее вещества в результате как эндогенных, так и экзогенных процессов. Закономерное нарастание концентраций олова в магматогенных образованиях наблюдается и в ходе развития отдельных оловоносных областей на более коротких интервалах геологического времени, но, по-видимому, обусловлено иными причинами: в течение тектоно-магматических циклов — связано с вертикальной миграцией фронта магмообразования из базальтового слоя земной коры в гранитный, а в поздние собственно гранитоидные этапы — в большой степени связано процессам магматической дифференциации.

Соотношения запасов олова, подсчитанные М. И. Ициксоном (1958) для зарубежных стран, могут быть учтены в целях сугубо ориентировочной оценки относительных масштабов оловянного оруденения разного возраста и в нашей стране. Они указывают на возможную недооценку резервов домезозойской металлогении, поскольку по относительной распространенности перспективных на олово домезозойских тектоно-магматических формаций территория СССР сопоставима с территорией зарубежных стран.

2. Оловоносные районы неодинаковы по истории своего геологического развития, но все они принадлежат к континентальным областям сиалического типа или же к отдельным блокам (районам) того же типа в областях иного геохимического профиля. Объединяет их связь оруденения в основном с процессами тектоно-магма-

тической активизации консолидированных структур, имеющих разную предысторию. В одних случаях такой активизации подвергаются области древней консолидации (Южный Китай, Забайкалье, Алданский щит); в других — активизация довольно близко следует за превращением геосинклинали в область завершённой складчатости (Приамурье, Сихотэ-Алинь, Северо-Восток); в третьих — она охватывает отдельные зоны или блоки ранней консолидации в областях, еще не закончивших свое геосинклинальное развитие (Корьякское нагорье, Япония).

Во всех случаях формирование зон активизации с их гранитоидным магматизмом происходило параллельно с заложением и развитием соседних геосинклинальных прогибов, в пределах которых в то же время могли изливаться лавы основного состава. О взаимосвязи тех и других процессов свидетельствует закономерная миграция оловоносных комплексов, отчетливо проявленная в Байкало-Амурском регионе, где она повторяет известную последовательность развития геосинклинальных прогибов Дальнего Востока (см. рис. 6). Таким образом, происхождение оловоносных районов связано с явлениями ревивации, в понимании М. С. Нагибиной, или с резонансно-тектоническими структурами Ю. М. Пущаровского, и как металлогенические единицы они могут быть отнесены, по Е. Д. Карповой, к категории сводово-глыбовых областей.

3. Наложённый характер структур, контролирующих оловянное оруденение, с наибольшей отчетливостью проявляется на щитах и платформах. Оловоносные интрузивы и месторождения преимущественно тяготеют к окраинам этих древних сооружений, хотя встречаются и во внутренних частях последних. Во всех случаях они контролируются крупными зонами разломов и наложенными впадинами, причем окраинные рудно-магматические комплексы обычно бывают более поздними, что, возможно, объясняется опережающим воздыманием внутренних частей поднятий. Подобные же тенденции проявляются по отношению к структурам ранней консолидации в пределах молодых складчатых областей. Отмечаются они и в планетарных масштабах, когда активизация охватывает крупные гетерогенные части целых континентов. В частности, Восточно-Азиатский вольфрам-оловянный пояс мезозойского периода, являющийся частью Тихоокеанского, не переходит вслед за океанической впадиной в Южное полушарие, а, контролируясь окраиной континентальной платформы, огибает с юга докембрийские платформенные сооружения Юго-Восточной Азии и находит свое западное продолжение в системе Каракорум — Памир — Гиндукуш.

