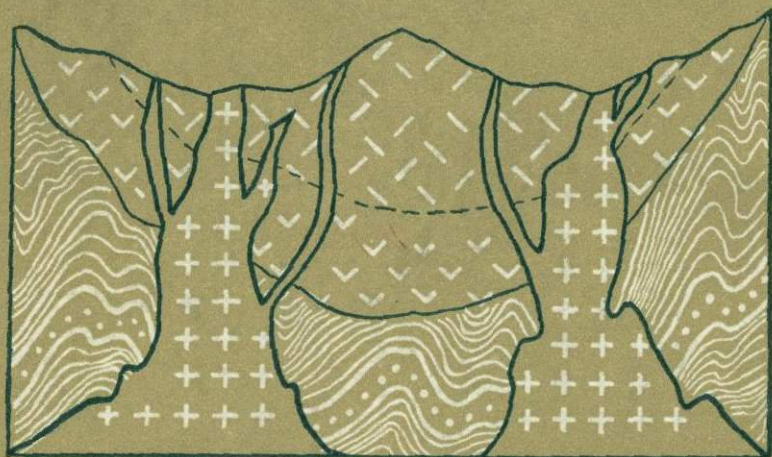


С.Ф.УСЕНКО, М.В.ЧЕБОТАРЕВ

ГЕОЛОГИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

55:553.45/57

С. Ф. УСЕНКО, М. В. ЧЕБОТАРЕВ

ГЕОЛОГИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ

Научный редактор С. Ф. Лугов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва • 1973



Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Геология и оловоносность Приамурья. М., «Недра», 1973, 236 с.

На основе анализа обширного геологического материала по стратиграфии, магматизму и тектонике показано, что в формировании основных структурных элементов Приамурья отчетливо выделяются два периода: в геосинклинальный период сформировались седиментогенно-складчатые сооружения и находящиеся в структурной зависимости с ними магматические образования, преимущественно базальтоидного ряда, в геоантиклинальный (орогенный) период сформировались сводово-глыбовые сооружения и находящиеся в структурном единстве с ними магматические образования, преимущественно гранитоидного ряда. В геосинклинальный период развития структур региона образовались месторождения железа, марганца, меди, никеля и других элементов, концентрация которых связана с доскладчатыми вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями. Месторождения этой группы совмещены со складчатыми структурно-формационными зонами, размещение их контролируется стратиграфическими поверхностями и согласными с ними магматическими телами. В геоантиклинальный (орогенный) период развития структур подвижных областей, в связи с гранитоидным магматизмом, образовались многочисленные, преимущественно гидротермальные месторождения и рудопроявления золота, олова, редких металлов, молибдена, вольфрама и многих других металлов, определяющие металлогеническую специфику региона. Оруденение этого периода контролируется секущими разломами и следует сводово-глыбовым магматогенным поясам — Хингано-Охотскому и Сихотэалинскому, не совпадающим с направлением простирания складчатых структурно-формационных зон. Важнейшие профилирующие металлы Приамурья — золото и олово. Золотоносные районы располагаются преимущественно в северной части региона (в Прихотской и Нижнеамурской областях), а оловоносные — в южной (Хингано-Баджалская и Северо-Сихотэалинская области). Различия в металлогении связаны с составом фундамента. В северных районах он сложен эвгеосинклинальными формациями с развитием гранитоидов натрового типа, в южных — преимущественно миегеосинклинальными с развитием гранитоидов калиевого типа. Особенности геологического развития региона позволили в основу металлогенического районирования положить конкретные сводово-глыбовые структурные подразделения и формационные особенности развитых в их пределах магматических пород. Выделенные рудные районы и зоны в структурном отношении, как правило, представляют собой тектонические блоки, характеризующиеся своими особенностями магматизма и оруденения. Дается характеристика оловоносных районов и наиболее типичных месторождений олова. На этой основе выделены оловорудные формации и рассмотрены геологические условия их проявления. Установлена последовательная смена формационных особенностей и зональности оруденения. Рассмотрены основные закономерности размещения оловорудных месторождений и формаций в Приамурье и дана оценка перспектив важнейших оловоносных районов.

Книга, посвященная весьма перспективной оловорудной провинции, восполняет существенный пробел в геологической литературе по оловоносности Тихоокеанского подвижного пояса и представляет интерес для геологов-рудников.

Таблиц 10, иллюстраций 26, список литературы 158 названий.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования по научному обоснованию поисков месторождений олова, разработке поисковых критериев и прогнозированию в настоящее время приобретают исключительно важное значение для повышения эффективности геологоразведочных работ, особенно в регионах, где развита оловянная промышленность. Именно этим актуальным вопросам современной геологии олова посвящена работа С. Ф. Усенко и М. В. Чеботарева «Геология и оловяность Приамурья».

В работе на большом фактическом материале рассмотрены общие вопросы стратиграфии, магматизма и металлогении «оловоносной» части Приамурья. Особое внимание в ней уделено петрохимическим и геохимическим особенностям магматических комплексов, закономерностям их формирования и размещения, структурно-тектоническому развитию региона, закономерностям размещения оловянного оруденения; произведено металлогеническое районирование территории и определена структурная позиция оловяносных площадей, характеризующихся проявлением преимущественно оловянного оруденения различных формационных типов.

Большое научное и практическое значение приобретают выводы авторов о геологических факторах, контролирующих размещение оловянного оруденения, особенностях его проявления в истории развития геологических структур региона и на отдельных оловяносных площадях, а также приведенная характеристика отличительных черт оловяносных площадей и рудных районов в пределах Хинганно-Баджалской и Северо-Сихотэалинской областях.

Интересны научные положения авторов об определенной зависимости типа оруденения от состава фундамента и петрохимических особенностей магматизма, смены и усложнения оловорудных формаций от эволюции подвижных зон в процессе геологического развития.

Эти выводы, как и особенности проявления и размещения оловянного оруденения, имеют немаловажное значение для крупномасштабного прогнозирования и разработки основных направлений поисковых работ на олово.

Работа «Геология и оловоносность Приамурья» представляет значительный интерес для широкого круга геологов производственных и научно-исследовательских институтов, ведущих работы по поискам оловянных руд, прогнозированию и оценке потенциальных перспектив оловоносности и металлогении олова и других ассоциирующих с ним металлов на обширной территории нашей страны.

Доктор геолого-минералогических наук,
профессор *С. Ф. Лугов*

ВВЕДЕНИЕ

В Директивах XXIV съезда КПСС среди важнейших цветных металлов, производство которых должно резко возрасти, указано олово. Приамурье обладает большими потенциальными возможностями для обнаружения новых месторождений олова. Выявление особенностей его геологического строения и пространственного размещения оловорудных месторождений имеет важное значение для определения направлений дальнейших поисковых работ и повышения их эффективности.

Авторы преследовали цель выяснить особенности геологического строения и развития основных структурных элементов Приамурья, место и время формирования рудоносных гранитоидных формаций и связанного с ними эндогенного оруденения в общей истории развития подвижной области, и на этой основе попытались выяснить основные закономерности размещения эндогенной минерализации и выделить наиболее перспективные рудоносные территории.

В книге основное внимание уделено олову — важнейшему элементу металлогении Приамурья, имеющему важное значение в экономике Приамурья. Все возрастающие трудности открытия новых месторождений требуют поисков более рациональных путей и методов прогнозирования месторождений, возможного лишь на основе установления объективных закономерностей их пространственного размещения.

Анализ и обобщение большого геологического материала, проведенные при участии авторов в 60-х годах в Дальневосточном геологическом управлении, позволили установить для указанной территории ряд важных эмпирических закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения и в том числе оловоносности. К этим закономерностям относятся прежде всего четкое пространственное обособление золотоносных и оловоносных областей, последовательная смена формационных особенностей оловянного оруденения в направлении от Буреинского массива к востоку и ряд других.

Несколько позже (1967 г.) И. А. Плотниковым, С. Ф. Усенко, Н. Е. Сластеновой, А. А. Аралиной, П. П. Кудриной были составлены тектоно-литологическая и тектоно-магматическая карты Приамурья. Наличие этих карт позволило авторам вернуться к пересмотру

материалов по рудоносности Приамурья и на новой тектонической основе уточнить главнейшие закономерности его размещения.

В работе, помимо материалов авторов, использован обширный фондовый материал, материалы региональных стратиграфических совещаний, маталлогенических и др. конференций, а также многочисленные опубликованные работы. В частности, при составлении книги были использованы материалы геологической съемки Е. Б. Бельтенева, С. М. Брагинского, Е. И. Бондаренко, В. В. Бобылева, П. П. Бойко, С. С. Дарбиняна, С. И. Горохова, В. А. Дыренко, А. А. Головневой, В. И. Гольденберга, М. Г. Золотова, Е. Ф. Зубкова, И. Я. Зытнера, С. А. Иванова, К. П. Караванова, П. Н. Кошмана, Ю. М. Логинова, Г. М. Левитана, Ю. А. Мамонтова, А. Ф. Майбороды, Б. А. Михайлова, Н. К. Осиповой, Н. Г. Осипова, Д. А. Кирикова, В. В. Русс, Г. Ф. Олькина, А. В. Палагина, Ю. П. Скатынского, Ю. П. Рассказова, Ю. Б. Сазанова, С. А. Салуна, Н. И. Савченко, В. Ф. Сигова, Н. Ф. Смирнова, В. И. Сухова, М. Т. Турбина, В. С. Федоровского, Э. П. Хохлова, В. В. Шиханова, Э. Л. Школьника, Н. С. Шпак, И. Щербины, Л. В. Эйриша, В. А. Ярмолюка и др.; материалы по поискам и разведке рудных месторождений Ю. И. Бакулина, А. Ф. Баранова, Б. И. Бурдэ, Е. К. Дацко, А. В. Демина, А. П. Егорова, А. В. Кочубея, Э. Л. Кохановского, М. П. Короля, О. Н. Кабакова, А. П. Кисца, Н. Ф. Левыкина, М. В. Мартынюка, В. В. Кушева, В. А. Кузьмичева, В. А. Махинина, Н. В. и И. Н. Медведевых, Н. В. Огнянова, В. В. Онихимовского, В. А. Перваго, И. А. Плотникова, В. Е. Проскурникова, П. В. Рабчевского, В. Я. Рябкова, В. К. Рябова, В. Г. Сенкевича, П. Н. Селезнева, О. Н. Степанова, В. Э. Синицкого, Н. А. Терентенко, Д. Н. Таюрского, Г. Е. Усанова, С. Ф. Усенко, А. Ф. Христич, Р. П. Феклович, М. В. Чеботарева, О. Ф. Шишкановой, С. Л. Штейнберга, Е. Я. Шапошникова, Г. П. Шавро, П. А. Эпова и др., а также обобщающие работы по геологии и металлогении Приамурья Н. А. Беляевского, Г. М. Власова, Г. П. Воляровича, М. Г. Золотова, Э. П. Изоха, М. И. Ициксона, Г. В. Ициксон, Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, А. Н. Криштофовича, Е. А. Кулиш, Э. Н. Лишневского, М. П. Материкова, С. А. Музылева, М. С. Нагибиной, В. В. Онихимовского, Е. А. Радкевич, И. Б. Райхлина, М. Г. Руб, С. А. Салуна, А. М. Смирнова, М. А. Фаворской, Ю. А. Ходака, В. А. Ярмолюка.

Авторы выражают глубокую признательность доктору геолого-минералогических наук, профессору С. Ф. Лугову за существенную помощь и содействие в подготовке рукописи к изданию и сотруднику ДВИМС О. С. Усенко за большую работу по оформлению графики и литературной обработке рукописи.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ПРИАМУРЬЯ

Рассматриваемая часть Приамурья охватывает территорию около 400 тыс. км², ограниченную на западе р. Бурей, на севере и востоке побережьем Охотского моря и Татарского пролива, с юга реками Амуром, Уссури и Бикин.

Это преимущественно горная страна, равнины составляют не более 30% общей ее площади. Равнинные пространства разделяют характеризующую область на две крупные горные морфоструктуры: западную — Хингано-Охотскую и восточную — Сихотэалинскую.

Хингано-Охотская горная морфоструктура представляет собой сложную систему хребтов (северо-восточного и близмеридионального простирания с абс. высотами 1000—2100 м) Малого Хингана, Буреинского, Баджальского, Дуссе-Алиня, Ям-Алиня и других, смыкающихся на севере с горной системой хребтов Тукурингра-Джагды. Восточные предгорья системы характеризуются низкогорьем, к западу оно сменяется среднегорьем, а в осевой зоне хребтов — гольцовыми возвышенностями массивных гор, сложенных гранитами и резко расчлененным альпийским рельефом в районах развития кислых эффузивных покровов.

Сихотэалинская горная морфоструктура субмеридионального простирания характеризуется в основной своей части среднегорьем с мягким очертанием гор в районах, сложенных осадочными толщами, и резко расчлененным рельефом в районах развития кислых эффузивов. Отметки вершин обычно не превышают 2000 м. К северу от Амура отметки понижаются и Сихотэалинская горная система как бы распадается на ряд невысоких хребтов — Чаятынского, Омельдинского, Омальского, Мевочанского, Магу, Дымкан и др.

Озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины, разделяющие охарактеризованные горные морфоструктуры, представляют собой систему кайнозойских депрессий (Среднеамурскую, Удиль-Кизинскую и Усть-Амгунскую), ориентированных в северо-восточном направлении вдоль р. Амур, и Эворон-Чукчагирскую и ряд более мелких впадин, образующих близмеридиональную зону депрес-

сионных погружений. Последняя причленяется к северо-восточной зоне впадин на широте приустьевой части р. Горюн и вытягивается в направлении к Тугурскому заливу.

Рассматриваемый регион характеризуется сочетанием складчатых и глыбовых структур различной ориентировки и возраста (рис. 1).

В западной части располагается глыба Буреинского срединного массива; к северо-востоку до побережья Охотского моря — субширотные и северо-восточные складчатые структуры Монголо-Охотской складчатой области; к востоку от массива — северо-восточные складчатые структуры Сихотэалинской складчатой области, составляющие основную часть рассматриваемого региона. Вдоль побережья Татарского пролива располагается Прибрежный вулканогенный пояс, представляющий собой пограничную краевую магматогенную структуру, отделяющую мезозойские складчатые структуры Сихотэалинской области от кайнозойской Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы.

В пределах рассматриваемой восточной половины Буреинского массива выделяются поля гранитоидов (Туранское, Буреинское и др.), останцы кровли и крупные ксенолиты (Амурский, Чегдомынский, Ниманский, Кимканский, Мельгинский и др.). На восточном фланге Монголо-Охотской складчатой области выделяются Тайканское и Тугурское горст-антиклинальные поднятия, Торомский грабен-синклиниорий, Буреинский и Селиткано-Торомский синклиниории. В пределах Сихотэалинской складчатой области выделяются: Сулукский, Софийский и Кербинский выступы фундамента; Баджалское, Нилацкое и Центрально-Сихотэалинское антиклинорные поднятия; Амгунский, Горинский, Западно- и Восточно-Сихотэалинские синклиниории; Средне-Амурская, Чукчагир-Эворонская, Удыльская и др. впадины, а также ряд менее значительных структур. Большинство перечисленных структур разграничиваются разломами.

В послегеосинклинальный период развития региона геосинклинально-складчатые структуры были значительно переработаны тектоно-магматическими процессами и на их месте сформированы магматогенные сводово-глыбовые пояса — Хингано-Охотский и Сихотэалинский.

Характеризуемая область располагается в зоне перехода от древних структур Сибирской платформы и Станового раннепротерозойского складчатого пояса к молодым Тихоокеанским геосинклинальным структурам.

История геологического развития Приамурья во многом еще не ясна. Начало геосинклинального развития Сихотэалинской подвижной области (основной части Приамурья) относится к девону, завершение геосинклинального развития падает на поздний мел.

На основании материалов исследования Сихотэалинской подвижной области М. И. Ициксона (1955 г.), С. А. Музылева (1965 г.), Л. И. Красного (1966 г.), Г. В. Ициксон (1961 г.) представляется, что в раннем и среднем протерозое к ахейским сооружениям Алданского щита Сибирской платформы с юга и юго-востока причленились

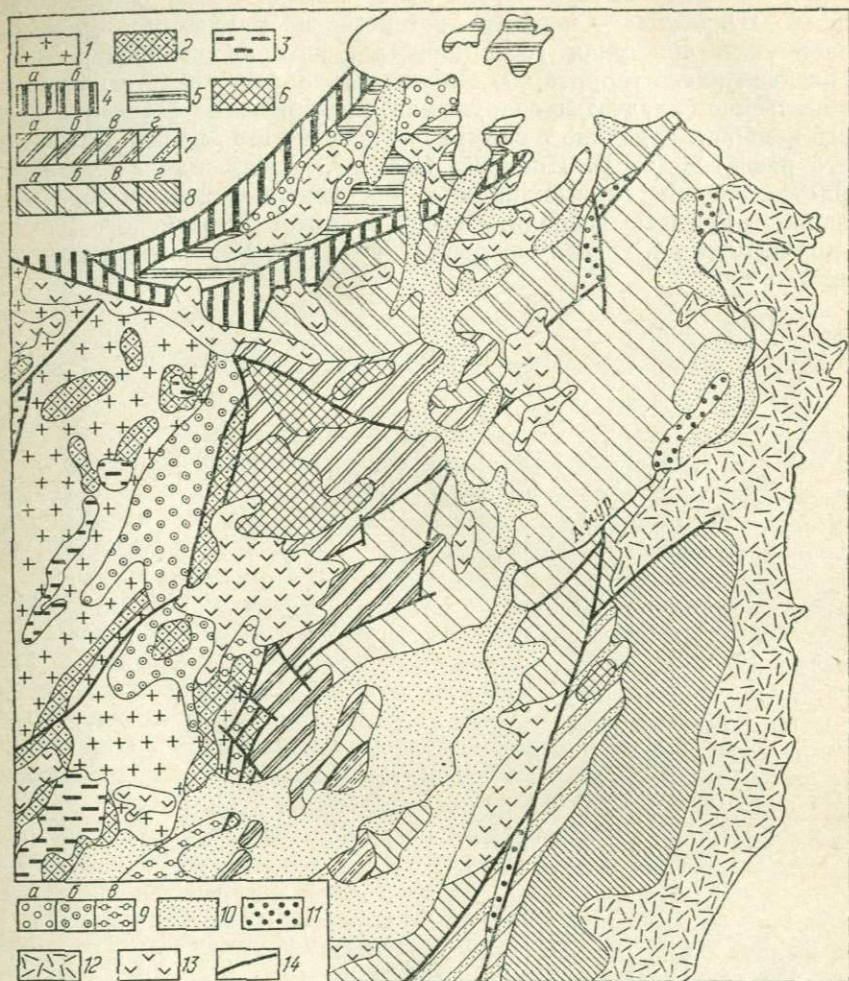


Рис. 1. Схема главнейших структур Приамурья. По Е. Б. Бельтеневу, М. Г. Золотову, И. А. Плотникову, И. И. Шапочки, 1970 г.

Буреинский массив: 1 — гранитное основание массива; 2 — ксенолиты фундамента; 3 — останцы кровли гранитов. Монголо-Охотская складчатая область: 4 — горст-антиклинории: а — Тайканский, б — Тугурский; 5 — Торомский грабен-синклинорий. Сихотэалинская складчатая область: 6 — выступы фундамента; 7 — антиклинории: Ниланский (а), Баржалевский (б), Хабаровский (в), Центрально-Сихотэалинский (г); 8 — синклинории: Амгурский (а), Горинский (б), Западно-Сихотэалинский (в), Восточно-Сихотэалинский (г); 9 — наложенные прогибы (синклинории): Селиткано-Торомский (а), Буреинский (б), Урмийский (в); 10 — кайнозойские впадины; 11 — приразломные поднятия; 12 — Прибрежный вулкано-генный пояс; 13 — вулканические зоны; 14 — главнейшие зоны разломов

складчатые структуры ранних протерозоид, которые в настоящее время образуют ее окаймление (пояс хребтов Станового и Джугджура), а также выступы среди более молодых складчатых сооружений. В среднем — позднем протерозое на ранних протерозоидах заложилась обширная геосинклиналь, которая распространялась и на нынешнюю территорию Приамурья. Завершившие ее развитие байкальские складчатые сооружения, претерпевшие в течение позднего кембрия, ордовика и силура длительный этап квазиplatformного развития (Г. В. Ицксон, 1959 г.), послужили фундаментом Сихотэалинской геосинклинали. Фрагментами этих сооружений являются крупные ксенолиты среди гранитов Буреинского массива и ряд выступов к востоку от него (Софийский, Кербинский и Сулукский).

Глава II

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОЛОВОНОСНОСТИ

Открытие и изучение оловоносности на территории Приамурья тесно связано с развитием систематических геологических исследований, начало которым положено первым пятилетним планом экономического развития страны. За 40 лет планомерных геологосъемочных, поисково-разведочных и тематических исследований достигнута высокая степень изученности региона. В настоящее время вся территория Приамурья покрыта съемками среднемасштабного геологического картирования; начато крупномасштабное картирование рудных районов; завершены сводные работы по стратиграфии, тектонике, магматизму и рудоносности; составлены структурно-тектонические, тектоно-магматические и прогнозно-металлогенические карты как для территории Приамурья в целом, так и для отдельных рудных районов, и прежде всего оловоносных. Достигнутая степень изученности территории, ее структурного и металлогенического районирования позволяет целенаправленно планировать поисковые работы не только на олово, но и на многие другие виды минерального сырья.

История систематического изучения оловоносности на территории Приамурья насчитывает немногим более трех десятков лет. За этот отрезок времени в различных районах открыто и разведано значительное число различных по типу, масштабам и промышленной ценности месторождений.

Первые открытия оловоносности сделаны в районах наиболее четко проявленной, но мало перспективной преимущественно высокотемпературной минерализации — в Верхне-Буреинском, Эзопском и др. районах. Вместе с тем опыт изучения оловорудных месторождений на Северо-Востоке и особенно в Приморье, где в это время были открыты крупные оловорудные месторождения касситерит-сульфидной формации — Лифудзинское (Г. П. Воларович и А. З. Лазарев, 1939—1940 гг.) и Хрустальненское (В. А. Ярмолюк и С. Ф. Усенко, 1940—1941 гг.), указывал на возможность открытия надежных

типов оловорудных месторождений и в Приамурье. Практика последующих лет показала обоснованность этих предположений.

Историю изучения оловоносности Приамурья условно можно разделить на два основных периода: начальный, или довоенный, и современный. Начальный период (от конца 30-х до начала 40-х годов) связан в основном с изучением оловоносности Верхне-Буреинского и сопредельных с ним районов (бассейны Буреи, Нимана, Амгуни, Харгу, Олги, Салари, Самыр и др.), осуществляемом преимущественно трестом «Союзникельоловоразведка» (В. В. Купер-Конин, М. Н. Ивантишин, И. Пугачев, Г. М. Константинов, Д. И. Ивлиев и др.). Эти районы характеризуются ярко проявленной оловянной минерализацией касситерит-кварцевой и отчасти пегматитовой формаций. Господствовавшие в то время «классические» представления о рудогенезе и типах оловорудных месторождений, возникшие на опыте изучения месторождений Рудных Гор и Корнуэлла, ориентировали в основном именно на этот тип месторождений и в известной мере сдерживали поиски других типов. К этому времени относятся открытия (бассейн р. Буреи) Верхне- и Среднеипатинского месторождений (Г. М. Константинов, 1938 г.), Серегектинского и Усманского (Д. И. Ивлиев, 1939 г.), Мерекского и Верхнемерекского (Д. И. Ивлиев, 1940 г.), горы Перевальной и ключей Рудного и Арсенопиритового (Д. И. Ивлиев, 1941 г.).

Наряду с этим были выявлены и другие типы рудопроявлений. Так, в начале 40-х годов в верховьях р. Нимана среди докембрийских гнейсов, интродуцированных меловыми гранитоидами, установлены сульфидизированные оловоносные зоны дробления (рудопроявление «18 августа», М. П. Материков, 1941 г.). В бассейне рек Салари и Самыр обнаружена повышенная оловоносность аллювия кл. Анкачи и р. Салари (Ф. М. Богданов, 1942 г.), а в верховьях р. Правая Бурея — высокотемпературные рудопроявления вольфрама и олова (Г. М. Константинов, 1943 г.).

Аналогичные кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом и висмутом обнаружены в бассейне р. Амгунь (р. Сулук-Макит). Олово-вольфрамовое рудопроявление среди грейзенизированных гранитов, аналогичное Среднеипатинскому месторождению, а также россыпи касситерита выявлены и в бассейне рек Ланы и Имсонах (Г. И. Пушников, 1942 г.).

В конце характеризуемого периода значительное количество россыпных и рудных проявлений олова установлено также в области хр. Эзоп. Так, россыпи касситерита, золото-шеелитовые и кварц-топазовые оловоносные жилы и прожилковые зоны вскрыты в системе р. Харги (Ю. И. Марцун, 1944 г.; М. Ю. Жилин, 1945 г.). На южных склонах хр. Эзоп, в бассейне р. Олгакана, в близкой геологической обстановке выявлены кварцевожилые и кварцево-грейзеновые оловянные месторождения Первое и Второе Олгаканское (Г. М. Константинов, 1944 г.). В бассейне нижнего течения р. Ниман установлена оловоносность аллювия р. Б. Аимки и оловоносные пегматиты р. Агдони (В. В. Онихимовский, 1944 г.).

Примерно в это же время на Малом Хингане была установлена оловоносность аллювия р. Левый Хинган (М. И. Ициксон, 1943 г.), последующее изучение которой привело к установлению касситерита в аллювии бассейна рек Олоно, Кимкана, Правого Хингана, а потом и к открытию среди меловых эффузивов Хинганского оловорудного месторождения (М. И. Ициксон и А. П. Прокофьев, 1944 г.).

Со второй половины 40-х годов начинается второй период в изучении оловоносности Приамурья, характеризующийся большей целеустремленностью исследований и началом металлогенических обобщений. Открытие Хинганского месторождения, вслед за открытием месторождений Южного Приморья, в значительной мере пополнило представления о металлогении Приамурья, а в итоге сказалось и на геологической эффективности последующих исследований.

Успеху поисковых исследований рассматриваемого периода в Приамурье несомненно способствовало открытие С. С. Смирновым (1937 г.) нового перспективного типа месторождений сульфидно-касситеритовой формации, представители которой обнаружены были вначале в Приморье, затем в Приамурье, а также обоснование гигантской кольцеобразной структуры Тихоокеанского рудного пояса (С. С. Смирнов, 1946 г.). Метод регионального металлогенического анализа, разработанный на основе идей С. С. Смирнова коллективом ученых ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина, сыграл также определенную роль в изучении минеральных богатств Приамурья.

С открытием Хинганского месторождения центр тяжести поисковых работ ДВТУ переместился из Приморья в Приамурье и в первую очередь на Малый Хинган и сопредельные с ним районы. В результате на Малом Хингане выявлен ряд новых оловоносных участков, а также погребенные под базальтами россыпи древней террасы р. Удурчукан, а северо-восточнее от него — оловянно-вольфрамовая минерализация в бассейне верхнего течения р. Урми (М. И. Ициксон, А. П. Глушков, А. И. Кончакова, 1947 г.). Кроме того, обнаружен ряд оловянных и оловянно-вольфрамовых рудопроявлений касситерит-кварцевого (ключей Аленушкинского, Агын-Бира, Олгон, Олгон-Макит, Забытый) и касситерит-сульфидного типов (ключей Водопадного, Сульфидного и р. Омот).

Среди меловых эффузивов Малого Хингана было оконтурено рудное поле Обманийского месторождения, характеризующегося несколькими типами оловянной минерализации: хлорит-магнетитовым, касситерит-хлорит-кварцевым и вторичными кварцитами (В. А. Кузьмичев и др., 1946 г.).

Весь этот материал позволил М. И. Ициксону (1947 г.) рассматривать Верхне-Урмийский район (наряду с Малохинганским) как составную часть наметившегося Хингано-Охотского оловоносного пояса, охарактеризовать сам пояс и обосновать рекомендации по дальнейшим поискам и изучению оловоносности в области хр. Баджал и Тырно-Урмийского междуречья.

В Сутарском районе, на водоразделе рек Урила и Бирушки, в погребенной под базальтами золотоносной россыпи установлено присутствие деревянистого касситерита (Агеев, 1948 г.). Эта находка, как и предыдущие (М. Н. Доброходов, 1938 г.), привела к открытию П. Н. Кошманом в 1952 г. Джалиндинского месторождения олова риолитового типа.

Работами треста «Востсиболово» в бассейнах рек Хингана и Кимкана выявлены и разведаны россыпи конуса выноса кл. Малинового и р. Левый Хинган (Ф. К. Курьянов, 1947, 1948 гг.), а в Нижнем Приамурье установлена касситерит-сульфидная минерализация на Верхнеудоминском участке бассейна р. Тумнин (М. Ю. Жилин, 1949 г.).

Значительные по объемам поисковые работы продолжались в 50-е годы (ДВТГУ и ВСЕГЕИ) в Малохинганском, Верхнебуреинском, Харгинском и Прихотском районах (Хингано-Охотский пояс), а также в Центральном и Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье (Сихотэалинский пояс). На Малом Хингане, наряду с Джалиндинским месторождением деревянистого олова, было открыто Карадубское оловорудное месторождение (В. А. Кузьмичев, Н. Н. Никулин, П. Н. Кошман, 1954 г.), а на Сихотэ-Алине выявлены первые рудопроявления: Пионерское, Сакай-Бапу, Таусинское (А. А. Головнева, 1953 г.; С. Я. Николаев, 1954 г.). Одновременно геологами ВСЕГЕИ (Н. Н. Воронцов, 1955 г.; А. В. Демин, В. К. Финашин, 1955 г.; Н. И. Позняков и А. А. Плисов, 1955 г.; В. Е. Проскуряков и Р. М. Павелкин, 1955 г.) вскрыты рудопроявления и дана оценка ряду перспективных оловоносных узлов — Верхне-Бикинского, Монаусского и Джаурского.

Во второй половине 50-х годов крупномасштабные поисковые, поисково-съемочные и тематические работы продолжались и на хр. Эзоп. На северных склонах хребта, в бассейне верхнего течения р. Харгу, выявлен ряд рудопроявлений олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка (П. А. Эпов и П. Н. Селезнев, 1956 г.). Изучались также и ранее открытые Олгаканское и Широное оловорудные месторождения, их окрестности и аллювий бассейна верхнего течения р. Олгакан (Е. Я. Шапошников и И. П. Бойко, 1956 г.).

В 1957 г. завершены работы по крупномасштабному геологическому картированию восточной части оловоносной площади хр. Эзоп, начатые в 1954 г. (С. Ф. Усенко, В. Р. Анисимов, И. В. Анисимова, 1955, 1956, 1957 гг.). В результате установлены структурные условия проявления оловянного оруденения, дана схема металлогении района и перспективная оценка его рудоносности. Параллельно проводилось изучение петрологии эзопских рудоносных гранитоидов (Г. Т. Татаринцов, 1956, 1957 гг.), а также изучение вещественного состава оловорудных месторождений и рудопроявлений хр. Эзоп (В. К. Рябов, 1960 г.).

В Нижнем Приамурье Дальневосточным геологическим управлением закончена разведка Учаминского олово-полиметаллического

(с золотом) месторождения (А. В. Кочубей, 1955 г.); выявлен ряд скарновых и кварцевожильных олово-полиметаллических рудопроявлений в бассейне р. Керби (А. Д. Машовец, Д. Н. Таюрский, 1955 г.; В. И. Поликанов, 1955 г.).

Сотрудниками ВСЕГЕИ осуществлены значительные работы научно-методического и прогнозного характера. Проведены углубленные исследования отдельных месторождений Малого Хингана, изучены типы руд, морфология тел, особенности структур рудного поля, а также условия локализации оруденения (Г. В. Ициксон, 1953, 1954 гг.) и генезиса месторождений (М. И. Ициксон, 1952 г.). Проведен анализ методики поисков в отдельных рудных районах и выработаны рекомендации по рациональному комплексированию методов (К. Б. Ильин, 1954 г.).

С открытием Верхнебиджанского месторождения, залегающего в карбонатных породах протерозоя, поисковые работы развернулись и в центральной части Малого Хингана, в окрестностях самого месторождения и на Кабалинском и Костеньгинском участках (Н. В. Огнянов и Н. И. Позняков, 1958 г.). В это же время закончены геологоразведочные работы на Карадубском оловорудном месторождении (О. Ф. Шишканова, 1958 г.).

Исследованиями Г. В. Ициксон и др. (1959 г.) и Г. В. Комаровой (1960 г.) установлен близповерхностный характер Джалиндинского месторождения. Доказано, что присутствующий в рудах месторождения индий образует не изоморфную примесь в касситерите, как полагали ранее, а дисперсные индий-мышьяковистые и окисные минералы, среди которых А. Д. Генкин и И. В. Муравьева (1963 г.) установили два новых минерала: гипогенный индит и продукт его гипергенных преобразований — джалиндит.

Позднее на Малом Хингане были проведены крупномасштабные металлогенические исследования (В. А. Махинин, Б. И. Бурдэ, 1966 г.) и опубликован ряд работ, посвященных геологии и вещественному составу оловорудных месторождений и их связи с магматизмом (Г. В. Ициксон и др., 1959; Ф. Г. Федчин, 1963, 1964).

Геологоразведочными работами комбината «Хинганолово» и ДВТГУ на Хинганском месторождении установлено оруденение на глубоких горизонтах, тем самым подтверждено высказанное ранее Г. В. Ициксон (1952 г.) мнение о наличии на месторождении глубинных горизонтов оруденения. Южнее Хинганского месторождения в аналогичной геологической обстановке было открыто Березовское месторождение, представляющее собой систему зон гидротермально измененных пород и кварцевых метасоматитов, несущих касситерит-сульфидную минерализацию (Б. И. Бурдэ и др., 1962 г.). В ходе последующих работ месторождению дана положительная оценка и выявлен ряд других перспективных участков (Центральный, Красавчик и др.).

Начиная с 1956 г. самые крупные по масштабам поисковые и разведочные работы проводились в Комсомольском рудном районе.

Начало открытию этого района положено работами Н. П. Саврасова (1937 г.), И. Я. Зытнера (1954 г.) и Н. К. Осиповой (1955 г.), а открытие первого Солнечного месторождения принадлежит О. Н. Кабакову (1955 г.). Кроме того, был открыт ряд новых рудных объектов: в 1956 г. открыто Гайчанское (В. Е. Проскурников и А. В. Демин) и Перевальное (П. А. Эпов и Ю. И. Бакулин, П. Н. Селезнев) месторождения; в 1957 г. — Фестивальное (П. А. Эпов, Г. Ф. Ковалев, В. А. Беспалов), Чалбинское (А. П. Растунцев, В. Ф. Курочкин) и Ветвистое (В. А. Беспалов, И. П. Бойко, Н. А. Терентенко), в 1959 г. — Придорожное (Ю. И. Бакулин), в 1960 г. — Лунное (В. И. Клемин, Б. Н. Кузьмин), а в 1962 г. — Снежное (В. Б. Кушев) оловорудные месторождения.

Положительные результаты получены в бассейне рек Кукша и Джаур на Сихотэ-Алине, где выявлены прожилково-вкрапленные оловоносные зоны сульфидного и турмалин-сульфидного типов оруденения (С. С. Мещеряков и В. Е. Проскурников, 1956 г.). В бассейнах рек Хуту и Гобили в ходе поисковых работ открыто Мопанское касситерит-сульфидное месторождение и участок Железистый с проявлением олово-полиметаллической минерализации (Н. И. Позняков и В. К. Финашин, 1958 г.). Оловоносные зоны интенсивной сульфидизации выявлены геологами ВСЕГЕИ в бассейнах рек Бачелазы, Има-Сикчи и Катэна (Г. В. Золотухин, А. С. Терехин и А. А. Арутянян, 1956 г.). Изучением генетических особенностей оловорудных проявлений Северного Сихотэ-Алия установлено значительное их разнообразие; для многих из них подмечено существенное сходство с южноприморскими оловорудными месторождениями (Воронин и Ильин, 1956 г.).

В последовавшие затем годы поисковые работы на Сихотэ-Алине практически прекратились и возобновились только с 1963 г. С тех пор на Северном Сихотэ-Алине продолжается крупномасштабное геологическое картирование, геофизические, поисковые и разведочные работы в пределах наиболее перспективной Мопанской рудной зоны (Бута-Копшинский рудный район). Материалы предварительной разведки Сакай-Бапу, Таусинского и Рудного, Пионерского и Мопанского месторождений (В. Н. Болдовский, Е. А. Балувев, Р. Д. Печинский и др., 1963—1966 гг.) характеризовали их положительно. Однако более детальное изучение показало в общем ограниченные размеры месторождений (Г. А. Тарасов и В. А. Перепелица, 1966 г.; Е. А. Балувев, 1969 г.; Ю. В. Рипинский, 1970 г.).

В Баджалском оловоносном районе В. Е. Проскурниковым (1958 г.) в бассейне рек Могды и Орокот выявлены два перспективных рудопроявления турмалин-сульфидного типа. Дальнейшее изучение на этом было приостановлено и возобновилось лишь в самые последние годы. Работами ДВТГУ и ДВИМС здесь выявлено несколько перспективных оловорудных проявлений скарнового типа (кл. Болторо) и турмалин-сульфидного типа; изучение их продолжается.

В течение последнего десятилетия в оловорудных районах Приамурия все шире проводятся тематические исследования различными

586

организациями: ВСЕГЕИ (Э. П. Изох, И. В. Кунаев, В. В. Русс и др.), Дальневосточным геологическим управлением (П. Н. Кошман, В. Н. Главацкая, Н. Н. Никулин, М. В. Чеботарев, С. Ф. Усенко, И. А. Плотников, А. В. Палагин, М. В. Мартынюк и др.); Дальневосточным институтом СО АН СССР (Е. А. Радкевич, В. К. Рябов и др.); ИГЕМ (М. Г. Руб, Б. В. Макеев, и др.); ЦНИИОлово (А. В. Шушканов); ГЕОХИ (В. Л. Барсуков, Т. М. Сущевская и др.); ДВИМС (С. Ф. Усенко, А. Ф. Болотников, Н. С. Кравченко, Н. К. Крутов, Н. Н. Никулин и др.) и рядом других учреждений. В настоящее время поисковые, разведочные и научно-исследовательские работы на олово в Приамурье продолжаются в значительных объемах.



Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

1. ПРОТЕРОЗОЙ И РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В строении фундамента Сихотэалинской складчатой области принимают участие протерозойские и раннепалеозойские (кембрийские) геосинклинальные образования.

Раннепротерозойские образования слагают крупные ксенолиты фундамента в Малохинганском и Туранском блоках Буреинского массива и Софийский выступ фундамента в Ниланском антиклинории. Это первично терригенные и вулканогенно-терригенные осадки, метаморфизованные в амфиболитовой фации.

В Амурском и Ниманском ксенолитах они представлены комплексом пород, именуемым амурской серией. Нижняя часть серии (туловчихинская свита, мощн. 3500—4500 м) сложена почти нацело гранитизированными породами, среди которых значительную роль играют биотитовые гнейсы; в средней части преобладают амфиболиты и амфиболитовые сланцы, с прослоями тех же биотитовых гнейсов (дичунская свита, мощн. 300—400 м), а в верхней (урильская свита, мощн. 1500—2000 м) — разнообразные слюдяные сланцы и парагнейсы.

В Чегдомынском ксенолите фундамента, в его северной части, раннепротерозойские образования выделены под названием тастахской серии. Нижняя и средняя части серии (амбардахская и саганарская свиты, суммарная мощн. до 7000 м) сложены разнообразными гнейсами и кварцитами, а верхняя (лепиканская свита, мощн. до 1000 м) — гнейсами и кристаллическими сланцами. Породы южной части ксенолита (гуджалская серия, мощн. до 3500 м) по составу близки породам саганарской и лепиканской свит тастахской серии. Низы гуджалской серии сложены биотитовыми гнейсами с прослоями двуслюдяных гнейсов, амфиболитов, мраморов и кварцитов; в средней части разреза преобладают кварциты с прослоями слюдисто-графитистых сланцев, амфиболитов и мраморов, а верхняя часть сложена слюдяными сланцами с маломощными линзами мраморов, амфиболитов и кварцитовидных песчаников. Раннепротерозойские

образования Софийского выступа фундамента представлены в основном кристаллическими сланцами: в основании кварц-слюдяно-альбитовыми (саларинская свита, мощн. 1600 м) и альбит-кварц-слюдяными, а в верхней части разреза — эпидот-хлоритовыми сланцами и слюдистыми кварцитами (ипатинская свита, мощн. 500 м).

С перерывом и несогласием на раннепротерозойских залегают среднепротерозойские образования. На Буреинском массиве к ним относится союзненская свита (мощн. 1500—1700 м), слагающая основание Кимканского ксенолита и представленная графитовыми, графит-серицит-кварцевыми и кварц-слюдяными сланцами и мраморами. В зоне Ниланского антиклинария породы этого возраста принимают участие в строении Софийского и Кербинского выступов фундамента; в первом они залегают на раннепротерозойских, а во втором — образуют его основание. Южнее эти породы целиком слагают Сулукский выступ фундамента. На всех этих участках среднепротерозойские породы представлены кристаллическими сланцами суммарной мощностью свыше 5 тыс. м. В основании разреза залегают разнообразные сланцы: графит-серицит-кварцевые, хлоритовые, хлорит-актинолит-кварцевые и альбит-серицит-кварцевые (самырская свита, мощн. 1500—1800 м). В средней части разреза преобладают серицит- и серицит-мусковит-кварцевые и альбит-серицит-кварцевые сланцы (аныкская свита, мощн. до 2000 м). Разрез завершают эпидот-хлоритовые и эпидот-актинолитовые сланцы (ортукская свита, мощн. 1500 м).

Образования раннего и среднего протерозоя глубоко метаморфизованы и сложно дислоцированы в северо-восточном и близмеридиональном направлении. С этими породами на Малом Хингане ассоциируют складчатые амфиболиты, метагаббро, метадiorиты, габбро-амфиболиты и метадироксениты (древнехинганский геосинклинальный апогаббро-диабазовый комплекс), а также сложный древнебуреинский мигматит-гранит-плагиогранитовый комплекс. С союзненской свитой связаны месторождения графита (Союзненское) и проявления высокоглиноземистого сырья.

Образования позднего протерозоя встречаются на тех же площадях, что и среднепротерозойские, залегают они со значительным перерывом. Эти породы сложно дислоцированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В Малохинганском блоке Буреинского массива они слагают Кимканский ксенолит и представлены углисто-карбонатно-терригенными породами хинганской серии. В низах серии залегают мраморы, кварциты, филлиты, углисто-графитовые и кварц-серицитовые сланцы (дитурская свита, мощн. 1100—1200 м), в средней части преобладают сланцы: глинисто-серицитовые, кварц-хлоритовые, углисто-глинистые, филлиты и рассланцованные песчаники (игинчинская свита, мощн. 1000—1100 м), а в верхней — карбонатные породы: доломиты, известняки и магнезиты в сочетании с кремнистыми, кремнисто-серицитовыми, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами (мурандавская свита, мощн. 750—1100 м).

С углистыми породами дитурской свиты связана повышенная ванадиеносность и молибденоносность, а с мурандавской — известные на Малом Хингане месторождения магнезитов (Самарское, Биджанское, Луковское) и брусси́та (Кульдурское месторождение). С игинчинской и мурандавской свитами параллелизуются породы Мельгинского ксенолита, представленные терригенными (суларинская свита) и терригенно-карбонатными (мельгинская свита) образованиями суммарной мощностью свыше 2000 м. В Нила́нском горст-антиклинории позднепротерозойские породы участвуют в строении Софийского и Кербинского выступов фундамента, где они представлены различными сланцами: кварц-сланцевыми, эпидот-актинолит-хлоритовыми, кварц-серицит-графитовыми и глинисто-серицитовыми, а также рассланцованными песчаниками суммарной мощностью 3500 м (златоустовская и сагурская свиты). Слюдяные сланцы, кварциты, инъекционные гнейсы, хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы и рассланцованные песчаники слагают также Анюйский блок в Центральной зоне Сихотэ-Алиня.

Раннепалеозойские (раннекембрийские) образования служат заключительным звеном в строении фундамента Сихотэалинской складчатой области. На Буреинском массиве раннекембрийские породы слагают Кимканский и Мельгинский ксенолиты. В первом они представлены рудоносной и лондоковской свитами. Рудоносная свита с размывом залегает на мурандавской (поздний протерозой) и сложена разнообразными сланцами (кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, туфогенными, углистыми и др.) с прослоями известковых и доломитовых пород и пластами железных и марганцевых руд в основании. Последние образуют рудоносный горизонт мощностью от 20 до 60 м, сложенный тонкослоистыми полосчатыми магнетитовыми и гематитовыми кварцитами, а также браунитовыми, гаусманитовыми, родохрозитовыми и олигонитовыми кварцитами, залегающими под железистыми кварцитами. Лондоковская свита согласно перекрывает рудоносную и представлена карбонатными породами (в низах) и кремнистыми и глинистыми сланцами в верхах разреза; ее мощность достигает 1000 м.