4. В областях завершённой складчатости или «полуплатформенных», отличающихся от платформ отсутствием или очень слабым развитием осадочного чехла, наложенный характер рудоконтролирующих структур несколько затушевывается в связи с очевидным контролем продуктивного магматизма и оруденения структурами геосинклинального происхождения, что объясняется явлением унаследования. Положение оловоносных поясов в этих случаях обычно

подчиняется общему направлению зон складчатости и нередко увязывается с теми или иными структурно-фациальными (формационными) зонами. Однако размещение оловоносных интрузий и рудных районов внутри этих поясов большей частью контролируется не складчатыми структурами, а крупными разломами с большими, преимущественно сдвиговыми перемещениями вдоль них (Сихотэ-Алинь, Яно-Колымская область, Тянь-Шань и др.). В одних случаях такие разломы проходят на границе структурно-фациальных зон или же крупных складчатых структур разного знака, в других — косо пересекают складчатость. Во всех без исключения оловоносных областях проявляется очень важная рудоконтролирующая роль поперечных структур, вероятно связанных с разломами, отражающими структуры фундамента. К числу таких структур, в частности, относятся наложенные прогибы и впадины, формирование которых сопровождалось интенсивными магматическими процессами.

5. На фоне параллельного формирования разнородных магматических комплексов в геосинклинальных прогибах и в областях сводово-глыбовых поднятий развивались близко одновременные, но не одинаковые по составу магматические комплексы и в различных блоках самих поднятий. Особенно контрастно проявляются подобные явления в районах наложенных впадин и их обрамления. Абсолютная геохронометрия устанавливает наличие синхронных рудно-магматических комплексов разного характера и в более широком плане, в значительной мере разрушая привычные представления об обязательно последовательном их формировании. (Оговоримся, однако, что речь идет не об отдельно взятых рудных полях, сформировавшихся в связи с эволюцией локальных магматических очагов, как правило, в довольно определенной временной последовательности.)

Показательные примеры близко одновременного развития разнохарактерных оловоносных комплексов представляет Северо-Восток СССР и в особенности его чукотская часть (см. рис. 11). Перекрываются во времени формирования оловоносные гранитоидные комплексы и Восточного Забайкалья: цаган-олуевский (шовный), кукульбейский («среднеглубинный»), харалгинский (вулканоплутонический), каждый из которых сопровождается месторождениями олова со своими особенностями. В разных структурных условиях формировались и оловоносные гранитоидные интрузивы Сихотэ-Алиня, объединенные Э. П. Изохом в один бачелазский комплекс, но сопровождающиеся месторождениями разных формаций.

6. Оловоносные магмы, по всем данным, зарождались в глубоких горизонтах гранитного слоя земной коры и, возможно, развивались при этом латерально на границах структурных этажей. Преимущественная приуроченность оловорудных месторождений к областям, сложенным флишоидными песчанико-сланцевыми толщами, не может рассматриваться как свидетельство заимствования олова из этих толщ, слагающих верхние структурные ярусы, за исключением,

возможно, его относительно незначительной части. Известно немало примеров внедрения оловоносных интрузий без потери ими своих рудогенерирующих свойств в толщи любого состава, в том числе и в карбонатные, породы которых лишены сколько-нибудь существенных примесей олова. Это прослеживается как в масштабах всего Восточно-Азиатского рудного пояса, так и в пределах его отдельных частей, например таких, как Восточное Забайкалье.

Однако при ведущей роли в формировании оловорудных районов и месторождений магматических факторов на металлогеническую специализацию рудогенерирующих интрузий оказали большое влияние вмещающие толщи верхних структурных ярусов и тектонические условия становления этих интрузий. Влияние геологической среды сказалось также и на развитии постмагматических процессов. На путях миграции рудоносных растворов, а также на месте рудоотложения происходила мобилизация из вмещающих пород многих рудообразующих компонентов, определяющих тип минерализации, таких, как кремний, железо, халькофильные элементы и др. При такой мобилизации в комплекс оловянного оруденения могли войти и компоненты основных пород и без участия в процессе рудообразования самих основных магм.

7. Материалы исследований показывают, что нередко выдвигаемое положение об известной исключительности олова и особой неравномерности размещения его месторождений не имеет достаточных оснований. В районах развития калиевых гранитоидов разного возраста, начиная от докембрийского и кончая третичным, олово пользуется не меньшим распространением, чем другие родственные ему металлы. Необходимо, однако, отметить одну особенность, характерную для олова, — это многовековую разработку его месторождений в глубокой древности, в связи с чем при оценке районов древних разработок возникают особые трудности. Большое влияние на правильную оценку «нетихоокеанских» районов оказывает и сила привычки, определяющая предвзятый подход к их изучению.