В Мельгинском ксенолите кембрийские отложения представлены чергиленской свитой (возрастным аналогом рудоносной), сложенной карбонатно-терригенными, карбонатными и груботерригенными породами. Мощность свиты до 800 м. Раннекембрийские терригенно-кремнисто-вулканогенные и кремнисто-вулканогенно-терригенные формации слагают также Тайканский горст-антиклинорий (хр. Тайканский) и Тугурский горст-антиклинорий. В Тайканском горст-антиклинории эти породы имеют мощность более 8000 м (улигданская и онетокская свиты). Улигданская свита сложена разнообразными яшмами, диабазами, туфами, известняками, песчаниками и алевролитами с линзовидными залежами железных и марганцевых руд и фосфоритов. Состав вышележащей онетокской свиты близок улигданской, но с преобладанием терригенных образований. Почти аналогичен состав раннекембрийской муниканской свиты в зоне Тугур-

ского антиклинория, только она не сопровождается железо-марганцево-фосфатным оруденением и имеет мощность около 2000 м.

В послераннекембрийское время, в результате байкальской складчатости, отложения позднего протерозоя и раннего кембрия были дислоцированы в крутые складки меридионального, северо-восточного и близширотного простираания. Складчатость завершается интенсивным магматизмом, широко проявленным на Буреинском массиве (древнехинганский габбро-плагиогранитовый и биробиджанский гранитовый комплексы). Интрузивные комплексы (495—380 млн. лет) прорывают ранний кембрий и перекрываются силурийскими отложениями, развитыми за пределами рассматриваемой территории.

2. ПАЛЕОЗОЙ И МЕЗО-КАЙНОЗОЙ

На байкалидах в рассматриваемой части Приамурья залегают девонские геосинклинальные отложения. Наибольшее развитие они получили в Прихотье-Торомском грабен-синклинории. Они представлены здесь всеми отделами. Суммарная мощность девона свыше 15 тыс. м. Нижняя часть разреза синклинория, до эйфельского яруса включительно, сложена преимущественно отложениями терригенно-кремнисто-вулканогенной группы формаций мощностью свыше 8000 м (свиты: Мыса Радужного, Мыса Топазного, озерная свита, свита Мыса Горбатого). От верхов эйфельского и до фаменского яруса включительно в составе формаций резко возрастает роль терригенных пород. В этой части разреза мощностью около 8000 м преобладают песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты и брекчии; карбонатные, вулканогенные и кремнистые породы образуют лишь отдельные пачки, прослои и линзы (боковиковская, омокойская, большеомокойская и др. свиты). Предположительно девонские геосинклинальные отложения терригенно-кремнистого и карбонатно-терригенного состава встречаются в Сомнинском приразломном поднятии Амгунского синклинория.

Девонские отложения юго-западной части Сихотэалинской складчатой области резко отличны от охарактеризованных. Они представлены только нижним и средним отделами и имеют меньшую мощность (2800 м). Отличаются преимущественно карбонатно-терригенным составом и выполняют наложенные прогибы или фрагменты этих прогибов на восточной окраине Буреинского массива. Так, осадки, выполняющие Урмийский наложенный прогиб, залегают на размытой поверхности протерозойских и раннепалеозойских образований и представлены терригенными и груботерригенными породами в основании (пачанская свита, мощн. 1400 м) и перекрывающими их известково-терригенными отложениями мощностью до 1400 м (ниранская свита). Близкие по составу породы в сочетании с туфогенными и эффузивными образованиями мощностью от 1000 до 2000 м сохранились и западнее, на площадях Мельгинского и Кимканского ксенолитов кровли гранитов Буреинского массива.

Аналогичные по типу и возрасту осадки характеризуют девон Ниланского антиклинория (сивакская свита, мощн. 1400 м), разделяющего рассматриваемую часть Сихотэалинской складчатой области на две части: Северную (или Прихотскую) и Южную.

Каменноугольные отложения известны в тех же районах, что и девонские, на которых они залегают без видимого несогласия. Однако они больше развиты в южной части характеризваемой области, а места их накопления несколько смещены к востоку по отношению к девонским. На севере области, в Тугурском грабен-синклинории, каменноугольные отложения представлены в основном нижним отделом и только отчасти низами намюрского яруса. Они образуют непрерывный разрез преимущественно терригенных отложений мощностью до 5900 м. В основании разреза залегают кремне-песчаники, алевролиты, кремнистые породы и туфы мощностью до 1500 м (чичакинская свита), а иногда терригенно-кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-терригенными (ламская и феклистовская свиты); их перекрывают аналогичные породы тевагинской свиты мощностью до 2000 м. Для обеих свит характерно присутствие прослоев и линз кремнистых пород, вулканитов и известняков. Разрез завершают кремнисто- и углито-терригенные и карбонатные породы мощностью до 2400 м (утанская свита). В Ниланском горст-антиклинории раннекаменноугольные отложения залегают на размытой поверхности девонских. Они слагают разрез мощностью свыше 2000 м, сложенный терригенно-вулканогенными (берендинская свита) и вулканогенно-терригенными (крестовая свита) отложениями, содержащими линзы известняков.

В южной части области каменноугольные отложения развиты в Баджалском, Хабаровском и Центральном-Сихотэалинском антиклинориях. В Баджалском антиклинории представлены все отделы карбона. Залегающие в основании грубо терригенные и известково-терригенные образования мощностью 1200 м перекрываются аналогичными породами иолинской свиты (мощн. до 1400 м). Разрез венчают спилит-кремнисто-терригенные породы улунской свиты мощностью до 1700 м, сопровождающиеся линзами известняков.

В строении Хабаровского и Центрального-Сихотэалинского антиклинориев принимают участие лишь средне- и позднекаменноугольные отложения. В первом они представлены воронежской свитой позднекаменноугольных пород кремнисто-вулканогенно-терригенного состава, включающих пачки и линзы известняков (мощн. свиты до 2500 м), а во втором — средним и верхним отделами. Основание каменноугольного разреза Центрально-Сихотэалинского антиклинория слагают спилит-диабаз-кремнистые породы мощностью до 2000 м, а его верхняя часть представлена джокемийской свитой терригенно-вулканогенных отложений, достигающих той же мощности. Аналогичный по составу разрез каменноугольных отложений характерен и для бикинской части этого антиклинория, однако со значительно большей мощностью (более 8000 м).

Пермские образования развиты большей частью в южных

районах Сихотэалинской складчатой области — в Баджалском, Хабаровском и Центрально-Сихотэалинском антиклинориях и в Урмийском наложенном (передовом) прогибе.

В Баджалском, Хабаровском и, вероятно, в Центрально-Сихотэалинском антиклинориях пермские образования наращивают разрез каменноугольных отложений и представлены обоими отделами. Верхний отдел перми в Баджалском и Центрально-Сихотэалинском антиклинориях, в отличие от Хабаровского, залегает на нижнем, возможно, с размывом. В связи с позднегерцинскими движениями его осадки выполняют инверсионные впадины и представлены регрессивными фациями.

В Баджалском антиклинории нижний отдел перми в основании представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами мощностью до 1600 м, с линзами известняков, диабазов и спилитов (ярапская свита); средняя часть разреза состоит из типично геосинклинальных терригенно-кремнисто-вулканогенных образований с известняками мощностью до 1300 м (утанакская свита), а в верхней преобладают окремненные алевролиты и песчаники с линзами диабазов, спилитов и известняков мощностью до 1800 м (джакунская свита).

Верхний отдел перми в этом антиклинории развит слабо, и, по В. И. Сухову (1963 г.) и Н. Г. Осипову (1968 г.), спорадические, нередко приразломные участки сложены терригенными и груботерригенными осадками мощностью до 500—700 м. Подчеркнуто терригенный и груботерригенный характер позднепермских осадков Баджалского антиклинория свидетельствует о регрессивных условиях их накопления. Это связано с тем, что в позднепермское и ранне-среднетриасовое время (а может быть и в позднем триасе), в связи со складчатостью и формированием антиклинальных поднятий (в том числе Баджалского), формировались внутренние и передовые молассовые впадины. Такой передовой впадиной является Урмийская, наследовавшая зону Куканского разлома на восточной окраине Буреинского массива. Позднепермские молассовые осадки впадины представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, туффитами, известняками. Они залегают на протерозойских, раннепалеозойских и девонских отложениях и объединяются в три свиты: унгунскую, бабстовскую и середухинскую суммарной мощностью 1650 м.

В Хабаровском антиклинории пермские отложения представлены также обоими отделами, слагающими непрерывный разрез мощностью до 6500 м. Они залегают без видимого несогласия на позднекаменноугольных породах воронежской свиты. В основании залегает толща вулканогенно-кремнисто-терригенных пород мощностью свыше 1000 м; выше следуют породы хабаровской свиты терригенно-вулканогенно-кремнистого состава с линзами известняков (мощн. до 2500 м), еще выше — мощная (более 3000 м) вантанская свита пород, сложенная в нижней части кремнисто-спилит-диабазовыми (1800 м), а в верхней — известково-терригенно-кремнистыми породами (1500 м).

Аналогичный разрез имеют пермские отложения и в Центрально-Сихотэалинском антиклинории. Характер их основания пока неясен. Возможно, они подстилаются каменноугольными отложениями, которые в приморской части антиклинории представлены удековской и самаркинской свитами, сложенными терригенными и вулканогенно-терригенными породами. В основании разреза перми Центрально-Сихотэалинского антиклинория залегают вулканогенно-кремнисто-терригенные образования мощностью 1500 м (ходийская свита), с разрывом перекрытые позднепермскими известково-терригенными молассоидами кафенской свиты мощностью до 2500 м, выполняющими инверсионные впадины. Допозднепермские образования Центрально-Сихотэалинского антиклинория сопровождаются межпластовыми залежами габбро-диабазов и гипербазитов.

Позднепалеозойские осадочные формации в значительной мере дислоцированы. Раннепермские, как и подстилающие их каменноугольные, отложения сложены в узкие линейные складки северо-восточного простирания, усложненные складчатостью более высоких порядков. С позднепалеозойской складчатостью связаны значительные проявления гранитоидного магматизма, завершившегося в предпозднетриасовую эпоху. Характерно, что в позднепалеозойских складчатых зонах — Баджальском, Центрально-Сихотэалинском и др. антиклинориях — проявления этого магматизма развиты слабо или вовсе отсутствуют. Они локализируются в лучшем случае в зонах сочленения их с ранее консолидированными структурами. Основная масса интрузивов, подобно ранне- и среднепалеозойским, локализована опять-таки в пределах Буреинского массива. Сюда относится куканский диорит-гранодиоритовый комплекс, локализованный вдоль восточного края Буреинской глыбы, а также комплексы: тирмо-буреинский гранодиорит-гранитовый, алтаhtинский комплекс щелочных гранитов и сиенитов и харинский лейкократово-гранитовый. Все они прорывают девонские, каменноугольные и пермские отложения и перекрываются верхнетриасовыми и юрскими. Судя по данным абсолютного возраста (283—185 млн. лет), их формирование происходило на протяжении значительной части перми и триаса.

Образования мезозойской группы представлены мощным комплексом терригенных, кремнисто-терригенных, отчасти вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций триаса, юры и мела. В строении Сихотэалинской геосинклинально-складчатой области они играют решающую роль. Триасовые отложения широко развиты в северной части области — на Тайканском горст-антиклинории, в Торомском грабен-синклинории и Селиткано-Торомском наложенном прогибе и особенно в южных районах — в Ниланском и Баджальском антиклинориях, В Амгунском синклинории, отчасти на Буреинском массиве и на других участках.

Установлено подавляющее развитие образований верхнего отдела триаса. Ранне- и среднетриасовые морские отложения известны только в Урмийском наложенном прогибе, где они с небольшим разрывом залегают на позднепермских и представлены в основном грубо-

терригенными породами мощностью свыше 2000 м; на Буреинском массиве, Баджалском и Центрально-Сихотэалинском антиклинориях им синхронны субаэральные вулканогенные образования (порфиры, кварцевые порфиры, туфы, туффиты, туфопесчаники) небольшой мощности (от 200 до 800 м).

Следует отметить, что начавшееся в поздней перми инверсионное развитие Баджалского позднепалеозойского прогиба продолжалось и в течение раннего и позднего триаса. Поэтому позднепермские, ранне- и позднетриасовые отложения, будучи близкими по условиям формирования, оказываются нередко трудно различимыми и по составу, как, например, на хр. Б. Чурки — южной части Урмийского наложенного прогиба (В. В. Бобылев, 1962 г.). В этой связи интересны флишеидные терригенные образования северного крыла Ниланского антиклинория — токурская, экимчанская и амнуская свиты, относимые к позднему протерозою. Они выполняют прогиб, по форме и составу пород близкий Дукинскому (южному) крылу того же антиклинория, отделенного от северного осевой зоной антиклинория, сложенной палеозойскими породами. Преимущественно терригенный состав и слабая дислоцированность этих пород, наличие обугленных растительных остатков флоры и залегание на сагурской свите позволяют относить эти образования к позднепермско-триасовым.

Типично геосинклинальные формации позднего триаса имеются только в южной части Сихотэалинской складчатой области. На остальных ее участках эти осадки имеют небольшую мощность и преимущественно терригенный состав. Так, в Торомском грабен-синклинории, Селиткано-Торомском и Буреинском наложенных прогибах отложения позднего триаса имеют мощность соответственно 1900, 1000 и 700 м и представлены терригенными и известково-терригенными породами. Терригенные и груботерригенные породы этого возраста имеются и в Тайканском горст-антиклинории.

Наиболее мощные отложения позднего триаса, представленные геосинклинальным типом формаций мощностью 6000 м и более, установлены на крыльях Ниланского антиклинория и в Амгунском синклинории. Нижняя часть их разреза сложена преимущественно груботерригенными породами (конгломератами, гравелитами, песчаниками) мощностью до 2400 м (мерекская свита), в средней части преобладают вулканогенно-терригенные и терригенно-вулканогенные образования мощностью до 1800 м (маганская свита), а в верхах преобладают терригенные породы — песчано-алевролитовые с элементами флишеидного переслаивания мощностью до 2000 м (уссомахская свита). Сравнительно мощные (до 7000 м) терригенные и груботерригенные осадки позднего триаса с туфами, кремнистыми породами, диабазами и спилитами выполняют приразломные впадины в Баджалском антиклинории.

В Западно- и Восточно-Сихотэалинской синклинорных зонах позднетриасовые геосинклинальные отложения тесно связаны с раннеюрскими и представлены терригенно-вулканогенными и

вулканогенно-терригенно-кремнистыми с известняками формациями мощностью до 2000 м (краснореченская и джаурская свиты). Аналогичные геосинклинальные образования мощностью до 5000 м обнажаются в приразломных поднятиях Амгунского и Горинского синклинориев (киселевская свита и др.).

Отложения юрской системы на территории Сихотэалинской складчатой области, в двух главнейших ее синклинорных зонах — Амгунской и Горинской, — образуют толщи геосинклинальных осадков мощностью свыше 10 тыс. м. Самое мощное морское осадконакопление в этих зонах приходится на ранне- и среднеюрское время. Из них 2000 м терригенных образований, залегающих на позднепалеозойских и поздне триасовых породах, относятся к ранней юре (будюрская свита); средний отдел представлен терригенными и вулканогенно-кремнисто-терригенными осадками хурбинской и улыбинской свит мощностью в Горинском синклинории свыше 3000 м, а в Амгунском — около 6000 м. В верхнем отделе преобладают песчанико-алевролитосланцевые флишеидные породы с известняками и кремнистыми образованиями, а также груботерригенные осадки — гравелиты, конгломераты и седиментационные брекчии общей мощностью, возрастающей в сторону Горинского синклинория, от 2700 до 3800 м (силинская и падалинская свиты).

Менее представительны разрезы юры в Западно- и Восточно-Сихотэалинских синклинориях. В первом установлена преимущественно средняя юра (хунгарийская свита), сложенная глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами мощностью около 1000 м, а в Восточно-Сихотэалинском — все три отдела, однако мощностью не более 5000 м. В основании залегает джаурская (триасово-юрская) свита терригенно-вулканогенно-кремнистых пород мощностью до 2000 м, а выше — также хунгарийская свита, однако почти в два раза мощнее, чем в Западно-Сихотэалинской зоне, и, кроме того, с наличием флишеидно переслаивающихся песчаников и алевролитов. Разрез завершают позднеюрские терригенные и кремнисто-терригенные породы с флишеидными переслаиванием песчаников и алевролитов, наличием известняков, туфов и диабазов; мощность этих образований достигает 2000 м.

К западу и северо-западу от главнейших синклинорных зон Сихотэалинской области, на восточной окраине Буреинского массива и в Приохотье юрские отложения выполняют наложенные прогибы — Буреинский и Селиткано-Торомский. В строении этих прогибов принимают участие все отделы юры. Мощность осадков, выполняющих Буреинский прогиб, свыше 6000 м; состав довольно однообразен, преимущественно терригенный и груботерригенный — преобладают песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты (умальтинская, эпиканская, чаганыйская свиты). В верхах разреза появляются туфы, туффиты и каменные угли (талынжанская свита). В целом аналогичного же типа осадки выполняют и Селиткано-Торомский прогиб, однако мощность их значительно меньше — не превышает 3900 м; в разрезе отсутствуют туфогенные образования и угли.

В формационном характере осадков Амгунского и Горинского синклиналиев можно отметить существенную закономерность; осадки этих прогибов закономерно изменяются от терригенных, слагающих низы разреза (будюрская свита), до кремнисто-терригенных и вулканогенно-терригенных в средней части (хурбинская и ульбинская свиты); выше, начиная с силинской свиты, отложения заметно грубеют и нередко приобретают флишеидный характер. Таким образом, уже в поздней юре намечается дифференциация мезозойских прогибов. Это явление синхронизируется с юрско-меловой складчатостью.

Нечто подобное намечается и в Восточно-Сихотэалинском синклинории. Здесь отложения среднего и особенно позднего отделов юры преимущественно терригенные с ритмичным чередованием алевролитов и песчаников. И только в верхах поздней юры среди песчаников и алевролитов иногда присутствуют прослой кремнистых пород, диабазов, туфов и известняков, свидетельствующие, по-видимому, о первых симптомах предорогенного вулканизма. Смена тектонического режима в предверхнеюрское время намечается и в приморской части Сихотэалинской области, например в Нижнебикинской (З. В. Сидоренко, 1951, г., К. М. Худолей, 1955 г.) и в Верхнебикинской (Э. П. Изох, А. И. Савченко, 1956 г.) зонах, где позднеюрские отложения с угловым несогласием залегают на среднеюрских.

Частичная инверсия юрских прогибов, наметившаяся уже в предкемловейский век, обусловила заметное смещение областей мелового осадконакопления к западу и востоку от юрских прогибов — Горинского и Амгунского. При этом в восточных прогибах сохранился геосинклинальный режим, тогда как западные прогибы эту стадию прошли в поздней юре, а в раннем мелу переживали мелководный пресноводно-континентальный режим осадконакопления. И в тех и в других м е л о в ы е отложения представлены обоими отделами. Характерная особенность меловых отложений Сихотэалинской складчатой области — отсутствие или очень слабое развитие карбонатных и кремнистых пород и преобладание терригенных и вулканогенных образований.

В восточных районах меловые геосинклинальные отложения локализовались в трех прогибах-синклинориях: Горинском, Западно- и Восточно-Сихотэалинском. Геосинклинальные условия осадконакопления сохранились в этих прогибах до валанжина включительно. Эти отложения представлены преимущественно терригенными песчано-алевролитовыми флишеидно переслаивающимися образованиями с конгломератами, гравелитами, седиментационными брекчиями и спорадическими линзами диабазов, кремней и известняков общей мощностью до 4500 м (горюнская, пионерская, пиванская свиты). В целом состав этих пород близок позднеюрским, разрез которых они наращивают без видимого несогласия. На валанжинских флишеидах этих прогибов с угловым несогласием залегают баррем-альбские и сеноманские морские образования (уктурская и ларгасинская свиты) терригенного и груботерригенного состава с ритмичным

чередованием песчаников и алевролитов и большей ролью вулканогенных образований — порфиритов, диабазов, туфов и туффитов, туфо-песчаников и туфоалевролитов, а иногда кремнистых и карбонатных пород. Их мощность варьирует от 4000 м в Горинском до 5000 м в Восточно-Сихотэалинском синклинии.

Близки сеноманским и туронским груботерригенные образования, но они отличаются угленосностью и еще более повышенной ролью вулканогенного материала, в том числе субаэрального происхождения (удоминская свита). В верхах удоминской свиты горизонты вулканитов среднего состава достигают иногда несколько сотен метров мощности (андезитовые порфириды, андезито-базальты, порфириды, в меньшей мере дацитовые порфириды и их туфы). Мощность всей свиты изменяется от 800 м в Восточно-Сихотэалинском синклинии до 1600 и 2000 м в Западно-Сихотэалинском и Горинском.

В Горинском, Западно- и Восточно-Сихотэалинском синклинариях разрез меловых отложений венчается раннесеномскими вулканитами больбинской свиты мощностью 1000—1700 м. Последняя сложена грубообломочными туфогенно-осадочными породами, туфами и порфиридами. На больбинской (в Западно-Сихотэалинском синклинии) залегает татаркинская свита кислых эффузивов мощностью до 700 м, местами перекрываемая конгломератами, туфоконгломератами и песчаниками свиты кандахэ. Аналогичное строение меловых образований отмечается и в краевых зонах Центрально-Сихотэалинского антиклинария. Таким образом, последовательное возрастание роли вулканогенных образований от турона (уктурская свита) до сенона, причем от незначительной примеси туфогенного материала в осадочных формациях до осадочно-вулканогенных образований и субаэральных вулканогенных покровов, является характерной чертой развития меловых прогибов Сихотэалинской складчатой области.

Наземные вулканогенные образования не ограничиваются рамками охарактеризованных синклинориев. Они широко распространены на сопредельных геоантиклинальных структурах, особенно к западу, и образуют многочисленные наложенные вулканогенные зоны и небольшие покровы (см. рис. 1). Наряду с этим, в западной части Сихотэалинской области в мелу продолжали развитие седиментогенные наложенные прогибы — Селиткано-Торомский и Буреинский. Селиткано-Торомский прогиб завершил свое развитие доальбской груботерригенной толщей осадков мощностью до 2000 м, а Буреинский сложен угленосной толщей терригенных и груботерригенных образований с примесью туфогенного материала сеномана мощностью около 3000 м (ургальская, чегдомынская, чемчукинская и др. свиты). Разрез Буреинского прогиба завершается слабо литифицированными отложениями цагайской свиты — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, песками, глинами и галечниками мощностью около 200—250 м.

Многочисленные и разновеликие вулканогенные зоны Сихотэалинской складчатой области также в той или иной мере являются

наложенными. В западной части области их формирование происходило на протерозойском и палеозойском, отчасти мезозойском (домеловом), складчатом основании, в интервале времени от готерива до первой половины сенона включительно. Зоны же меловых вулканитов восточной части области, начиная с Западно-Сихотэалинской, сформированы на меловом (ранне- и позднемеловом) складчатом основании в течение верхнего сенона и дания (с продолжением формирования и в кайнозое).