В переоценке на современном научном и методическом уровне нуждаются многие районы и в первую очередь те из них, которые находятся в экономически благоприятных условиях (Калба, Центральный Казахстан, Кавказ, Украина, некоторые районы Алтае-Саянской складчатой области). При этом, выражая уверенность в возможности открытия новых месторождений за пределами ныне известных районов промышленной оловоносности, мы не пытаемся в какой-либо мере принизить важное значение последних. Они, бесспорно, заключают в себе огромные скрытые резервы, выявление которых требует неослабного сосредоточения основных усилий. Главное внимание в этих районах должно быть обращено на детальную разработку местных критериев прогнозной оценки и методическое совершенствование поисков при более смелом подходе к выявлению месторождений, не выходящих на поверхность. Заслуживают более серьезного внимания выявление и изучение штоквер-

ков и месторождений труднообогатимых руд как резервной базы промышленности.

8. Важнейшими критериями оценки новых оловоносных районов являются магматические, структурные, геохимические и отчасти литологические. При наличии прямых признаков оловоносности (рудных выходов, ореолов рассеяния и др.) они позволяют судить о вероятных типах месторождений, их возможном масштабе и качестве, а также и о вероятном размещении. В сочетании же с геоморфологическими критериями все это дает основание для прогнозирования россыпной оловоносности. Необходимо при этом отметить особую ценность прямых поисковых признаков, относительно просто выявляемых шлиховым опробованием и геохимическими методами. Однако при оценке истинного значения этих признаков должны учитываться и все поисковые критерии. Так, например, обширные, и богатые оловоносные ореолы часто дает рассеянное оруденение, не имеющее практического значения в коренном залегании, а в то же время некоторые промышленные месторождения в начальную стадию поисков отмечаются относительно слабыми ореолами (это относится и к рудным свалам).

Геологические прогнозы, основывающиеся в первую очередь на аналогиях, требуют дальнейшего совершенствования классификации оловорудных районов и месторождений. В основе этих классификаций должны лежать не гипотетические, а вполне реальные критерии, доступные для использования в практике поисковых работ. В конкретных оловоносных провинциях, районах и рудных полях такие классификации могут получить цифровое выражение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айвазян С. М. К развитию геологии и горного дела. «Изв. АН АрмССР», XVIII, «Наука о Земле», 1965, № 1, с. 61—74.
- Афиногенова Л. Н. Металлогения Юго-Восточного и Центрального Памира. — «Советская геология», 1968, № 11, с. 19—36.
- Бабкин П. В., Сидоров А. А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 4, с. 897—900.
- Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрол., минерал., металлог. гранитов Кольского п-ова. Л., «Наука», 1968, с. 5—143.
- Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума. — «Советская геология», 1965, № 1, с. 54—109.
- Билибина Т. В., Богданов Ю. В. О генезисе Питкярантского месторождения. — «Бюлл. ВСЕГЕИ», 1960, № 2, с. 80—89.
- Варданянц Л. А. Материалы по неонитрузиям Горной Осетии. Ессентуки. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1, с. 3—33.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. Под редакцией акад. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968, 719 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1956, 516.
- Геологическое строение СССР. Т. III. Магматизм. М., «Недра», 1968, 640 с.
- Геологическое строение СССР. Т. IV. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., «Недра», 1968, 504 с.
- Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971, 318 с.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961, с. 155—183.
- Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969, 328 с.
- Геология олова. Коллектив авторов. М., Изд-во АН СССР, 1947, с. 385—453. («Тр. ИГН», вып. 82, серия рудн. м-ний, № 8).
- Геология СССР. Том IX. Северный Кавказ. Геологическое описание Часть I. М., «Недра», 1968, 760 с.
- Геология СССР. Том XXVII. Мурманская область. Геологическое описание. Часть I. М., Госгеолтехиздат, 1958, 714 с.
- Геология СССР. Том XXXVII. Карельская АССР. Геологическое описание. Часть I. М., Госгеолтехиздат, 1960, 740 с.
- Готман Я. Д. К вопросу об оловяносных интрузиях Приморья. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 6.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Об оловорудных месторождениях переходных типов между месторождениями касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций. — В кн.: Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 279—301. («Тр. ИГЕМ», вып. 3).