Таким образом, если первые более четко проявляют наложенную природу, то вторые в возрастном и, как отмечено выше, вещественном отношении тесно связаны со своим основанием и представляются закономерными продуктами эволюции меловых геосинклинальных прогибов на конечных этапах их развития. За редким исключением низы разрезов вулканогенных образований представлены породами среднего состава, а в верхних частях они сменяются образованиями. Наиболее крупные и типичные представители наложенных вулканогенных структур — Хингано-Олонойская и Баджальская зоны.

Нижняя часть разреза вулканитов Хингано-Олонойской зоны, залегающих на кембрийских и докембрийских, отчасти средне- и позднепалеозойских породах, представлена лавами и туфами среднего состава (станолирская свита) и вулканогенно-осадочными угленосными отложениями (каменушинская свита) мощностью до 1000 м. Выше следует комплекс кислых вулканитов солонечной и обманийской свит суммарной мощностью около 1600 м, в нижней части сопровождаемых туфогенно-осадочными угленосными отложениями бирской свиты. На них залегают небольшой мощности туфогенные конгломераты, песчаники и гравелиты кундурской свиты (сеноман — турон), которые подстилают сенонский липаритовый комплекс богучанской свиты мощностью до 300 м.

Аналогичный разрез имеют и меловые эффузивы Баджальской зоны. Внизу они представлены андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами и туфами мощностью до 800 м (станолирская свита), на которых залегают кислые лавы солонечной свиты сопровождаемые обильными туфогенными и туфогенно-осадочными слабо угленосными образованиями мощностью до 500 м. Последние накапливались в течение альбского века и сопровождали излияние андезитовых лав в сеномане и большей части турона. С конца турона и до первой половины сенона включительно в Баджальской зоне образовалась мощная толща кислых и средних эффузивов — порфиритов и андезитов, деленитов, дацитов, липарито-дацитов и липаритов мощностью свыше 2500 м. Общая мощность вулканогенных образований Баджальской зоны составляет около 4000 м.

Сопоставляя объемы эффузивных и туфогенно-осадочных образований в разрезах обеих зон, можно заметить, что в Хингано-Олонойской зоне подавляющий объем эффузивных образований располагается в нижней (баррем-аптской) части разреза, а в Баджальской, наоборот, в основании залегает незначительная по мощности толща средних и кислых эффузивов, а верхнюю часть разреза, от верхов

турона до нижней половины сенона включительно, слагает мощный эффузивный покров. Таким образом, в Хингано-Олонойской зоне максимум эффузивной деятельности падает на баррем — апт, восточнее, в Баджалской зоне, этот максимум приходится на турон — сенон, что подтверждает характерную для Приамурья тенденцию, заключающуюся в последовательном временном смещении к востоку активных геологических процессов.

В Прибрежной вулканогенной зоне вулканические процессы проявляют еще большее смещение как в пространстве, так и во времени. Начало вулканической деятельности в Прибрежной зоне, как и в Западно-Сихотэалинской, относится ко второй половине сенона и продолжается в дании и в палеоцене. В основании эффузивного разреза располагаются средние эффузивы и их туфы, относимые к амутской свите, мощностью от 500 м в Западно-Сихотэалинской зоне до 1700 м в Прибрежной зоне. На них залегают кислые эффузивы и туфы татаркинской свиты мощностью от 700 до 1000 м, перекрываемые туфогенно-осадочными грубообломочными образованиями мощностью от 600 м в Западно-Сихотэалинской зоне (свита кандахэ) до 700 м в Прибрежной (маломихайловская свита).

Среди более мелких вулканогенных зон заслуживают упоминания Эвурская и Комсомольская, расположенные примерно на половине расстояния между охарактеризованными зонами западной и восточной частей Сихотэалинской складчатой области. Их своеобразие заключается в обратном по сравнению с большинством зон расположении средних и кислых эффузивов в разрезе: внизу располагаются кислые лавы и сопровождающие их туфогенные и туфогенно-осадочные образования (холдоминская свита), а выше — средние (амутская свита). При этом характерно, что кислая часть разреза в возрастном отношении (готерив — баррем) соответствует кислым же эффузивам низов разреза Хингано-Олонойской зоны (станолйрская и солонечная свиты), а верхняя — средним эффузивам болбинской свиты, соответствующей низам разреза вулканитов, слагающих Западно- и Восточно-Сихотэалинскую вулканогенные зоны.

Наметившаяся в предкелловее дифференциация юрских прогибов завершилась в барреме существенной сменой тектонических условий в Сихотэалинской области и дислокациями добарремских отложений. Последнее предопределило и некоторую перестройку структурного плана баррем-альбских и сеноман-сенонских отложений. Мощный комплекс осадков от позднего триаса до валанжина подвергся складчатости; породы дислоцированы в линейные, часто изоклинальные складки северо-восточного простирания с падением крыльев 60—75°. С этой складчатостью связан гранитоидный магматизм, проявления которого наиболее интенсивны в районах западной окраины Сихотэалинской складчатой области в активизированной зоне Буреинского массива (хингано-олонойский, бутакано-чуркинский и др. комплексы), а также в Центральной зоне Схотэ-Алиня (хунгарийский и алчанский комплексы).

Баррем-альбские и сеноман-раннесенонские осадки дислоциро-

ваны раннесенонской фазой складчатости. С этой фазой связано замыкание позднемеловых прогибов и прекращение морского осадконакопления в Сихотэалинской области. Породы сложены в линейные складки северо-восточного направления, но с более пологими крыльями ($25-40^\circ$) по сравнению с юрско-раннемеловыми отложениями. Позднемеловой фазе складчатости синхронен нижнеамурский золотоносный гранитоидный комплекс, выделенный и описанный В. В. Руссом, Э. П. Изохом и др. С замыканием раннесенонских прогибов в Сихотэалинской области наступила позднеорогенная стадия развития, характеризующаяся усилением тектонических движений, интенсивным разломообразованием, блоково-глыбовыми перемещениями, формированием межгорных впадин, молассовым осадконакоплением и еще более активными проявлениями позднемелового, продолжавшегося и в палеоцене, гранитоидного магматизма (мяочанский, эопский, бачелазский, верхнеудоминский и др. комплексы).

Важная особенность этого магматизма — вулканоплутонический характер и высокая рудоносность. Формы проявления интрузивных комплексов преимущественно трещинные. Это гарнолитоподобные и лакколитообразные тела, нередко многостажные, с пологой кровлей и небольшой глубиной формирования. Наряду с преобладанием кислых пород в составе комплексов присутствуют средние и основные. Их формирование начинается основными и завершается кислыми и ультракислыми породами. В эффузивных фациях преобладают андезиты и риолиты, а в интрузивных — граниты и гранодиориты.

Позднемеловая магматическая деятельность проявилась на большей части территории и распространилась далеко за пределы синхронных ей седиментогенно-складчатых зон, охватив обширные области структур более ранней консолидации, в том числе и восточную окраину Буреинского массива. Вместе с тем, заметно отчетливое тяготение магматических проявлений к крупным зонам разломов, разделяющих складчатые структуры различного возраста, обусловило формирование крупных магматических (и рудоносных) поясов.

Интенсивное разломообразование и дифференцированные блоковые перемещения, усилившиеся в кайнозое, обусловили формирование депрессионных погружений и впадин, выполняемых континентальными осадочными и туфогенно-осадочными, нередко угленосными, осадками, а также относительных поднятий, на которых формировались в основном субаэральные вулканоплутонические комплексы.

Палеогеновые отложения залегают на позднемеловых местах согласно, местами с угловым несогласием (в некоторых случаях соотношение их с мелом установить не удастся). Это свидетельствует о резкой дифференциации тектонических движений даже на сравнительно небольших участках территории (блоках), где имели место движения различного знака. Палеоценовые образования широко развиты в Эвурской, Западно-Сихотэалинской и Прибрежной вулканических зонах. Они представлены андезитами,

дацитами и пирокластами самаргинской свиты мощностью до 1500 м и вышележащими липаритами богопольской свиты мощностью до 800 м. Им соответствует их интрузивный аналог — верхнеудоминский комплекс, представленный слабо эродированными гипабиссальными и близповерхностными телами гранитоидов. В этих же зонах на палеоценовом комплексе вулканогенных и интрузивных образований с перерывом залегают эоценовые андезито-базальты и базальты кузнецовской свиты и их пирокласты мощностью от 400 до 650 м.

В Среднеамурской депрессии палеоценовым и эоценовым образованиям соответствуют рыхлые озерно-аллювиальные угленосные отложения чернореченской свиты, представленные глинами, бурыми углями, песками, галечниками и мергелями мощностью до 1000 м. В олигоцене резко дифференцированные блоковые движения, по-видимому, еще более усилились. На участках воздыманий основные лавы кузнецовской свиты сменяются липарито- и трахидацитовыми и андезито-дацитовыми лавами и пирокластами колчанской и кхунцинской свит, параллельно с которыми в межгорных впадинах формируются вулканогенно-терригенная и терригенная угленосные молассы (налевская свита) мощностью не более 300 м. В Среднеамурской депрессии в это время отлагаются глины, туфоалевролиты и туфодиазомиты мощностью около 200 м (биروفельдская свита), а их аналоги, с трепелами и диатомитами, слагают основание разреза Чля-Орельской впадины.

Интрузивным аналогом позднепалеогеновых эффузивов являются субщелочные гранитоиды, выходы которых в Прибрежной зоне трассируют крупную близмеридиональную зону позднепалеогенового разлома.

Вместе они образуют прибрежный субщелочной вулканоплутонический комплекс, несущий разнообразную эпитермальную минерализацию.

Неогеновые вулканические и особенно осадочные образования по сравнению с палеогеновыми имеют большее площадное распространение, вплоть до области Буреинского массива. Миоценовые базальты и андезито-базальты кизинской свиты, в сочетании с глинами, туфами, галечниками и лигнитами, образуют многослойные покровные образования, венчающие строение Прибрежной, Западно-Сихотэалинской и Эвурской вулканических зон; в Ульбанской и Комсомольской зонах они перекрывают меловые образования. Мощность эффузивов в направлении к востоку заметно возрастает и в Прибрежной зоне достигает максимум 800 м. Им изохронны пресноводно-континентальные слабо сцементированные и рыхлые осадочные и туфогенно-осадочные угленосные образования депрессионных погружений и впадин (Среднеамурской, Чля-Орельской, Удиль-Кизинской, Верхнеамгунской, Тугуро-Нимеленской и др.) мощностью до 500 м (ушумунская свита, Среднеамурская депрессия) и 1000 м (биранжинская свита, Тугуро-Нимеленская впадина). В составе осадков: конгломераты, песчаники, аргиллиты, пески,

глины, туфы, туффиты, лигниты, бурые угли, прослои и линзы базальтов кизинской свиты.

Плиоцен-раннеантропогенный комплекс образований распространен почти повсеместно. В нижней части представлен рыхлыми терригенными осадками высоких террас мощностью до 100 м (андохинская свита), а в верхней — трахибазальтами кизинской и оливиновыми базальтами и долеритами совгаванской свит, мощность которых в Среднеамурской депрессии, Западно-Сихотэ-алинской, Комсомольской и Баджалской вулканических зонах достигает 300 м, а в Прибрежной 500 м. По сравнению с миоценовыми эти базальты имеют значительно большее площадное распространение. Они образуют обширные лавовые плато, занимающие повышенные участки выровненных поверхностей и бронирующие погребенный рельеф.

Средний отдел антропогенной системы характеризуется аллювиальными песчано-галечниковыми и глинистыми отложениями Среднеамурской депрессии и 10—15-метровых террас. В бассейне р. Тором и на Шантарских островах четвертичные отложения представлены нерасчлененными отложениями нижнего, среднего и верхнего отделов, озерно-аллювиальными и аллювиальными песчано-галечниковыми, глинистыми и суглинистыми осадками, слагающими 35—40- и 10—30-метровые террасы. Верхний отдел системы широко представлен аллювиальными отложениями крупных рек (10—15-метровые террасы), аллювиально-делювиальными отложениями мощностью до 15—28 м и ледниковыми моренами в трогах и цирках хребтов Эзоп, Дусе-Алинь и Баджал.

В Удыль-Кизинской, Верхнеамурской и других впадинах и в долинах крупных рек нерасчлененные отложения верхнего и современного отделов сложены аллювием низких террас, современными делювиально-гравитационными отложениями склонов и аллювиально-озерными образованиями первой террасы мощностью до 15 м. Современный отдел представлен галечниками, гравием, песками, глинами, суглинками и торфами мощностью до 10—15, реже 20—30 м, слагающими поймы и надпойменные террасы высотой 3,5—5 м, а также отложения вдоль русел рек и в областях развития болот.

Глава IV

МАГМАТИЗМ

1. ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Материалы многолетних геологических съемок и формационный анализ геологических разрезов разновозрастных складчатых образований (И. А. Плотников и С. Ф. Усенок и др., 1967 г.), позволяют выделить в геологическом развитии Сихотэалинской подвижной области два тектоно-магматических цикла: палеозойский (девон — средний триас) и мезо-кайнозойский (поздний триас — кайнозой). В границах циклов, с некоторой долей условности, представляется возможным наметить стадии геологического развития области. В частности, намечаются: ранняя стадия, характеризующаяся прогрессирующим погружением; инверсионная, или промежуточная, соответствующая времени перехода от преобладающего погружения к воздыманию; орогенная стадия, т. е. стадия горообразования, и посторогенная, или постконсолидационная — стадия денудации горно-складчатых сооружений и формирования покровов. Эти стадии в принципе вписываются в схему развития тектонического цикла по В. Е. Хаину (1964 г.).

Каждой стадии соответствует определенный набор осадочных и в той или иной мере магматических формаций. В этом отношении более показателен мезо-кайнозойский, наиболее полно документированный цикл развития Сихотэалинской подвижной области. Труднее поддаются расшифровке стадии развития палеозойского цикла, особенно на орогенном этапе его развития. Имеющийся материал позволяет условно выделить в палеозойском цикле три стадии (табл. 1). Ранняя его стадия завершилась в нижнепермское время. Ей соответствуют типичные геосинклинальные формации с кремнями, яшмами, диабазами и спилитами, развитые в Ниланском, Баджальском, Хабаровском и Центрально-Сихотэалинском антиклинориях, а также в Торомском грабен-синклинории. В Центрально-Сихотэалинском антиклинории, в бассейне рек Хор и Бикин, в эту стадию формировались доверхнепермские гипербазиты и габбро-диабазы.

**Стадии развития палеозойского тектоно-магматического цикла
Сихотэалинской складчатой области**

Стадии развития	Формации		
	осадочные и осадочно-вулканогенные	вулканогенные	интрузивные
I. Ранняя (стадия начального погружения) (Д—Р ₁)	Терригенная и кремнисто-терригенная с линзами известняков, диабазов, спилитов, кремней (свиты мыса Радужного, феоклистовская, ярапская, улунская и др.)	Яшмово- и кремнисто-диабазоспилитовая (джокемийская, утанакская свиты)	Габбро-диабазовая и дунит-гарпбургитовая (сихотэалинский комплекс)
II. Инверсионная (предорогенная) (Р ₂)	Песчано-алевролитовая и глинисто-сланцевая с линзами диабазов и известняков (джиакунская и кафенская свиты), терригенная (унгунская, бабстовская, середукинская свиты)	Андезито-дацитовая (эффузивы басс. рек Катэн, Умальты и Сыпчуги)	Диорит-гранодиоритовая и плагиогранитовая (катэнский и куанский комплексы)
III. Орогенная (Т ₁ —Т ₂)	Терригенная и груботерригенная	Порфириды, кварцевые и диабазовые порфириды	Гранодиорит-гранитовая, граносиенитовая и лейкократово-гранитовая (тырмо-буреинский, алтахтинский и харинский комплексы)

В предверхнепермское время возрастает роль терригенных и карбонатно-терригенных формаций (джиакунская свита), а в верхней перми терригенные и груботерригенные осадки занимают господствующее положение в разрезах почти всех позднепалеозойских прогибов. Это позволяет говорить об инверсии палеозойских геосинклинальных прогибов и молассоидном осадконакоплении в передовых прогибах типа Урмийского, которые, скатываясь в область структур обрамления, расширяют площади молассоидного осадконакопления в поздней перми и последующих за ней периодах.

Магматическая (эффузивная и интрузивная) деятельность, синхронная инверсии палеозойских прогибов, представлена диорит-гранодиорит-плагиогранитовыми интрузиями (куанский комплекс), локализованными вдоль западной окраины Сихотэалинской области на границе ее с Буреинским массивом в форме небольших тел и

штоков. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют девонские и каменноугольные отложения, галька этих пород присутствует в позднепермских отложениях. Интрузивы этого комплекса сопровождаются золотой, молибденовой и вольфрамовой непромышленной минерализацией.

Аналогичные гранитоиды установлены в Центральном-Сихотэалинском антиклинории (катэнский комплекс). Соответствующие инверсии эффузивы представлены андезито-дацитами в бассейне рек Умалты, Сынчуги и Катэна. Наступившая затем стадия орогенного развития позднегерцинских структур продолжалась и в раннем мезозое. В частности, на северном крыле Ниланского антиклинория, в западной части Баджальского и других местах, в раннем и среднем триасе продолжали формироваться передовые прогибы. Времени формирования этих структур соответствует мощное проявление гранитоидного магматизма (тырмо-буреинский, харинский, алтахтинский комплексы), целиком локализовавшегося в пределах Буреинского массива.

Тырмо-буреинский гранодиорит-гранитовый комплекс образует крупные батолиты и штоки площадью до 1000 км², вытянутые параллельно восточному краю массива. Его породы прорывают каменноугольные и раннепермские отложения и присутствуют в гальке поздней перми и триаса; прорываются интрузиями харинского и алтахтинского комплексов и перекрываются юрскими образованиями. С этим комплексом связана золотая, молибденовая, отчасти оловянная и свинцово-цинковая минерализация.

Харинский лейкократово-гранитовый комплекс прорывает гранитоиды тырмо-буреинского комплекса. Ему близок по возрасту алтахтинский щелочной комплекс (сиениты и кварцевые сиениты), прорывающий кембрийские отложения. Соответствующие этому возрасту интрузий эффузивные образования представлены раннепозднетриасовыми липарито-андезитами Баджальского антиклинория.

Таким образом, почти все позднепалеозойско-раннемезозойские интрузивные образования локализовались на Буреинском массиве, т. е. за пределами позднепалеозойских складчатых образований. Тенденцию внескладчатого проявления орогенного магматизма отмечали Н. А. Беляевский и Ю. А. Громов (1963) и Е. А. Радкевич (1958) для Приморья, а Г. В. Идиксон (1961), Е. А. Радкевич, М. В. Чеботарев и С. Ф. Усенко (1966) — для Приамурья.

К позднему триасу в Сихотэалинской складчатой области относится начало мезозойского цикла ее развития, изобиловавшего массовым проявлением активных магматических процессов, предопределивших и главнейшие черты ее эндогенной рудоносности (табл. 2). Процессы осадконакопления охватили Восточно- и Западно-Сихотэалинскую, Горинскую и Амгунскую геосинклинальные зоны, а к западу — Буреинский и Селиткано-Торомский наложные прогибы. Ранняя стадия геосинклинальных процессов охватывает позднепалеозойско-среднеюрскую эпохи. Наряду с терригенными ей соответствуют спилито-диабазовые и диабазово-кератофировые фор-

мации с кремнями (киселевская, краснореченская, джаурская, хурбинская свиты). Базитовые и ультрабазитовые интрузивы, которые можно было бы параллелизовать с ранним эффузивным магматизмом, пока не установлены.

Такой магматизм (хорский и дуганджинский комплексы) проявился в раннем мелу и за пределами геосинклинальных трогов — в Централльно-Сихотэалинском антиклинории и в Селиткано-Торомской синклинорной зоне. Хорский гипербазит (гарцбургит)-габбровый комплекс сложно дифференцирован (Э. П. Изох и др., 1967 г.) и представлен в основном гипербазитами и габбро-диорит-гранодиоритами, сопровождающимися пироксенитами и перидотитами, дунитами, верлитами, габбро-норитами, разнообразными габбро и др. В бассейне рек Хора и Хунгари они прорывают триасово-юрские и раннемеловые отложения. С ними связаны слабые проявления никелевой и хромовой минерализации. Дуганджинский комплекс представлен небольшими телами перидотитов, габбро, габбро-норитов и габбро-диоритов, прорывающих позднеюрские отложения на побережье Тугурского залива.

В конце стадии на границе средней и поздней юры намечается заметная смена фациальных условий осадконакопления. Ранне- и среднеюрские осадки в поздней юре сменяются более грубыми осадками, нередко характеризующимися флишеидным переслаиванием.

Общая инверсия — существенная смена тектонического режима и усиление магматической деятельности — наступила к концу предорогенной стадии в готериве. К этому моменту относится сравнительно мощная интрузивная деятельность, которая зафиксировалась в Централльно-Сихотэалинском антиклинории формированием хунгарийского и, возможно, алчанского гранитоидных комплексов.

Хунгарийский комплекс высокоглиноземистых гранитов представлен биотитовыми, биотит-роговообманковыми, двуслюдяными и аляскитовыми гранитами, образующими штоки и крупные многофазные массивы размером до 1000 км². По данным Э. П. Изоха и др. (1967), для них характерно отсутствие краевой фации повышенной основности, пегматитов и послегранитных даек, низкая железистость обильного биотита, высокие номера плагиоклазов и обилие высокоглиноземистых минералов. Галька этих пород присутствует в баррем-альбских и сеноман-туронских отложениях. По возрасту и составу им близки небольшие покровы кислых эффузивов. Рудная минерализация в связи с хунгарийским комплексом не установлена. Вместе с тем аномальное содержание в биотите примесей олова, молибдена и некоторых редких металлов свидетельствует о рудной специализации гранитов и возможной связи с ними высокотемпературных типов минерализации.

Алчанский гранодиорит-гранитовый комплекс проявлен на юге Хабаровской части Сихотэ-Алиня. По петрографическим особенностям он близок хунгарийскому, а также троичскому и татибе-синанчинскому комплексам в Южном Приморье. Он представлен преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами, в меньшей мере

Стадии развития мезо-кайнозойского тектоно-магматического цикла Сихотэалинской подвижной области

Стадии развития	Формации			Тектонический режим
	осадочные	вулканогенные	интрузивные	
I. Ранняя (стадии начального погружения) ($T_3 - J_2$)	Нижняя терригенная группа трансгрессивных морских формаций — аспидная и флишеидная (будюрская и ульбинская свиты), переходящие в параллическую угленосную (лангаринская и др. свиты) в окраинной зоне Бурейнского массива	Спилито-диабазовая и диабазо-кератофировая с кремнистыми породами (краснореченская, киселевская, хурбинская, джаурская свиты)	Редкие силлы диабазов; интрузии гипербазит-габбровой формации (хорский и дуганджийский комплексы)	Устойчивое прогибание в слабодифференцированных прогибах; в конце стадии — частная инверсия, зарождение интрагеоантиклиналей
II. Инверсионная (предорогенная) ($J_3 - C_{IV}$)	Верхняя терригенная группа регрессивных морских и параллических формаций — флишевых и флишеидных (силинская, падалинская, горюнская, пионерская, пиванская свиты), иногда переслаивающихся с вулканитами среднего состава	Андезитовая и липарито-андезитовая формации (алчанские эффузивы)	Габбро-диорит-гранодиоритовая и гранитовая (алчанский, хунгарийский и сандинский комплексы)	Темп прогибания снижается, площади проявления активных геологических процессов расширяются; возрастает дифференциация геосинклинальной системы; стадия заканчивается общей инверсией — объединением частных поднятий, образованием межгорных внутренних и передовых моцассовых впадин

III. Постинверсионная (орогенная)
а) раннеорогенная
($\text{Cr}_1\text{br} - \text{Cr}_2\text{sn}^1$)

Морская (нижняя) моласса, в передовых впадинах — параличская, во внутренних — лимническая, осадочная и туфогенно-осадочная, отчасти наземновулканогенная

Андезито-липаритовая группа формаций (богучанская, солонечная, станолирская, обманйская, больбинская, холдоминская и др. свиты)

Диорит-гранодиоритовая и гранодиорит-гранитовая, габбро-гранодиорит-гранитовая (нижеамурский, чукчагирский, богучанский, хигапо-олонойский, диканский, бутакано-чуркинский и др. комплексы)

Продолжение общей инверсии и формирование складчатого сооружения, усиление воздымания и дифференцированных вертикальных движений конседиментационной складчатости, наземного и интрузивного магматизма; инверсионные впадины заполняются продуктами разрушения окаймляющих гор; в конце стадии — завершающая фаза складчатости, переход к континентальному режиму развития и усиление горообразования

б) позднеорогенная
($\text{Cr}_2\text{sn}^2 - \text{N}_1$)

Континентальная (верхняя) моласса — осадочные и терригенно-осадочные угленосные формации межгорных впадин

Порфировая группа формаций: дацит-андезитовая, липарито-андезитовая, дацит-липаритовая (кхуцинская, самаргинская, богопольская, татаркинская и др. свиты)

Гранитовая, гранитовая субщелочная, диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая (прибрежный, верхнеудоминский, мяочано-баджальский, эзопско-дуссеалинский, ульбанский, селитканский, бачелазский и др. комплексы)

Общее сводовое воздымание с преобладанием денудации; крупное разломообразование, контролирующее интенсивный магматизм, формирование магматических (и рудопносных) поясов. Моменты резких воздыманий чередуются с периодами длительной денудации, приводящей к формированию речных долин, террас и поверхностей выравнивания

Посторогенный этап
($\text{N}_2 - \text{Q}$)

Формирование осадочных и базальтовых покровов

Денудация горно-складчатых сооружений

гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, лейкократовыми и аплитовидными гранитами. Эти породы образуют вытянутые и изометричные массивы небольшого размера, достигающие 280 км². Интрузивы прорывают и метаморфизуют пермские и юрские, иногда меловые, отложения. С гранитами алчанского комплекса и с их контактовыми зонами пространственно связаны проявления золото-вольфрамовой, молибден-висмутовой и оловянной минерализации.

С завершением предорогенной стадии и общей инверсии развитие мезозойских геосинклинальных прогибов вступило в качественно новую эпоху своей эволюции — орогенному развитию — усилению разломообразования, сводово-глыбовых воздыманий, формирования мощного комплекса регрессивных формаций баррем-раннесенонской морской молассы (по В. Е. Хаину — нижней молассы) и несравненно более мощного, чем в предыдущую стадию наземного и интрузивного магматизма, образующего вулканоплутонические ассоциации.

Однако магматизм этого времени широко проявился на восточной окраине Бурейнского массива, где преобладают преимущественно гранитовые и гранодиоритовые интрузивные формации, сопровождаемые андезитовой и липарито-андезитовыми эффузивными фациями (диканский, бутакано-чуркинский, хингано-олонойский, богучанский, иороханский комплексы) и в северо-восточной части Горинского синклиория (нижнеамурский и чукчагирский диорит-гранодиоритовые комплексы). Среди этих комплексов по продуктивности выделяются два: хингано-олонойский гранитовый и нижнеамурский диорит-гранодиоритовый. С первым связана промышленная оловоносность, а со вторым — золотоносность.

Хингано-олонойский вулканоплутонический комплекс в интрузивной фации представлен преимущественно гранит-порфирами, образующими небольшие субвулканические тела (дайкообразные, штоковидные и лакколитообразные), тесно связанные с апт-альбскими эффузивами андезит-липаритовой формации. Они прорывают апт-альбские вулканы и не проявляются в связи с более поздними эффузивными образованиями. Абсолютный возраст гранит-порфиров составляет 127—158 млн. лет. С этим комплексом, наряду с промышленной оловоносностью, связана индиеносность, флюоритовая и редкометальная минерализация.

Нижнеамурский диорит-гранодиоритовый золотоносный комплекс, обоснованный работами В. В. Русса (1964) и Э. П. Изоха и др. (1967), представлен различными по величине дискордантными телами, в строении которых принимают участие габбро и габбро-нориты, габбро-монциты и габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, аплитовидные, лейкократовые и аляскитовые граниты. Они прорывают и метаморфизуют осадочные и вулканогенные образования сеноман-турона и перекрываются палеоценовыми эффузивами. С гранитоидами нижнеамурского комплекса связана золотоносность, а также проявления сурьмы, отчасти вольфрама, молибдена, свинца и цинка.

Раннеорогенная ступень развития геосинклинального цикла завершилась позднемеловым диастрофизмом, обусловившим замыкание остаточных геосинклинальных прогибов, складчатость морских отложений и переход Сихотэалинской складчатой области к позднеорогенному (континентальному) развитию. Процессы следуют в направлении прогрессирующего развития инверсии — еще большего усиления разломообразования и общего сводово-глыбового воздымания, денудации горно-складчатых сооружений и формирования верхней молассы, массового проявления эффузивно-интрузивного магматизма и образования вулканических зон и поясов.

Важной особенностью позднеорогенного магнеообразования, как и орогенного магматизма в целом, является высокая его рудоносность, обусловившая важнейшие черты эндогенной металлогении Сихотэалинской подвижной области. Характерен также широчайший ареол его проявления. Он охватывает разновозрастные складчатые образования Сихотэалинской области и восточного фланга Монголо-Охотской области, а также восточной окраины Буреинского массива. Вместе с тем наблюдается отчетливое тяготение магнеопроявлений к крупным зонам разломов, что обусловило формирование магматических поясов и зон.

Важнейшими позднеорогенными интрузивными комплексами являются: гранодиорит-гранитовые и гранитовые — эзопско-дусселинский, мяочано-баджальский, бачелазский, верхнеудоминский и диорит-гранодиоритовые — ульбанский, селитканский, тугурский, (табл. 3). Причем, гранодиорит-гранитовая и гранитовая группа комплексов локализуется в южной части, тогда как диорит-гранодиоритовая — в северной или приохотской части рассматриваемого региона. Характерные черты позднеорогенных интрузивных рудоносных комплексов: небольшая глубина формирования, сложный состав и строение, четкая связь с разломами, контролирующими их размещение и тесное пространственное и структурное сочетание с эффузивами соответствующего формационного типа, являющимися их комагматами.

Позднеорогенное развитие Сихотэалинской области продолжалось в течение позднего сенона, палеогена и раннего неогена. Однако более или менее равномерный характер орогенного развития в эоцене сменился заметной активизацией орогенеза, совпавшей с заложением эоценовых прогибов Хоккайдо-Сахалинской геосинклинали. На востоке Сихотэалинской области этой вспышке орогенеза соответствует прибрежный многофазный эффузивно-интрузивный комплекс. Представляющие его слабо эродированные приповерхностные, субвулканические и жерловые тела тесно связаны с эффузивами и контролирующими их разрывными структурами субмеридионального направления. Они имеют сложный состав и строение.

В порядке последовательности формирования комплекс представлен габбро и габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и диорито-монцититами, гранодиоритами, биотит-арфведсонитовыми, аляскитовыми и микроклиновыми гранитами и гранит-порфирами.

Важнейшие позднеорогенные комплексы Сихотэалинской складчатой области

Комплексы	Возраст	Состав и строение	Формы проявления	Рудоносность
Гранодиорит-гранитовые				
Бачелазский	Прорывает позднемеловые осадочные и эффузивные образования; перекрывается эффузивами палеогена и эоцена. Абс. возраст 110—70 млн. лет	Габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые и аплитовидные граниты и гранит-порфиры	Гипабиссальные приповерхностные и умеренно глубинные, небольшие штоки и массивы	Sn, W, Mo, Pb, Zn
Мяочано-баджальский	Прорывает позднемеловые эффузивы. Абс. возраст 100—80 млн. лет	Трехфазный: габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов через граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры и монцитито-граниты до биотитовых и турмалиновых гранитов и гранит-порфиров	Близповерхностные гипабиссальные мелкие массивы, штоки, дайки и пластовые залежи с четким трещинным контролем в близширотном и меридиональном направлении и связью с эффузивами	Sn, W, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn
Эопско-дуссеалинский	Прорывает эффузивы верхнего мела. Абс. возраст 107—75 млн. лет	Трехфазный: диориты и кварцевые диориты — роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры — гранит-порфиры, биотитовые граниты, пегматонидные и аплитовидные граниты и гранит-порфиры	Те же, гипабиссальные плитообразные и лакколитоидные залежи, средние и крупные массивы с четким трещинным контролем и связью с эффузивами	Sn, W, Mo, Bi, Cu, Zn, Au

Верхнеудоминский	Прорывает палеоценовые эффузивы и перекрыт эоценовыми андезито-базальтами. Абс. возраст 70—55 млн. лет	Трехфазный: габбро, габбро-диоритов и габбро-амфиболитов, через диориты, монцонито-диориты, монцонито-гранодиориты, и монцонито-граниты до биотитовых и биотито-роговообманковых гранитов и лейкократовых гранитов	Гипабиссальные слабо эродированные штоки, дайки и массивы размером 300—400 км ² ; через субвулканические и эруптивные формы тесно связаны с эффузивами	Sn, W, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn
------------------	--	--	---	---------------------------

Диорит-гранодиоритовые

Селитканский	Прорывает позднемеловые эффузивы и перекрыт палеогеновыми эффузивами. Абс. возраст 82—44 млн. лет	Сложного строения: гранодиориты, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты центральных частей массивов в краевых зонах сменяются гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми монцонитами	Слабо эродированные мало-глубинные штоковидные тела, подчиненные трещинным структурам северо-восточного и близмеридионального направления	Au, Mo, W, Sn, Cu, Pb, Hg
Ульбанский	Прорывает позднемеловые эффузивы. Абс. возраст 95—80 млн. лет	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, реже биотитовые граниты и гранит-порфиры, тесно связанные с эффузивами	Небольшие гипабиссальные и субвулканические тела, подчиненные структурам северо-восточного направления и тесно связанные с эффузивами	Au, Cu
Тугурский	Прорывает позднемеловые эффузивы и породы ульбанского комплекса; галька — в позднепалеогеновых осадках. Абс. возраст 80—72 млн. лет	Габбро-диориты, диоритовые порфириты, монцониты и кварцевые монцониты, граниты и граносиениты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры	Мелкие слабо эродированные тела, тесно связанные с эффузивами и вытянутые в близмеридиональном и субширотном направлениях	Au, Cu, As, Mo, Pb, Ag, Sb

С ним связана существенно полиметаллическая, золото-полиметаллическая и медно-молибденовая минерализация. На этой стадии намечились разломы близмеридионального (сахалинского) направления, которые в миоцене и плиоцене контролировали зоны проявления базальтоидного магматизма и формирование депрессий и впадин.

Послеэоценовое развитие характеризуется пульсационностью, постоянной прерывистостью; продолжающееся формирование моласовых толщ происходит неравномерно. В миоцене кислый магматизм исчезает и уступает место базальтам и андезито-базальтам. В позднем миоцене и плиоцене тектонические движения, по-видимому, прекратились, на что указывает развитие кор выветривания. Вероятно, этот момент и следует считать завершением орогенной стадии мезозой.

Таким образом, начиная с плиоцена Сихотэалинская область завершённой складчатости вступила в посторогенную стадию развития, которая характеризуется нивелировкой рельефа и формированием рыхлых осадочных и базальтовых покровов, на всем пространстве области. К этому времени относится и формирование многочисленных депрессий и впадин, в том числе и близмеридиональная система депрессий, прослеживающихся от Тугурского залива до оз. Чукчагирского и далее к югу.

2. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Средние химические составы типов пород, слагающих интрузивные комплексы двух основных магматических поясов — Хингано-Охотского и Сихотэалинского, полученные путем обобщения по методу А. Н. Заварицкого (свыше 800 анализов, табл. 4 и 5, рис. 2), позволяют относить их к классу нормальных пород, пересыщенных глиноземом, с тенденцией к повышению щелочности и кислотности и с максимумом аноритовой составляющей в породах основного и монцонитоидного ряда. Калиевая составляющая в полевошпатовой части калиевого вектора указывает на преобладание натрия в породах основного ряда и увеличение роли калия (и кислотности) в породах монцонитоидного ряда. Аналогично поведение железа и марганца в составе феррических минералов. Породы тяготеют к составам слюдяного андезита, кварцевого монцонита и гранодиорита, дацита (по Р. Дэли) и в целом близки к диорит-гранодиоритовой формации, характерной для орогенной стадии развития подвижных областей (Кузнецов, 1964).

В направлении с запада на восток, от Хингано-Охотского пояса к Сихотэалинскому, в соответствии с омоложением возраста, эволюционируют и средние химические составы пород; в них заметно уменьшается роль кремнезема и увеличивается содержание глинозема, закисного и окисного железа, окиси магния и кальция, а также щелочей. Наряду с этим вдоль поясов от их северных флангов к южным в интрузивных породах заметно возрастает роль кремне-

зема, закисного железа и калия и одновременно убывает количество глинозема, окисного железа, марганца, магния и натрия.

Сравнение усредненных составов комплексов (табл. 4) показывает, что по степени основности они делятся на две группы. Одна из них, располагающаяся на южных флангах поясов, характеризуется преобладанием в составе темноцветных минералов Al и Fe, а

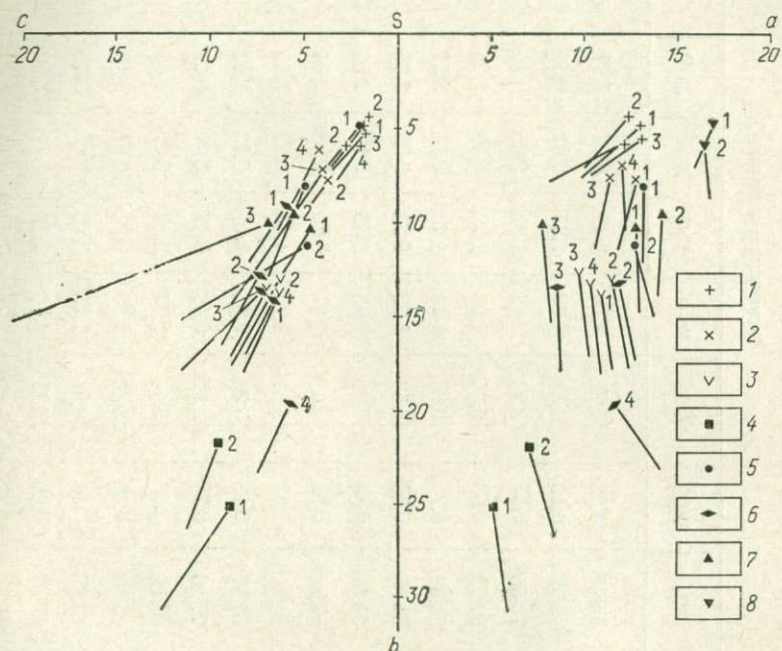


Рис. 2. Диаграмма средних составов типов интрузивных пород Сихотэалинского и Хингано-Охотского магматических поясов

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — диориты; 4 — габбро; 5 — граномонциты; 6 — диорито-монциты; 7 — монциты; 8 — сиениты.

Обозначения у векторов: 1 — южный и 2 — северный фланги Сихотэалинского пояса; 3 — южный и 4 — северный фланги Хингано-Охотского пояса

вторая, локализуемая на северных флангах, преобладанием Mg и Ca (рис. 3). Несколько более повышенная основность комплексов южного фланга Сихотэалинского пояса, по сравнению с таковыми южного фланга Хингано-Охотского пояса, объясняется, по-видимому, близостью последнего к Тихому океану.

Петрохимические отличия двух рядов интрузивных комплексов выявляются и при сопоставлении таких петрохимических параметров, как a' , c' , n и $a : c$ (рис. 4). Так, вариации коэффициентов a' и c' в левой части графика (a), характеризующей южные фланги поясов, показывают, что в направлении с запада на восток, т. е. по мере омоложения возраста комплексов, количество алюминия в

Средние составы интрузивных комплексов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Комплексы	Количество анализов	Содержание окислов, %									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Куканский	39	65,07	0,54	14,97	1,16	3,11	0,07	2,97	4,19	3,29	2,15
Харинский	99	73,29	0,19	13,58	0,60	1,84	0,04	0,56	1,33	3,46	3,89
Бутакано-чуркинский	7	72,55	0,27	13,92	0,69	1,87	0,05	0,46	1,31	3,56	4,35
Диканский	4	67,92	0,53	16,34	1,06	2,12	0,06	1,06	2,91	3,82	0,14
Иороханский	11	58,38	0,75	16,90	1,44	4,93	0,11	3,51	6,15	3,13	2,20
Алчанский	28	61,85	0,56	15,52	1,72	2,83	0,08	2,75	3,68	3,03	3,36
Нижнеамурский	96	61,61	0,65	16,69	1,95	3,46	0,12	2,55	4,92	3,48	3,03
Бачелазский	7	67,71	0,33	14,65	0,87	2,88	0,05	2,24	3,99	3,01	3,00
Мяочано-баджалский	129	64,91	0,57	15,37	0,78	4,34	0,12	2,53	4,65	2,52	2,99
Эзопско-дуссеалинский	148	67,87	0,48	15,26	0,83	3,21	0,13	1,62	3,34	3,32	3,10
Богучанский	1	77,33	0,20	12,97	0,48	0,47	0,01	0,17	0,11	2,75	4,58
Ульбанский	6	64,70	0,76	15,44	0,77	3,42	0,11	1,63	4,62	3,33	3,23
Чукчагирский	13	65,32	0,48	15,82	1,85	2,22	0,08	2,19	3,45	3,60	2,46
Селитканский	34	64,26	0,53	16,26	1,23	3,05	0,09	2,30	4,51	3,57	2,54
Верхнеудоминский	84	63,97	0,60	16,17	1,76	3,38	0,11	2,06	3,85	3,26	3,57
Прибрежный	9	65,58	0,72	15,39	2,25	2,49	0,11	1,49	3,39	3,35	3,92

Комплексы	Количество анализов	Числовые характеристики												
		a	c	b	s	c ₁	f'	m'	a'	n	t	φ	Q	α : ε
Куканский	39	10,94	4,61	9,61	74,84	5,4 (?)	41,96	52,62		66,57	0,62	10,38	23,18	2,37
Харинский	99	12,84	1,57	4,78	8,81	—	46,53	19,21	34,27	57,47	0,19	10,39	34,39	8,19
Бутакано-чуркинский	7	13,74	1,55	4,37	80,34	—	53,61	17,30	29,09	55,43	0,28	13,11	31,64	8,87
Диканский	4	12,95	3,50	6,47	77,06	—	45,64	27,53	26,83	64,46	0,58	13,90	24,71	3,68
Иороханский	11	10,46	6,49	13,65	69,39	9,26	45,64	45,09	—	68,44	0,96	9,34	11,37	1,61
Алчанский	28	12,03	4,67	9,56	73,74	—	46,14	50,76	3,10	57,81	0,67	16,03	18,77	2,58
Нижнеамурский	96	12,30	5,25	10,43	72,01	8,22	49,55	42,23	—	63,57	0,79	16,31	14,18	2,34
Бачелазский	7	10,93	4,31	7,82	76,94	6,80	44,89	48,10	—	60,39	0,36	9,47	27,70	2,54
Мяочано-баджалский	129	9,98	5,40	9,59	75,02	3,26	51,62	45,12	—	56,15	0,65	7,02	24,67	1,85
Эзопско-дуссеалинский	148	11,73	3,92	7,32	77,04	—	52,66	37,22	10,11	61,94	0,53	9,63	26,70	2,99
Богучанский	1	11,92	0,12	5,22	82,72	—	15,57	5,17	79,26	47,71	0,19	7,38	41,47	94,80
Ульбанский	6	12,19	4,39	8,17	75,24	16,02	49,74	34,23	—	61,04	0,87	1,17	21,72	2,77
Чукчагирский	13	11,60	4,24	8,85	75,32	—	42,94	42,29	14,77	68,98	0,55	18,04	23,21	2,74
Селитканский	34	11,72	5,20	8,43	74,65	4,49	48,59	46,92	—	68,11	0,62	12,67	20,65	2,26
Верхнеудоминский	84	12,53	4,22	8,46	74,28	0,42	57,76	41,81	—	58,12	0,70	18,04	18,78	2,66
Прибрежный	9	13,16	3,80	7,32	75,72	4,82	60,46	34,72	—	56,49	0,82	26,48	21,32	3,46

Средние составы интрузивных пород и их чл

Породы	Количество анализов	Вверху — содержание окислов, %; внизу — средние квадратические отклонения									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты	76	72,65	0,23	13,95	0,93	1,51	0,05	0,78	1,55	3,27	4,19
Гранодиориты	30	63,51	0,54	15,80	1,68	2,36	0,08	1,70	3,21	3,04	3,80
Диориты	21	57,03	0,87	17,89	2,41	5,25	0,17	3,20	6,30	3,08	2,51
Габбро	3	49,87	1,15	16,58	1,68	7,30	0,15	8,17	8,58	1,34	19,28
Граномонциты	4	63,93	0,51	17,05	2,25	2,53	0,14	2,13	4,06	3,53	3,61
Диорито-монциты	3	59,76	1,27	18,27	2,84	3,53	0,11	1,66	4,85	3,33	3,56
Монциты	4	61,40	0,79	16,26	1,91	3,74	0,11	2,51	4,42	3,40	3,38
Спелиты	3	66,93	0,38	15,83	1,83	2,13	0,08	0,51	1,65	4,16	5,26
Среднее		64,27	0,58	15,85	1,68	3,12	0,10	2,09	3,71	3,19	3,13
		8,40	0,35	1,79	1,06	2,02	2,46	0,73	1,21	0,13	0,04