Дубровский В. Н. Что такое касситеритово-силикатная формация? — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969, с. 278—292.

Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в касситеритах различных генетических типов оловорудных месторождений. — В кн.: Вопросы геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 111—121. («Тр. ИГЕМ», вып. 28).

Еловских В. В. Закономерности размещения эндогенных месторождений на территории Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 525—540.

Ершов А. Д. Рудоносность Верхней Рачи и Сванетии. — «Советская геология», 1940, № 8, с. 24—37.

Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана (оловоносные формации и их место в общей металлогении района). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, 212 с.

Загрузина И. А., Горбов В. В., Шнай Г. К. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. — В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 69—79. («Тр. СВКНИИ СО АН СССР», вып. 30).

Зильберманц А. В. Эндогенная оловоносность Северо-Востока. — В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967, с. 106—119. («Тр. СВКНИИ СО АН СССР», вып. 30).

Иванов Б. А. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с Центральным Сихотэ-Алинским разломом (сдвигом). Владивосток, 1963. Информ. сб., № 4 (Примгеолуправление), с. 43—46.

Иванов Ю. Г. Металлогения олова Приморья. М., «Недра», 1971, 272 с.

Ицксон М. И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях. — «Советская геология», 1958, № 1, с. 86—113.

Ицксон М. И. Геохимические и металлогенические особенности подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1964, № 11, с. 18—35.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. «Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 155, 1968, с. 223—245.

Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. М., Изд-во АН СССР, 1940, 100 с. («Тр. ИГН»; вып. 12).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

Кюз А. К. Оловоносность Кузнецкого Алатау (Западная Сибирь). — «Цветные металлы», 1934, № 5, с. 34—39.

Ленных И. В. Изучение оловоносности Урала. — В кн.: Труды Уральской научной конф. 15—19 апр. 1939 г. Свердловск—М.—Л., 1940, 6 с.

Литвинский Б. А. К истории добычи олова в Узбекистане. — «Тр. САГУ», вып. 2, 1950.

Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972, 360 с.

Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. — В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 244—246.

Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья. М., «Наука», 1966, с. 203—216.

Массон М. Е. К истории горного дела на территории Узбекистана. Изд-во АН УзССР, 1953, 74 с.

Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. — «Тр. ВНИИ-1», 1960, т. 17, вып. 64, с. 317—362.

Материки В. П. Геологические условия появления специализированных оловяноносных интрузий. — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964, с. 92—124.

Материков М. П., Маршукова Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964, 84 с.

Оловорудные месторождения Малого Хингана. «Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия», 1961, т. 55, 344 с.

Основные черты геологии и металлогении Приморья. Коллектив авторов. Владивосток, ДВ книжное изд-во, 1968, 91 с.

Основы тектоники Китая. Перевод с китайского. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 469—476.

Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Юго-Восточного Забайкалья. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 6, с. 66—81.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 6, с. 58—69.

Радкевич Е. А., Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока. — «Геология и геофизика», 1965, № 3, с. 25—38.

Руб М. Г. Влияние вмещающей среды на формирование интрузивных пород и постмагматических образований в Приханкайском районе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 48—62.

Сасим П. С. О вольфраме и олове Кузнецкого Алатау. — «Вестник Зап.-Сиб. геол. треста», 1936, вып. 4, с. 22—27.

Синайский С. А., Дорошенко Н. И., Буров В. Г. Оловоносность советской части Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX. М., «Наука», 1970, с. 241—254.

Смирнов В. И. Систематика рудных месторождений для поисковых целей. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 135—145.

Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. — «Советская геология», 1941, № 3, с. 3—16.