I. Сихотэа

1. Южный

Граниты	76	72,76	0,25	13,84	0,93	1,46	0,05	0,73	1,48	3,40	4,32
Гранодиориты	52	65,45	0,54	15,98	1,60	2,83	0,13	1,75	3,32	3,38	3,56
Диориты	31	58,07	0,78	17,46	2,51	4,63	0,24	3,05	5,91	3,43	2,38
Габбро	4	49,98	1,10	18,69	3,15	6,47	0,17	5,42	9,66	2,19	1,22
Граномонциты	4	61,79	0,62	16,76	1,60	4,01	0,14	2,75	5,10	3,18	3,82
Диорито-монциты	4	56,16	1,16	18,73	2,65	4,41	0,13	2,58	6,67	3,26	2,58
Монциты	13	62,73	0,75	16,67	1,78	2,96	0,11	2,23	4,05	3,23	3,51
Спелиты	5	65,12	0,48	16,20	1,87	2,35	0,09	1,12	2,41	4,07	4,98
Среднее		63,13	0,63	16,32	1,88	3,34	0,11	2,22	4,26	3,36	3,37
Среднее по поясу		63,70	0,60	16,08	1,78	3,23	0,10	2,15	3,94	3,27	3,45

2. Северный

словые характеристики по А. Н. Заварицкому

		Числовые характеристики													
SO ₃	P ₂ O ₅	a	c	b	s	e'	f'	m'	a'	n	t	φ	Q	α :	
линский пояс															
фланг															
0,06	0,02	12,87	1,83	5,07	80,23	—	45,50	2524	3126	5425	0,24	1520	32,90	7,03	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,09	0,02	12,73	4,05	7,96	7526	—	48,81	3744	1374	5448	0,63	1868	21,00	3,14	
0,08	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,11	0,008	10,83	7,03	1404	6810	6,65	5329	4006	—	6509	1,13	1524	7,52	1,54	
0,14	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,25	0,03	4,98	9,17	2527	6058	7,11	3537	5751	—	6086	1,70	5,97	2,02	0,54	
0,41	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,04	—	13,12	4,96	8,16	7375	0,34	5510	4458	—	5977	0,60	2377	16,30	2,65	
0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,27	—	12,98	6,13	9,21	71,68	—	66,39	3171	1,90	5870	1,57	2740	11,28	2,12	
0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,17	0,005	12,67	4,80	1046	72,07	6,70	5173	4157	—	60,45	0,96	1597	14,00	2,64	
0,11	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,19	—	16,76	2,01	4,92	76,31	—	7437	1753	8,10	5458	0,42	3177	17,08	8,36	
0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,10	0,01	12,35	4,59	8,23	75,82	—	5557	4376	6,70	5786	9,67	1776	20,35	269	

линский пояс

фланг

фланг

0,05	0,02	12,33	1,75	4,51	8041	—	4795	2659	2547	5446	0,26	1710	32,40	763
0,04	0,04	12,68	4,07	7,91	7534	—	3318	3771	9,11	5906	0,62	1741	21,24	3,12
0,09	0,02	11,38	6,40	1328	6894	7,80	5197	4021	—	6865	1,00	1671	8,72	178
0,07	0,06	6,99	9,78	2197	6126	1226	4344	4431	—	7317	1,63	1300	1,25	0,71
0,12	0,008	12,61	4,98	1128	7113	1118	4731	4150	—	3585	0,75	1219	12,08	253
0,18	—	11,52	7,47	1264	6837	8,65	5489	3646	—	6575	1,53	1891	6,24	1,54
0,36	—	14,16	5,72	9,84	7028	—	52,33	4453	3,13	5830	1,06	1795	6,53	2,47
—	—	16,29	2,77	6,03	7491	2,93	6539	3167	—	5539	0,05	2670	14,47	5,87
0,18	—	12,48	4,63	9,19	7346	4,41	5401	4458	—	6024	0,74	1778	1710	2,57
0,20	—	12,44	4,38	8,83	7433	5,19	5276	4173	—	5865	0,74	1733	19,42	2,84

Породы	Количество анализов	Вверху — содержание окислов, %; внизу — средние квадратические отклонения									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O

II. Хингано-

3. Южный

Граниты	187	72,12	0,32	14,09	0,95	2,00	0,06	0,63	1,64	3,31	4,10
		5,26	0,35	1,17	0,01	0,95	0,06	0,75	1,40	0,74	0,65
Гранодиориты . .	60	68,01	0,44	15,10	0,31	3,01	0,15	1,77	3,33	3,08	3,19
		3,25	0,14	0,91	0,48	1,42	0,20	0,88	1,62	0,65	0,71
Диориты	53	59,55	0,81	16,78	1,07	5,40	0,15	3,42	5,82	2,83	2,12
		2,32	0,23	1,55	0,40	0,87	0,05	0,80	1,61	0,54	0,42
Диорито-монцониты	5	60,17	0,67	11,34	0,77	6,44	0,13	3,54	5,85	1,82	2,87
		2,26	0,14	2,07	0,24	0,91	0,01	1,27	0,22	0,85	0,06
Монцониты	3	63,74	0,70	16,15	0,96	3,39	0,09	3,13	6,32	0,92	3,63
		4,04	0,25	2,13	0,02	0,20	0,007	1,35	2,35	0,64	0,26
Среднее		67,70	0,48	15,06	0,94	3,20	0,10	1,69	3,24	3,04	3,39
		6,69	1,62	1,62	0,79	1,82	0,11	1,41	2,29	0,80	0,99

4. Северный

Граниты	107	72,52	0,25	14,38	0,99	1,60	0,05	0,74	1,72	3,44	3,40
		1,42	0,15	2,39	1,04	0,81	0,03	0,67	1,18	0,64	1,60
Гранодиориты . .	66	66,68	0,53	15,70	1,13	2,81	0,16	1,57	3,62	3,57	3,00
		1,73	0,15	0,93	0,46	0,74	0,21	0,44	0,81	0,50	0,76
Диориты	27	58,41	0,80	16,74	1,42	5,00	0,12	3,69	5,82	3,11	2,08
		3,88	0,24	1,99	0,47	0,72	0,03	1,45	1,80	0,53	0,55
Диорито-монцониты	1	51,86	1,42	17,28	1,57	7,39	0,17	3,89	8,34	3,41	2,66
Среднее		65,64	0,35	15,81	1,18	3,13	0,11	1,99	3,71	3,38	2,83
		6,69	0,18	2,02	0,70	1,59	0,13	1,54	2,10	0,60	1,16
Среднее по поясу		66,37	0,41	15,33	1,06	3,14	0,10	1,84	3,47	3,21	3,11
Среднее по южным флангам поясов		65,48	0,53	15,45	1,30	3,66	0,10	1,89	3,47	3,11	3,31
Среднее по северным флангам поясов		64,08	0,48	15,86	1,53	3,23	0,11	2,10	3,98	3,37	3,03

темноцветных минералах вначале возрастает, а затем снижается при одновременном увеличении роли кальция. Почти аналогичным же образом ведет себя и показатель отношения $a : c$. Коэффициент n для комплексов южного фланга Хингано-Охотского пояса в направлении с запада на восток (по мере омоложения возраста) вначале уменьшается, а затем возрастает. На аналогичном фланге Сихотэалинского пояса величина n последовательно уменьшается в том же направлении независимо от характера фемической составляющей, что означает закономерное возрастание роли калия.

		Числовые характеристики												
SO_2	P_2O_5	a	c	b	s	c'	f'	m'	a'	n	t	φ	Q	$a : c$

Охотский пояс

фланг

0,04	0,08	12,85	1,94	5,32	7988	—	5050	1946	3004	5509	0,33	1482	32,13	6,63
0,06	0,06													
0,07	0,02	11,34	4,03	7,36	7726	—	4991	4050	9,59	5947	0,48	9,36	27,80	2,81
0,05	0,04													
0,15	0,03	962	6,81	1289	7068	4,01	4957	4642	—	6698	1,01	7,33	15,32	1,41
0,08	0,05													
0,08	0,005	841	7,06	1354	7093	2,00	5243	4557	—	4907	0,83	5,01	18,11	1,19
0,08	0,007													
—	—	7,48	7,35	1020	7496	5,25	4147	5329	—	2780	0,82	8,25	27,60	1,02
—	—													
0,07	0,003	1156	3,93	7,44	7706	—	5269	3829	9,02	5767	0,53	1076	27,77	2,14
0,07	0,06													

фланг

0,08	0,02	12,08	2,02	6,02	7987	—	3870	2010	4120	6059	0,26	1358	33,54	5,97
0,05	0,02													
0,10	0,02	12,29	4,44	6,49	7677	—	5872	4122	0,06	6439	0,59	1498	24,52	2,77
0,05	0,06													
0,17	0,02	10,24	6,52	1363	6962	6,14	4627	4759	—	6944	1,02	9,25	12,24	1,57
0,10	0,02													
0,42	0,03	11,74	6,08	2001	6216	2201	4398	3401	—	6608	2,02	6,93	5,25	1,93
0,12	0,02													
0,08	0,04	11,60	4,57	7,88	7585	—	5248	4329	4227	6447	0,40	1296	23,75	2,56
0,09	0,02	11,47	4,28	7,52	7672	—	5229	4128	5,50	6265	0,45	1192	26,23	2,67
0,08	0,02	11,21	4,29	8,58	7591	—	5483	3790	7,25	6172	0,55	1299	25,12	2,61
0,11	0,01	12,14	4,38	8,65	7488	7,25	5020	4193	—	6207	0,56	1451	21,17	3,80

Правая сторона (рис. 4, б) отражает вариации тех же коэффициентов для интрузивных комплексов северных флангов характеризуемых поясов. Сравнивая ее с левой, можно заметить схожесть химических черт магматических комплексов не только северных флангов, но и близость к ним магматизма южного фланга Сихотэ-алинского пояса. Для северных флангов магматических поясов заметно выражена лишь повышенная роль Na в сумме щелочей, при этом максимальное значение коэффициента n (чукчагирский комплекс) соответствует максимуму Al в темноватой части пород.

В этой связи заслуживают внимания данные по изучению процессов постмагматического автометасоматоза. Средние значения коэффициентов агпаитности, железистости, калишпатизации, альбитизации, окварцевания и мусковитизации, рассчитанные для интрузивных пород (табл. 6), подтверждают эволюцию химического состава интрузивных пород как на магматической, так и на постмагматической стадии их становления. Так, с запада на восток от Хингано-Охотского пояса к Сихотэалинскому, т. е. в направлении омоложения

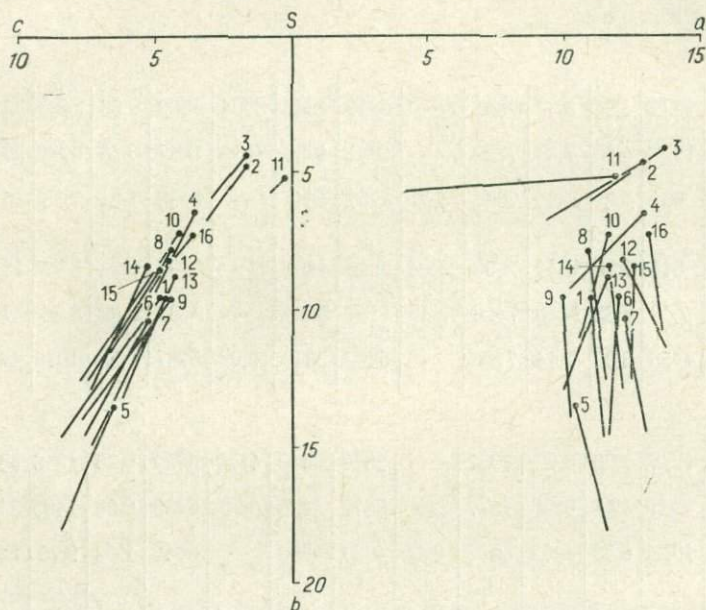


Рис. 3. Диаграмма средних составов интрузивных комплексов

1 — куканского; 2 — харинского; 3 — бутакано-чуркинского; 4 — диканского; 5 — иороханского; 6 — алчанского; 7 — нижнеамурского; 8 — бачелазского; 9 — мяочано-баджальского; 10 — эзопско-дуссеалинского; 11 — богучанского; 12 — ульбанского; 13 — чукчагирского; 14 — селитканского; 15 — верхнеудоминского; 16 — прибрежного

пород, при сравнительно постоянном значении коэффициента агпаитности, заметно возрастают коэффициенты калишпатизации, альбитизации и снижаются железистости, окварцевания и мусковитизации. Заметно изменяются эти коэффициенты и вдоль поясов. Так, в направлении с севера на юг коэффициенты агпаитности, железистости, калишпатизации и окварцевания испытывают повышение, а коэффициенты альбитизации, мусковитизации — понижение. Среднее значение коэффициента агпаитности (0,55) позволяет относить подавляющее большинство интрузий к щелочноземельному комплексу (В. А. Махинин, 1964 г.).

Сравнительно высокое значение коэффициента агпаитности пород северных флангов Хингано-Охотского и Сихотэалинского поясов

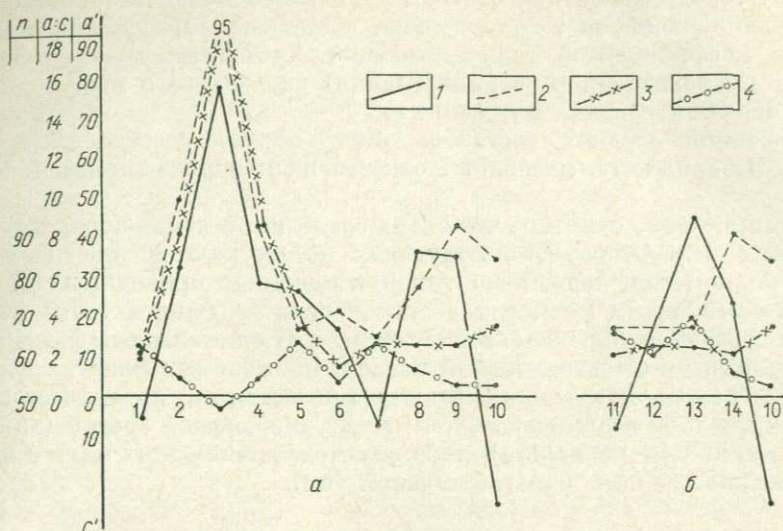


Рис. 4. График вариаций и соотношений некоторых коэффициентов интрузивных комплексов Сихотэ-Алинской подвижной системы:

a — для южных районов, b — для северных

1 — кривая вариаций коэффициентов a' и c' в гранитных членах комплексов; 2 — показатель отношения $a : c$ в гранитах; 3 — средняя величина отношения $a : c$ для комплексов в целом; 4 — показатель n в гранитах.

Интрузивные комплексы: 1 — куканский, 2 — харинский, 3 — богучанский, 4 — бутакано-чуркинский, 5 — дикий, 6 — мячанско-баджалский, 7 — алчанский, 8 — бачелазский, 9 — верхнеудоминский, 10 — прибрежный, 11 — селитканский, 12 — улыбанский, 13 — чукчагирский, 14 — нижнеамурский

Таблица 6

Средние значения коэффициентов для интрузивных пород

Магматические пояса	Коэффициенты					
	аппагит-ности	желези-стости	кали-ицизаци	альбита-зации	окварце-вания	мусковит-тизации
Сихотэалинский пояс:						
южный фланг	0,42	0,71	4,43	7,04	6,88	2,23
северный фланг	0,43	0,69	4,28	7,82	6,56	2,35
пояс в целом	0,43	0,70	4,35	7,43	6,72	2,29
Хингано-Охотский пояс:						
южный фланг	0,44	0,79	3,95	6,10	7,63	2,20
северный фланг	0,45	0,77	3,29	7,74	7,14	2,56
пояс в целом	0,44	0,78	3,62	6,92	7,38	2,38
Южные фланги Сихотэалинского и Хингано-Охотского поясов						
.	0,42	0,75	4,19	6,57	7,25	2,21
Северные фланги Сихотэалинского и Хингано-Охотского поясов						
.	0,44	0,73	3,78	7,78	6,85	2,45

согласуется с перспективностью этих площадей на золотое, свинцово-цинковое и, возможно, молибденовое оруденение. Изменения в значениях коэффициентов калишпатизации, альбитизации, окварцевания и мусковитизации (серцитизации) скорее всего обусловлены различиями в составе фундамента.

Проекции средних составов типов пород, составленные по А. Н. Заварицкому, позволяют отнести их к породам нормального ряда.

В заключение отметим, что схема эволюции состава пород магматических поясов, свидетельствующих об их тектоно-генетическом родстве, намечает несколько типов изменений, приводящих к заметным различиям магматизма этих поясов на флангах. Эти изменения состава пород, характеризующихся относительно повышенной щелочностью в Сихотэалинском поясе и на северных флангах обоих поясов, осложняются мондонитоидными ветвями, которые можно объяснить либо взаимодействием магм с вмещающей средой (хинганно-охотский тип изменений), либо взаимодействием этих магм с инициальными магмами (сихотэалинский тип).

3. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

История развития Сихотэалинской складчатой области характеризуется многообразием структурно-фациальных обстановок, отличающихся, по-видимому, не только геосинклинальными формациями, но и типом фундамента. В этой связи находит объяснение и разнообразие магматических комплексов как естественных ассоциаций магматических образований того или иного возраста, возникших в близких геологических условиях и обладающих сходными петролого-геохимическими свойствами. Это позволяет группировать их (независимо от возраста) по формационным типам, т. е. сообществам комплексов. Последние объединяют эффузивные и интрузивные группы формаций.

Эффузивные формации включают лавовые, пирокластические, экструзивные и эксплозивные образования. Так как геосинклинальные эффузивные формации частично уже рассмотрены выше, совместно с морскими осадочными формациями, здесь остановимся лишь на субаэральных эффузивных формациях орогенного и посторогенного этапов. Они получили широкое развитие в пределах рассматриваемой территории и образуют вулканические пояса, зоны и локальные покровы. Орогенные эффузивные формации тесно связаны с близповерхностными интрузивными породами и образуют с ними эффузивно-интрузивные ассоциации. Среди орогенных наиболее развита липаритовая формация. Она включает липариты, порфиры, дациты и андезиты, в соотношениях позволяющих иногда именовать ее андезито- или дацито-липаритовой. Андезитовая или липарито-андезитовая формация включает также андезито-базальты, дациты и липариты. Широкое площадное распространение в Сихотэ-

алинской области получила также посторогенная базальтовая и щелочно-базальтовая формация, включающая кроме оливиновых долериты, андезито-базальты, трахибазальты и трахиандезиты.

Интрузивные формации более характерны для орогенного магматизма, они тесно ассоциируют с эффузивными. Формации более ранних стадий развиты слабее. Так, базит-ультрабазитовый ряд интрузивных формаций ранней или геосинклинальной стадии объединяет гипербазит-габбровую, габбро-диабазовую и дунит-гарцбургитовую формации. С этим рядом тесно связаны спилито-диабазовая и диабазо-порфировая эффузивные формации. В предорогенную стадию развития состав интрузий уклоняется к габбро-диорит-гранодиоритовой и гранитовой, иногда к габбро-плагιοгранитовой формациям. Им сопутствуют андезитовая, андезитодацитовая и липарито-диабазовая эффузивные формации. Обширный ряд гранитоидных формаций орогенной стадии развития складчатых зон объединяет диорит-гранодиоритовую, гранодиорит-гранитовую, гранитовую, лейкократовую и щелочно-гранитовую формации.

Таким образом, намечаются четыре группы интрузивных и эффузивных формаций: группа ранних или геосинклинальных формаций, предорогенная, орогенная и посторогенная. Иными словами, эволюция магматизма подчинена стадийности тектоно-магматического цикла и, следовательно, проявляет временные связи с эволюцией тектоно-генетических структур и выполняющих их седиментогенных формаций. Так, базитовым и гипербазитовым формациям геосинклинальной стадии по времени соответствуют спилито-диабазовые формации геосинклинальных трогов; более кислым по составу магматическим продуктам предорогенной стадии — флишoidные и липарито-андезитовые формации инверсионных впадин, а широко проявленным интрузивным и эффузивно-интрузивным липарито-гранитоидным формациям орогенной стадии — терригенные, морские и паралические; вулканогенно-терригенные и вулканогенные молассы и лимнические осадки обширных депрессионных структур. Наконец, посторогенной стадии отвечают базальтовые покровы и континентальные рыхлые осадочные отложения, формирующиеся на всей площади складчатой области.

Из сказанного следует: а) в ходе стадийного развития цикла и расширением площадей, охватываемых геотектоническими процессами, расширяются и площади проявления магматизма и б) по мере развития цикла возрастает роль сиалических осадочных и магматических формаций. Магмопроявления посторогенной стадии резко отличны от предыдущих; с превращением подвижной системы в область завершенной складчатости, как это отмечалось и Ю. А. Билибиным (1955), орогенный липарито-гранитоидный магматизм резко сменяется излиянием основных лав.

Первая и вторая группы интрузивных формаций развиты слабо и практически непродуктивны. Вместе с тем (подобно более поздним формациям) они не имеют связи с геосинклинальными трогами и явно тяготеют к соседним обрамляющим геоантиклинальным структурам.

Иначе говоря, тенденция интрузивных образований к размещению в структурах жесткого обрамления прогибов, как указывал и Ю. А. Кузнецов (1960), проявляется уже на ранней стадии развития магматического процесса. С этим, по-видимому, связано и заметное покисление геосинклинального магматизма до андезитов, наблюдаемое в окраинно-геосинклинальных зонах (И. А. Плотников, С. Ф. Усенко, 1969 г.). В направлении к Бурейскому массиву заметное раскисление испытывают, например, пермо-карбоновые эффузивы Баджальского антиклинория. Аналогичная картина наблюдается и в Центрально-Сихотэалинском антиклинории, где мезозойские спилито-диабазовые образования джаурской и киселевской свит на границе с зоной герцинид проявляют заметное покисление до средних. По-видимому, в этом сказываются закономерности латеральной эволюции состава и преемственной связи между ранним и предороженным геосинклинальным магматизмом.

Орогенные магматические формации не только наиболее распространенные, но и наиболее разнообразные как по форме проявления и составу, так и по типам связанного с ними оруденения. Характерная черта этого магматизма — преобладающе липарито-гранитоидный состав, многофазность и гомодромность развития; формирование его комплексов начинается фазами основных и средних и завершается умеренно кислыми и кислыми породами. Не менее характерны также тесная связь с эффузивными фациями и обширные площади распространения, как правило, далеко выходящие за пределы изохронных ему структур.

Ранее указывалось, что «отрыв» гранитоидного магматизма орогенной стадии от областей локализации геосинклинального и предороженного магнезирования является характерной чертой развития Приамурья (Е. А. Радкевич, М. В. Чеботарев, С. Ф. Усенко, 1966 г.). Орогенные интрузивные и эффузивно-интрузивные комплексы, синхронные формированию той или иной из складчатых зон, как правило, располагаются вне этих зон. Они контролируются сводовыми структурами геосинклинальных поднятий и зонами разломов, которые охватывают более древние складчатые образования, окраины платформ и срединные массивы (рис. 5). Благодаря этому образуются крупные орогенные структуры типа эпплатформенных (Хаин, 1965) или прото- и дейтероорогенных (Боголепов, 1968) поясов, имеющих важное металлогеническое значение. Такие структуры Х. М. Абдуллаев (1960) именовал петро-металлогеническими поясами. В Приамурье к ним относятся прежде всего Хинганско-Охотский и Сихотэалинский пояса, совпадающие с одноименными морфоструктурами, отчасти также Прибрежный. Образование этих поясов является закономерным следствием эволюции континентальной коры на поздних этапах развития складчатых областей.

В размещении главнейших формационных типов орогенных интрузивных комплексов Сихотэалинской складчатой области устанавливается еще одна очень важная закономерность: на северных

флангах указанных поясов преобладают комплексы диорит-гранодиоритового типа, а на южных — гранитового (рис. 6). При этом, несмотря на разновозрастность или близкий возраст большинства комплексов в пределах того или иного пояса, их приохотские фланги

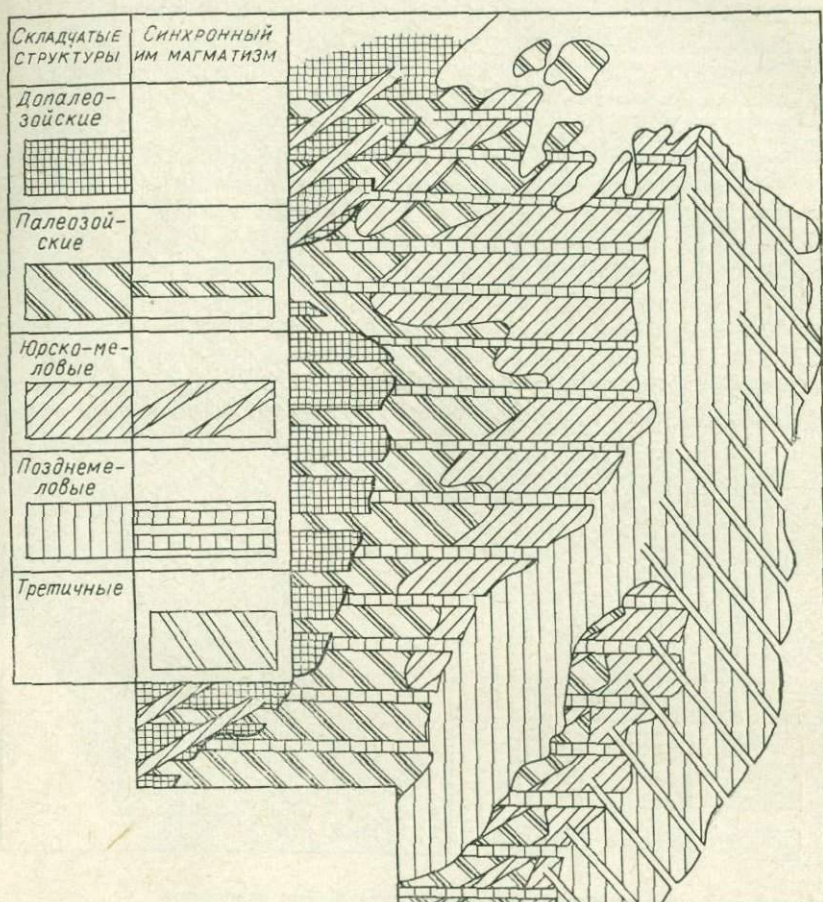


Рис. 5. Принципиальная схема размещения орогенного (диорит-гранитоидного) магматизма в складчатых структурах Приамурья

характеризуются преимущественно золотой минерализацией, а южные — преимущественно оловянным оруденением. Наиболее убедительное объяснение этого факта мы находим в материалах палеотектонических реконструкций М. И. Ициксона и С. А. Музылева (1963), в соответствии с которыми северная и южная части Сихотэалинской области имеют различный по составу и структурным особенностям фундамент: близширотные зоны байкалид, которые подстилают

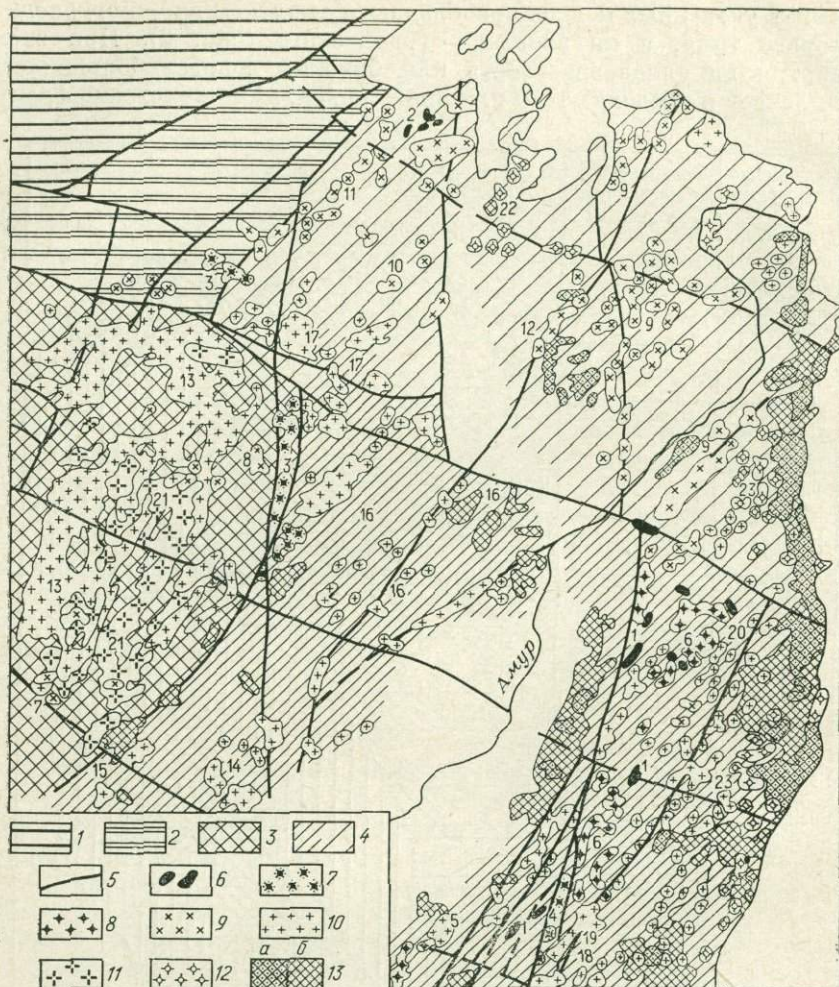


Рис. 6. Схема размещения интрузивных комплексов

Главнейшие структурные элементы юга Дальнего Востока: 1 — Становая складчатая зона; 2 — Монголо-Охотская складчатая область; 3 — Бурейский массив; 4 — Сихотэалинская складчатая область; 5 — разломы. Магматические комплексы и их формационные типы (по стадиям развития, цифры на карте). Геосинклинальные: 6 — юрско-раннемеловые гипербазит-габбровые — хунгарийский (1) и дуганджинский (2). Инверсионные (соскладчатые): 7 — позднелазовские диорит-гранодиоритовый и габбро-плагитогранитовый — куканский (3), катанский (4); 8 — раннемеловые габбродиорит-гранодиоритовый и гранитовый — алчанский (5), хунгарийский и санджинский (6). Постинверсионные (орогенные): 9 — габбродиорит-гранодиоритовые раннемеловые — диканский (7) и иороханский (8), позднемеловые — нижнеамурский (9), ульбанский (10), селитканский (11) и чукчагирский (12); 10 — гранодиорит-гранитовые и гранитовые, пермо-триасовый — тырмо-бурейский (13), раннемеловые — бутакано-чурчинский (14) и хитгано-озонский (15), позднемеловые — мячанобаджалский (16), эоцено-дуссеалинский (17), богучанский (18), бачелазский и бапшинский (19), позднемеловые-палеогеновые — верхнеудоминский и иолйский (20); 11 — лейкократовогранитовый пермо-триасовый — харинский (21); 12 — субшочные гранитовые; позднемеловой-палеогеновый — тугурский (22) и палеогеновый — прибрежный (23). Пост-орогенные: 13 — неогеновый трахибазальтовый князевский (а) и неоген-антропогенный ба-зальтовый совгаванский (б)

мезозойские структуры северной Приохотской части Сихотэалинской области и восточного фланга Монголо-Охотской области, сложены формациями эвгеосинклинального типа, тогда как структуры южной части развивались на близмеридиональных ветвях байкалид, сложенных формациями миеосинклинального типа. Граница между этими областями рифейд совпадает с Сонахско-Тумнинским отрезком более крупной зоны разломов близширотного направления. Таким образом, и формационные различия и различную рудную специализацию интрузивных комплексов северной и южной частей Сихотэалинской подвижной области представляется возможным объяснить влиянием фундамента. В последние годы это положение убедительно аргументировано материалами обстоятельных исследований Г. В. Ицксон (1970), основанными на анализе кристаллохимических процессов превращения вещества (в том числе рудного), протекающих в условиях сжатия (геосинклинальных) и растяжения (геоантиклинальных). По результатам этих исследований потенциально золотоносными складчатыми комплексами оказываются те, которые формировались в условиях преобладания нисходящих движений и сжатия, а оловоносными — участки разуплотнения, формирующиеся в условиях преобладания восходящих движений и растяжения.

Глава V

ТЕКТНИКА

1. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической эволюции Сихотэалинской подвижной области и примыкающих к ней структур (Монголо-Охотская область, Буреинский массив, Становой пояс) можно наметить два крупных последовательно развивающихся этапа: седиментогенно-складчатый, связанный с преобладанием процессов опускания и компенсирующего осадконакопления, и геоантиклинальный (орогенный), характеризующийся процессами прогрессирующего воздымания. Каждому из них соответствует определенный тип развития и структур: для первого характерны преимущественно складчатые структуры, а для второго — сводово-глыбовые, наложенные на складчатые.

Оба этапа (и соответственно структуры) тесно связаны преемственностью развития и общей направленностью геотектонического процесса от прогибания и преобладающего осадконакопления к сводовому воздыманию, интенсивному разломообразованию и преимущественно гранитоидному магматизму. При этом проявления гранитоидного магматизма, подчиняясь региональным закономерностям структурного контроля, образуют сводово-глыбовые магматические пояса, располагающиеся вдоль зон разломов в более ранних складчатых зонах или на их границах. Однако формированию этих поясов предшествовал длительный период геосинклинально-геоантиклинального режима развития. В ранний период развития (средний — поздний протерозой) обособились складчатые системы, которые в последующие циклы не преобразовались в платформы, а, надолго сохранив подвижность, развивались вместе с сопредельными геосинклинальными системами как сопряженные с ними геоантиклинальные структуры (Становая, Буреинская и др.).

В сохранившихся геосинклинальных системах в последующие циклы развития региона происходило накопление осадочных толщ. В эвгеосинклиналях они перемежались с магматическими (спилит-кератофировой, диабаз-порфировой, диабаз-порфиритовой, габбро-перидотитовой, габбровой, габбро-плагιοгранитной формациями).

В последующие циклы развития региона геоантиклинальные складчатые системы испытывали преимущественно сводово-глыбовые поднятия, сопровождавшиеся проявлением гранитоидного магматизма. Формирование гранитоидных формаций происходило, вероятно, в результате палингенеза. Состав этих формаций во многом определялся составом фундамента и нижних структурных этажей. Учитывая большую энергоемкость магматических процессов (Е. И. Паталаха, 1967 г.), их развитие в пределах складчатых структур отметим, что они сопровождались взаимодействием магмы и среды, метаморфизмом пород, регенерацией и заимствованием вещества, в том числе рудного. В результате магматические образования приобрели определенные петролого-геохимические свойства «рудной специализации». При структурно-металлогеническом районировании следует, по-видимому, учитывать и формационный тип магматических комплексов и характер их рудоносности, как косвенные факторы, указывающие на состав и тип складчатых структур фундамента. Не исключено, что формирование сводово-глыбовых поднятий в значительной мере обязано гранитообразованию, и эти структуры можно относить к категории магматогенных. Некоторые исследователи также рассматривают их как структуры максимальной гранитизации (Э. Н. Лишневский, 1965 г.).

Процессы, происходившие в геосинклинальных и геоантиклинальных системах подвижных областей, носили различный характер, однако они развивались взаимосвязанно и синхронно. Такой геосинклинально-геоантиклинальный тип развития подвижных областей особенно характерен для позднего палеозоя и мезозоя Приамурья (Радкевич, Чеботарев, Усенко, 1966), но, очевидно, был характерен и для более ранних этапов развития этого региона.

Схема структурного районирования (рис. 7) отражает классификацию структур Приамурья для мелового времени. Построенная на выделении мезозойских тектоно-морфологических структур, схема вместе с тем отражает обе категории структур — седиментогенно-складчатые и блоково-глыбовые. В конце мезозоя — начале кайнозоя все они, как геоантиклинальные области, явились ареной активного гранитоидного магматизма и формирования блоково-глыбовых магматических поясов, которые нередко именуются структурами активизации.

В последние годы ведется оживленная дискуссия о процессах активизации. Одни исследователи (Е. П. Павловский, 1948 г., 1953 г.; И. В. Корешков, 1960 г.; Ю. В. Комаров и П. М. Хренов, 1962 г.; В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий, 1963 г.; М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др., 1969 г.) полагают, что активизация складчатых областей — явление вполне самостоятельное, не зависящее от влияния развивающихся по соседству геосинклинальных зон; другие (Ю. М. Шейнманн, 1968 г.; М. С. Нагибина, 1963 г.; Н. П. Херасков, 1967 г.; А. Л. Яншин, 1964 г.; А. И. Семенов, 1967 г. и др.) усматривают в процессах активизации влияние соседних более молодых геосинклинальных зон; а некоторые (А. Д. Щеглов, 1967 г.; В. Е. Хаин,

1965 г.; Е. А. Радкевич, 1965 г.; М. И. Ициксон, 1966 г. и др.) считают, что процессы активизации складчатых областей могут носить как зависимый от развития соседних геосинклиналей (отраженная активизация), так и независимый автономный характер.

Единого представления о процессах активизации складчатых областей пока еще нет. Более того, одни исследователи послесклад-

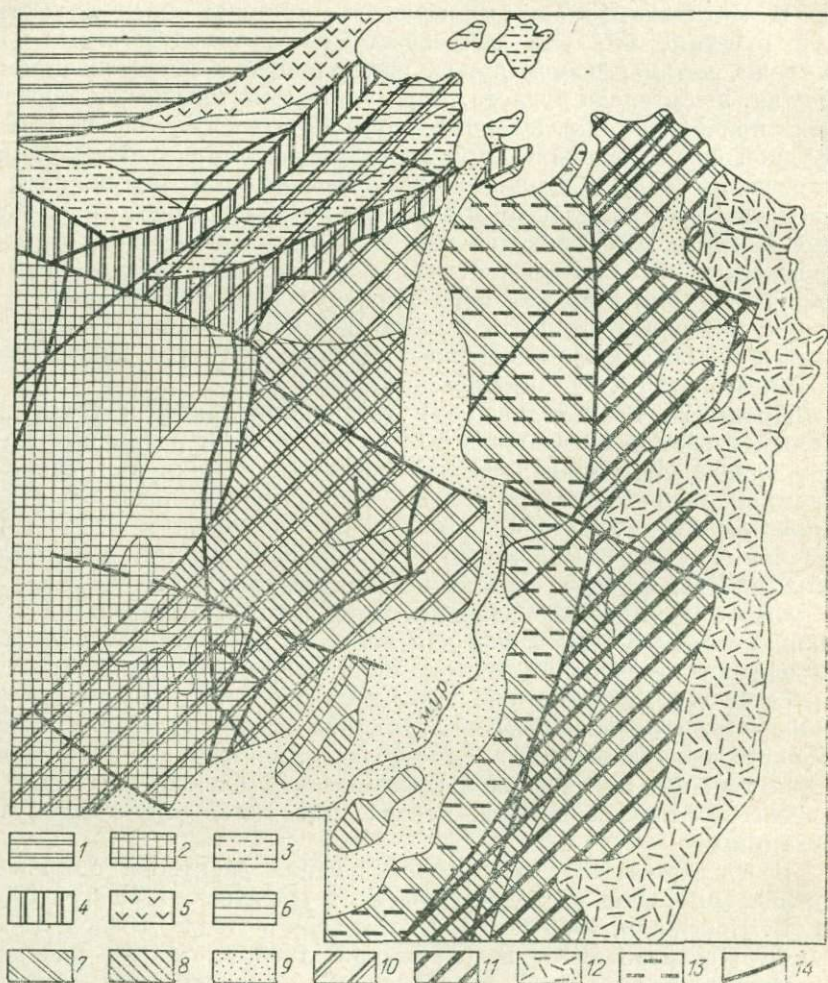


Рис. 7. Схема структурного районирования Сихотэалинской складчатой области

1 — Становая зона протерозойского складчатого обрамления юго-восточной части Сибирской платформы; 2 — Бурейский массив, Монголо-Охотская складчатая область; 3 — грабен-синклиналии; 4 — горст-антиклиналии; 5 — юго-западный фланг Охотского вулканогенного пояса; 6 — мезозойские наложенные прогибы. Сихотэалинская складчатая область; 7 — синклиналии; 8 — антиклиналии; 9 — кайнозойские впадины. Блоково-глыбовые магматические (орогенические) пояса; 10 — Хингано-Охотский; 11 — Сихотэалинский; 12 — Прибрежный вулканогенный пояс; 13 — Присихотэалинская зона; 14 — главные зоны разломов

чатые вулканоплутонические комплексы относят к поздним этапам геосинклинального развития, а другие связывают их образование с процессами активизации этих областей. Так, В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий (1963) считают, что формирование позднемезозойских эффузивно-интрузивных комплексов, распространенных в пределах Сихотэалинской складчатой области, связано с процессами активизации, тогда как Л. И. Красный, Н. А. Беляевский, Э. П. Изох и другие исследователи считают их производными заключительных этапов геосинклинального развития.

На основе изучения места и времени гранитоидного магматизма в развитии подвижных областей Приамурья авторы пришли к следующему выводу: формирование более молодых послескладчатых плутоно-вулканических комплексов в пределах структур завершенной складчатости не какое-то исключительное явление (активизация), оно представляется естественным и неотъемлемым элементом геосинклинального этапа их развития.

Аналогичная картина развития послескладчатого гранитоидного магматизма отмечается (Карпова, 1968) также в Казахстане, Восточных Саянах, Северном Тянь-Шане, Северном Вьетнаме, Юго-Восточном Китае, Богемском массиве, на Центральном плато Франции и т. д. Гранитоиды в этих регионах прорывают значительно более древние по возрасту складчатые образования, нередко образуя секущие по отношению к складчатым структурам пояса или зоны, которые размещаются в разновозрастных складчатых системах.

Таким образом, проявление гранитоидного магматизма поздних циклов в зонах складчатости предшествующих циклов подвижного пояса или области полициклического развития закономерно, и этот процесс, очевидно, следует рассматривать как явление естественное, свойственное развитию подвижных областей на геосинклинальной стадии их развития. Эти представления убедительно аргументированы Ю. М. Шейнманном (1968). Он справедливо считает, что концепция активизации складчатых областей не учитывает установленную закономерность локализации орогенного магматизма вне изохронных складчатых зон. Отрывая орогенную стадию их развития от доорогенной концепция активизации тем самым искусственно суживает представления об объеме геосинклинально-складчатого процесса.

Сводово-глыбовые движения и липарит-гранитоидный магматизм с завершением мезозойского тектоно-магматического цикла распространились не только на древние структуры, но и на зоны меловой складчатости. Наметившееся при этом усиление магматической деятельности в виде излияний кислых и средних лав и внедрений гранитоидов охватило всю территорию Приамурья и значительную часть сопредельных подвижных областей. Локальные очаги возникли даже по окраине Сибирской платформы. Размещение магматических пород контролировалось как ранее заложенными и возрожденными в мезозое разломами, так и вновь возникшими. Вдоль крупнейших разломов были окончательно сформированы такие магматогенно-глыбовые

пояса, как Становой, вновь созданы Хингано-Охотский, Сихотэ-алинский, Прибрежный и др. Их ориентировка при этом не совпала с ранее созданными складчатыми сооружениями.

Таким образом, в процессе позднемезозойских, а затем и кайнозойских блоковых дислокаций и магматизма геосинклинальные складчатые структуры были существенно перестроены и на их месте возникли новые блоковые структуры, в которых по разломам соприкасались блоки разновозрастной складчатости и различной пространственной ориентировки. Для этих мозаично-глыбовых гетерогенных сооружений характерен однотипный магматизм, сопровождавшийся близкой минерализацией. Образование этих магматогенных блоково-глыбовых структур завершает длительный геосинклинальный и геантиклинальный процессы развития Приамурья.

Господствующее развитие наложенных магматогенных сводово-глыбовых структур, переработавших более древние складчатые сооружения, существенно затрудняет геолого-структурное районирование региона по принципу выделения разновозрастных складчатых комплексов. Представляется, что при создании геолого-структурной основы металлогенических карт, предназначенных для отображения закономерностей размещения эндогенной минерализации, районирование целесообразнее основывать на выделении магматогенных сводово-глыбовых структур, созданных на геантиклинальном постескладчатом этапе развития подвижных областей. Это позволит более объективно отразить пространственное положение и конфигурацию металлогенических структур.

Своеобразие геологического развития рассматриваемого региона определило и принцип подхода к его структурно-металлогеническому районированию: выделение не только геосинклинальных седиментогенно-складчатых, но и геантиклинальных магматогенных сводово-глыбовых и глыбовых структур.

Сводово-глыбовые сооружения, как закономерные формы проявления тектогенеза геантиклинального периода развития подвижных областей, служат и важнейшими рудоносными структурами Приамурья; наряду со складчатыми сооружениями они приобретают значение определяющих структурных подразделений при структурно-металлогеническом районировании. Общим для всех этих мозаично-глыбовых структур как классификационных единиц, позволяющих выделить их при районировании, являются сходные магматические формации. Складчатые рудовмещающие комплексы сводово-глыбовых структур, влияющие главным образом на минеральные формы оруденения и морфологию рудных тел, в этих случаях будут вспомогательными элементами при районировании.

Отметим, что существующие структурно-тектонические схемы Приамурья, основанные на принципе выделения структурных подразделений по возрасту складчатости, не учитывают постескладчатые магматогенные глыбовые структуры и не увязываются с металлогеническими построениями и схемами. По этой причине авторами предлагается иная схема структурно-металлогенического районирова-

ния Приамурья (см. рис. 7 и 9). Принципы районирования сводово-глыбовых подвижных областей пока еще только начинают разрабатываться (Карпова, 1968), и представляемый вариант структурного и металлогенического районирования Приамурья является одним из первых опытов в этом направлении.