Тарасенко Т. В., Титов И. Н. Основные черты металлогении центральной и юго-западной части Корякского нагорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, ДВ книжное изд-во, 1969, с. 3—20.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 110—111, 117. (ГИН АН СССР. Гл. ред. А. Л. Яншин).

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961, 344 с.

Фаворская М. А. Роль магматизма в образовании редкометалльного и полиметаллического оруденения. — В кн.: Петрографические провинции, изверж. и метаморф. горные породы (МГК, XXI сессия). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 47—58.

Филимонов И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане. Ессентуки, 1938, с. 129—152. (Тр. по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа, вып. 1).

Хазов Р. А. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Придажье (Кительское месторождение). — «Советская геология», 1967, № 8, с. 119—125.

Хасин Р. В., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. — «Советская геология», 1966, № 12, с. 38—49.

Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, 335 с.

Черников С. С. Древняя металлургия и горное дело Западного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1949.

Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, 327 с.

Шипулин Ф. К. О кинетике процессов кристаллизации магмы и рудоносности интрузий. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 1, с. 1—16.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 95—138.

Bradshaw P. M. D. Distribution of selected elements in feldspar, biotite and muscovite from British granites in relation to mineralization. — "Trans. Instn. Mining and Metallurgy", 1967, B 76, Aug., pp. 137—148.

Corsini Fernando. La cassiterite fra i prodotti fumarolici dell'Etna.—"Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis. mat. e natur.", 1967, 42, N 4, pp. 530—537. «Реф. журн. Геология». 1968, 1 В, 182.

Czalamacha Maria. O mineralizacji cynowej we wschodniej czesci Pasma Kaminickiego w Gorach Izerskich.—"Przegl. Geol.", 1967, 15, N 6, str. 281—284.

Danyer J. E. Tin. Queensland goverment Mining Journal, j., 1967, 68, N 790.

Plavský Ján. Prehľad geologicko-tektonického vývoja magmatizmu a metalogenézy Afganistanu.—"Geol. práce", GUDSSAV, Zprávy", 1965, N 37, s. 202—209. (словацк). РЖ 9 Ж. 87.

Sainsbury C. L. Geology and ore deposits of the central York Mountains, western Seward Peninsula, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", 1969, N 1287, vi. 401 pp., ill. maps. «Реф. журн. Геология». 1970, 12, Ж. 32.

5

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
I. Проявления оловоносности на территории СССР в разрезе геологического времени и основных тектонических структур	5
1. Кристаллические щиты	7
Балтийский щит	8
Украинский щит	12
2. Области байкальской складчатости	15
Сибирские байкалиды	16
Дальневосточные массивы поздних байкалид	21
3. Области каледонской и герцинской складчатостей	29
Алтае-Саянская складчатая область	30
Калба	34
Центральный Казахстан	38
Средняя Азия (Тянь-Шань и Кызылкумы)	41
Другие области палеозойской складчатости с проявлениями оловянного оруденения	53
4. Области мезозойской и альпийской складчатостей	56
Прибайкалье	58
Западное Забайкалье	59
Восточное Забайкалье	62
Приамурье	66
Сихотэ-Алинь	70
Яно-Колымская складчатая область	76
Чукотка	80
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	86
Корякское нагорье	88
Южный Памир	92
Кавказ	96
II. Геолого-генетическая систематика оловорудных месторождений и районов	102
1. Геологическая классификация оловорудных месторождений	102
2. Оловоносные россыпи	114
3. Типовые группы оловоносных районов	115
4. Зональность оловоносных поясов	121
III. Связь оловянного оруденения с магматизмом	124
Заклчение	134
Список литературы	141

Михаил Прокопьевич Материков

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ
ОЛОВЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР**

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*

Технический редактор *З. А. Болдырева*

Корректор *Г. Г. Большова*

Сдано в набор 3/XII 1973 г. Подписано в печать 6/III 1974 г. Т-04650 Формат 60×90^{1/16}.
Бумага № 2. Печ. л. 9,0 Уч.-изд. л. 10,54 Тираж 1400 экз. Заказ № 1802/4282-4 Цена 1 р. 05 к.
Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 32 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
Москва, К-51, Цветной бульвар, д. 26.