В соответствии с указанными схемами на территории Приамурья выделяются пояса и зоны сводово-глыбовых поднятий и гранитоидного или риолит-гранитоидного магматизма, антиклинории и синклинории как реликтовые структуры и депрессионные впадины, разделяющие сводово-глыбовые поднятия.

2. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

Восток-северо-восточные геосинклинально-складчатые структуры северо-западной части изученной территории обычно относятся к Монголо-Охотской складчатой области. Здесь выделяются: Тайканский, Тугурский и Ниланский мезозойские горст-антиклинории; Торомский грабен-синклинорий и Амгунский, Селиткано-Торомский и Буреинский синклинорий.

Горст-антиклинории представляют собой восточные ветви виргации Тукурингро-Джагдинской эвгеосинклинальной зоны полициклического развития. Эта зона в широтном направлении прослеживается далеко на запад, в район верхнего течения Амура. Она сложена, как и ее ветви, практически однотипными вулканогенно-осадочными формациями протерозоя, палеозоя и отчасти мезозоя. Для этих формаций характерны сингенетичная железорудная, марганцеворудная и фосфатная минерализации (особенно для раннекембрийских отложений Тайканской ветви).

Внутреннее строение горст-антиклинорий сложное, что обусловлено многократными складчатыми движениями. Разновозрастные геосинклинальные комплексы в целом характеризуются изоклинальной складчатостью и различной степенью метаморфизма. Степень метаморфизма возрастает вниз по разрезу от диагенезированных отложений филлитовой (зеленосланцевой) фации до амфиболитовой.

Среди складчатых образований развиты базиты в эффузивной фации и меньше в интрузивной, превращенные часто в зеленокаменные породы. Встречающиеся среди геосинклинальных отложений трещинные гранодиориты и плагιοграниты (ингаглинские) могут рассматриваться как дифференциаты габброидной магмы. В пределах Тугурского и Ниланского горст-антиклинорий развиты мезозойские гранитоиды и дайковые породы среднего состава. Развитие гранитоидов связано с формированием мелового Хингано-Охотского магматического пояса.

Т а й к а н с к и й горст-антиклинорий занимает крайнее северное положение Тукурингро-Джагдинской виргации; в его строении принимают участие формации вулканогенно-терригенного ряда. Наибольшее развитие в пределах антиклинория получили раннекембрийские песчаники, рифогенные известняки, кремни, диабазы,

с подчиненными им пластами железных, марганцевых и фосфатных руд. Позднемеловые гранитоиды встречаются здесь редко.

Тугурский горст-антиклинорий образует центральную ветвь виргации; в его строении принимают участие отчасти позднепротерозойские кристаллические сланцы и раннекембрийские терригенные и известково-терригенные, кремнисто-яшмовые, известковые и туфогенно-диабазовые породы, но в основном развиты среднепалеозойские терригенные отложения.

Ниланский горст-антиклинорий — крайняя юго-восточная ветвь виргации; он причленен по Ниланскому разлому к северо-восточному окончанию Баджальского антиклинория. Центральную его часть составляют Софийский и Кербинский выступы фундамента, сложенные метаморфизованными и сложно дислоцированными геосинклинальными образованиями раннего, среднего и позднего протерозоя. Их перекрывают девонские и раннекаменноугольные образования терригенного, известково-терригенного и вулканогенно-терригенного состава.

Торомский грабен-синклинорий расположен между Тайканским и Тугурским горст-антиклинориями. Он сложен девонскими и каменноугольными сложно дислоцированными вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями мощностью более 10 км.

Селиткано-Торомский синклинорий выполнен морскими терригенными формациями позднего триаса, юры и раннего мела. Мощность их изменяется от 3000 м в бассейне р. Тором до 7000 м в верховьях р. Галам. Отмечаются выпадения некоторых горизонтов ранней и средней юры и угловые несогласия. Мезозойские терригенные отложения образуют мультислойный синклинорий с пологоволнистостью залеганием пластов. Интенсивность складчатости изменяется вверх по разрезу: от 50—70° в триасовых толщах до 5—10° в позднеюрских-раннемеловых. В юго-западной части синклинория осадочные формации перекрыты позднепалеозойскими — верхнемеловыми эффузивами среднего и кислого состава (Селитканская вулканогенная зона). С последними тесно ассоциируют гранитоиды, образуя селитканский вулканоплутонический комплекс. Формирование этого комплекса связано с образованием Хингано-Охотского свода-глыбового магматогенного пояса.

Амгунский (Ульбанский) синклинорий располагается между Тугурским и Ниланским горст-антиклинориями в бассейнах рек Тугур и Усолгин и непосредственно примыкает к Ульбанскому заливу. Здесь распространены преимущественно триас-юрские терригенные морские отложения с подчиненными кремнистыми пачками. Складчатые структуры субширотного направления в некоторых местах перекрыты покровами меловых эффузивов и прорваны гранитоидами.

Бурейнский синклинорий характеризуется асимметричным строением, более крутыми углами падения крыльев в восточной части и пологими — в западной части. Сформирован на месте прогиба, заложившегося в позднем триасе вдоль восточной окраины

Буреинского массива. Этот прогиб ориентирован в меридиональном направлении почти под прямым углом к широтным монголо-охотским структурам и отделен от собственно сихотэалинских разновозрастных прогибов Чегдомынским поднятием. В этом смысле его можно рассматривать как передовой прогиб Сихотэалинской геосинклинали, хотя сходство выполняющих его формаций с ранее описанными разновозрастными прогибами Монголо-Охотской геосинклинальной области сближает его с ними.

В процессе развития ось прогиба смещалась к западу, в сторону внутренних частей Буреинского массива, что обусловило асимметричное строение синклинория. Его восточная часть выполнена юрскими морскими терригенными, отчасти триасовыми вулканогенно-осадочными формациями, смятыми в линейные складки и прорванными небольшими телами диоритов поздненижнемелового возраста; западная — позднеюрской и раннемеловой континентальной угленосной молассой, характеризующейся более простым строением складок с пологим падением крыльев, что придает ей черты, свойственные межгорным впадинам. Эти две зоны, различающиеся возрастом, составом пород и интенсивностью складчатости, разделены поднятием, проходящим вдоль Иорекского разлома. На некоторых участках складчатые образования мезозоя перекрыты горизонтально лежащей континентальной молассой позднего мела.

Северо-восточные геосинклинально-складчатые структуры центральной и юго-восточной части Приамурья охватывают северную половину Сихотэалинской складчатой области. Геологическое строение этой территории неоднородно. Она включает различные по составу и возрасту складчатые структуры: домезозойские, юрско-раннемеловые и позднемеловые, последовательно с запада на восток сменяющие друг друга.

Если пренебречь некоторыми деталями, то в пределах этой части Сихотэалинской области можно выделить три разновозрастные зоны складчатых структур (с запада на восток): зона с преобладанием домезозойских складчатых структур, зона юрско-раннемеловых складчатых структур и зона позднемеловых складчатых структур. Такая последовательность размещения складчатых зон объясняется направленной миграцией тектонических процессов. Подобный характер развития обуславливает и двоякое значение каждой структуры. Так, каждая складчатая зона, являясь синклинальной по отношению к расположенной западнее ее антиклинальной зоне, в то же время сама является антиклинальной по отношению к зоне, расположенной восточнее.

Изменение возраста складчатых зон в восточном направлении приводит к тому, что в западной части Сихотэалинской области антиклинории сложены домезозойскими образованиями, а синклинории — триас-раннемеловыми, в то время как в восточной половине последние слагают уже антиклинории, а синклинории сложены поздненижнемеловыми и ранневерхнемеловыми образованиями. Среди складчатых структур западной половины Сихотэалинской области

может быть выделено Баджалское краевое антиклинальное поднятие и Горинская синклинорная зона.

Б а д ж а л ь с к о е краевое юрско-раннемеловое антиклинальное поднятие непосредственно примыкает к Буреинскому массиву и сочленяется с ним по сложной системе разломов. Поднятие сложено преимущественно палеозойскими терригенными и подчиненными им кремнисто-вулканогенными образованиями.

Г о р и н с к а я синклинорная зона была сформирована восточнее Баджалского поднятия на месте поздне триасово-юрских прогибов. Для нее характерно омоложение развитых в ней осадочных формаций в направлении к востоку: в западной ее части развиты триас-юрские образования, а в восточных — позднеюрские и отчасти раннемеловые. Это свидетельствует о миграции зон осадконакопления в восточном направлении и связано с прогрессивным воздыманием Баджалского антиклинального поднятия.

Горинскую синклинорную зону одновременно следует рассматривать как антиклинорную структуру по отношению к расположенному к востоку от нее Западно-Сихотэалинскому синклинорию. Горинская зона представляет собой наиболее крупную складчатую структуру Сихотэалинской области. Она протягивается в северо-восточном направлении почти на 900 км из района нижнего течения р. Уссури до побережья Сахалинского залива. Восточная ее граница примерно совпадает с р. Амур, а с северо-запада на значительном протяжении границей ее служат Кукацкий и Курский разломы.

В Устьамгунском районе Горинская зона непосредственно сливается с Амгунской синклинорной зоной. Здесь развиты преимущественно юрские, а в восточной части — раннемеловые флишеидные терригенные формации с подчиненными им пачками спилитов, диабазов, кремнистых пород. Общая мощность юрско-раннемеловых формаций превышает 10 км. Породы смяты в узкие изоклинальные складки северо-восточного направления. Судя по наличию разрозненных выходов поздне триасовых-раннеюрских пород спилит-диабазовой формации, вытянутых полосой вдоль Амура (Хехцир, низовье р. Лимури, оз. Удыль, р. Правый Ваюн), здесь на ранних стадиях развития Горинской зоны располагался эвгеосинклинальный трог. В зоне пересечения Горинской зоны Центрально-Сихотэалинским разломом развиты послескладчатые поздне меловые гранитоиды нижеамурского комплекса. Юго-восточная часть зоны, к югу от оз. Болонь, в результате блоковых опусканий складчатых структур в кайнозой была перекрыта рыхлыми отложениями Среднеамурской впадины.

В восточной части Сихотэалинской области выделяются Западно- и Восточно-Сихотэалинские синклинории, разделенные Центрально-Сихотэалинским антиклинальным поднятием. Синклинории сформировались в середине верхнего мела на месте остаточных геосинклинальных прогибов баррема — раннего сенона. Выполняющие их формации представлены преимущественно флишеидами и молассоидами. В верхних частях этого терригенного комплекса (турон —

ранний сенон) отмечается повышенное содержание туфогенного материала, пачки измененных андезитов и континентальные угленосные фации. Отложения смяты в линейные относительно простые складки, при этом верхние свиты имеют более пологие углы падения.

Центрально-Сихотэалинское позднемеловое антиклинальное поднятие сложено интенсивно дислоцированными позднепалеозойскими и триас-среднеюрскими вулканогенно-терригенными и позднеюрско-раннемеловыми флишными терригенными формациями.

Таким образом, главнейшие складчатые структуры Сихотэалинской складчатой области сложены преимущественно терригенными породами с подчиненными им спилит-диабаз-кремнистыми и порфировыми пачками. Карбонатные породы в виде маломощных пластов и линз имеют ограниченное распространение. Складчатые сооружения разграничиваются разломами, имеющими характер структурных швов.

3. ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Рассмотрим наложенные сводово-глыбовые магматогенные структуры, созданные главным образом в позднемеловое-кайнозойское время.

После того как в раннем сеноне замкнулись позднегеосинклинальные прогибы, тектонические процессы в пределах Сихотэалинской области проявились в форме сводово-глыбовых поднятий и блоковых опусканий, в сочетании с активным магматизмом в эффузивной и интрузивной форме. Эти процессы охватили также и восточные районы монголо-охотских складчатых структур и Буреинского массива. Иными словами, ареалы проявления магматизма и блоковых дислокаций оказались шире, чем ареалы складчатых сооружений. Созданные в мезозое и палеозое складчатые структуры были расчленены секущими разломами на разновеликие блоки. Образовавшиеся разломно-блоковые структуры служили благоприятной средой для локализации эффузивных и интрузивных пород, преимущественно кислого состава.

Размещение меловых и кайнозойских магматических пород контролировалось системой разломов преимущественно субмеридионального направления.

Разломы играли важную роль не только в размещении магматических пород и связанного с ними эндогенного оруденения, но и в формировании блоково-глыбовых структур, особенно на орогенном этапе развития подвижных областей.

Выделяются две основные системы разломов: а) субширотная и широтная — Монголо-Охотская (Монгольская по Воляровичу, 1963) и б) северо-восточная и субмеридиональная, образующие Тихоокеанскую, или Сихотэалинскую, системы (рис. 8). Как справедливо подчеркивал Г. П. Волярович (1963), пересечение указанных структур, принадлежащих к основным структурным элементам планетарного

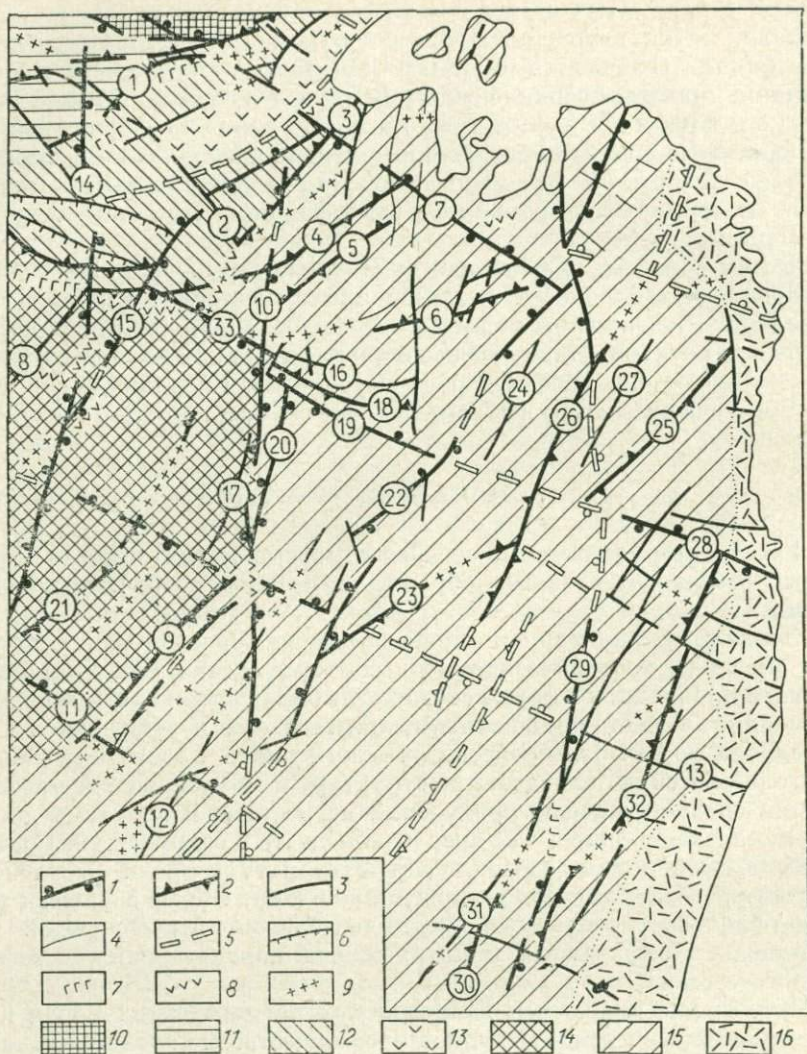


Рис. 8. Схема главных разломов Приамурья

Зоны главных разломов: 1 — трансструктурные; 2 — структурные; 3 — внутриструктурные (внутриблоковые); 4 — локальные разломы; 5 — скрытые (слепые) разломы, 6 — зоны предполагаемых надвигов. Участки разломов, контролируемых магматическими породами: 7 — основными и ультраосновными; 8 — средними; 9 — кислыми. Главные структурные подразделения: 10 — юго-восточная окраина Сибирской платформы; 11 — Становая складчатая зона; 12 — Монголо-Охотская складчатая область; 13 — юго-западный фланг Охотского вулканического пояса; 14 — Бурейский массив; 15 — Сихотэалинская складчатая область, 16 — Прибрежный вулканический пояс. Разломы и зоны разломов (цифры в кружках): 1 — Чогарский, 2 — Тохиканский, 3 — Тайканский, 4 — Кумусунский, 5 — Тугурский, 6 — Кербинский и Эзопский, 7 — Удско-Амгунский, 8 — Селемдинский, 9 — Хингано-Бурейнский, 10 — Восточнобурейнский, 11 — Бурей-Бирско-Бикинский, 12 — Никольский, 13 — Зейско-Урмийско-Ботчинский, 14 — Амуро-Учурский, 15 — Турано-Удский, 16 — Софийский, 17 — Иорекский, 18 — Ниланский, 19 — Совахский, 20 — Тастахский, 21 — Мельянский, 22 — Куванский, 23 — Курский, 24 — Харпичиканский, 25 — Афанасьевский, 26 — Бичи-Амурский, 27 — Лимурийский, 28 — Туминский, 29 — Централно-Сихотэалинский, 30 — Западно-Сихотэалинский, 31 — Алчанский, 32 — Катэн-Коппинский, 33 — Южноджагинский

значения, является наиболее важной особенностью геологического строения южной части Дальнего Востока.

С крупными глубинными разломами главных направлений связана целая серия сопряженных менее глубинных разломов других направлений, образующих сложную систему шовных разрывных структур, ограничивающих тектонические мегаблоки. По составу приуроченных к ним магматических пород и по глубинности заложения можно выделить три группы разломов: 1) глубинные разломы, контролирующие развитие интрузий базитов и ультрабазитов; 2) глубинные разломы, сопровождаемые интрузиями диоритов и лавами андезитов; 3) разломы умеренной глубины заложения, сопровождаемые интрузиями гранитоидов и лавами липаритов. Разломы, сопровождаемые интрузиями базитов на более поздних этапах, часто контролируют размещение интрузий гранитоидов. Поэтому группировка разломов по составу магматических проявлений в определенной мере условна и отражает лишь один из важнейших этапов развития данного разлома.

Глубинные разломы первой группы наиболее характерны для Монголо-Охотской области. Они возникли еще в протерозое, затем неоднократно возрождались. В пределах Сихотэалинской области глубинные разломы (Центрально-Сихотэалинский, Прибрежный, Западно-Сихотэалинский) были особенно активны в мезозое и кайнозое. Разломы второй и третьей групп имеют более широкое развитие. Они контролируют такие магматические и вместе с тем металлогенические пояса, как Хингано-Охотский, Сихотэалинский и др.

В ходе развития разломы, это уже отмечал М. И. Ициксон, эволюционировали от относительно простых монотрещин, контролировавших геолосинклинальные трюги, до сложно построенных ослабленных разломных зон геоантиклинальных сооружений, достигающих иногда в ширину нескольких десятков километров. Вместе с ними эволюционировал и состав магматических пород — от однотошного базальтоидного или гранитоидного до более пестрого и неустойчивого, а сопровождающая их рудная минерализация — от простой по составу — высокотемпературной, до более сложной — близповерхностной.

Наряду с глубинными магмоконтролирующими разломами на описываемой территории развиты и глубинные разломы без магматических проявлений, сформировавшиеся в условиях сжатия, а также крупные близповерхностные разломы, сбросы, взбросы, взбросонадвиги, надвиги.

По масштабу проявления и значению в развитии различных блоков земной коры среди разломов Приамурья, с учетом предложенной И. Н. Томсоном (1965) систематики, выделяются следующие группы: краевые, структурные, поперечные и секущие швы. Среди последних могут быть выделены трансструктурные и межблоковые. Необходимо иметь в виду условность такой группировки, так как один и тот же разлом на разных интервалах имеет различный характер.

Наряду с обычными и открытыми разломами, отчетливо проявляющимися на поверхности, получили распространенные скрытые разломы фундамента (И. Н. Томсон, 1962 г.), часто поперечные и рудоконтролирующие.

Разломы перечисленных групп сопровождаются сопряженными с ними внутроструктурными и внутриблоковыми разломами, часто оперяющими. Их протяженность не превышает первых сотен километров. Обычно они вмещают отдельные магматические тела или группы тел, принадлежащие какому-либо одному магматическому комплексу. Эта группа локальных разломов нередко является непосредственно рудоподводящей или даже рудолокализирующей.

Важнейшими разломами (швами) субширотного направления являются: Южноджагдинский, Удско-Амгунский, Херпучинский, Зейско-Урмийский, Бурей-Бирский. В рассматриваемом регионе они представляют собой серии сближенных частных разломов, группирующихся в зоны.

Южноджагдинский (Южнотукурингский) разлом, как справедливо отмечали Г. П. Волярович (1963) и Л. И. Красный (1960), является важнейшей структурной линией рассматриваемого региона. Он играл роль не только в формировании Джагдинской геосинклинально-складчатой зоны. Протягиваясь далее на восток, он оказал существенное влияние и на развитие Сихотэалинской подвижной области, где выступает как поперечный разлом фундамента. Таким образом, этот разлом может рассматриваться не только как краевой, но и как трансструктурный.

Прослеживаясь по аз. $285-295^\circ$ более чем на 1300 км от бассейна р. Омутная на западе, где он соединяется с Североджагдинским разломом, до побережья Татарского пролива и далее на о-в Сахалин, Южноджагдинский разлом пересекает и разграничивает ряд других крупных структурных элементов. В связи с этим характер разлома на отдельных участках не одинаков, так как очевидно и его влияние на прилегающие структуры. Поэтому удобнее рассматривать его по отдельным звеньям, которые и на схеме получили самостоятельные наименования (см. рис. 8).

Собственно Южноджагдинское западное звено этого разлома прослеживается на 700 км от р. Омутная до хр. Эзоп. Восточное сихотэалинское звено Южноджагдинского разлома (от хр. Эзоп через бассейн рек Солах, Горин и Тумнин до побережья Татарского пролива) в отличие от западного не имеет столь четкого магматического и структурного выражения. Ориентированный почти под прямым углом к сихотэалинским складчатым структурам Южноджагдинский разлом здесь как бы «деградирует», расчленяясь на ряд более мелких разломов (Сонахский, Горинский и Тумнинский), перекрытых на некоторых интервалах мезозойскими отложениями верхнего структурного яруса.

Сонахский участок разлома разделяет Дукинское (южное) крыло Ниланского антиклинория, сложенное триасовыми отложениями, от центральной зоны самого антиклинория, представленной палеозой-

скими породами. Горинский участок разлома имеет характер скрытого разлома. По наблюдениям авторов, на существование Горинского разлома указывают одновременное погружение шарниров ряда параллельных антиклинальных складок, повышенная трещиноватость юрских пород, резкое изменение направления долины р. Горин с северо-восточного на юго-восточное. Тумнинский участок Южноджагдинского разлома (Северо-Сихотэалинского по Г. П. Воляровичу, 1963) ограничивает с севера Центрально-Сихотэалинское меловое поднятие. В сочетании с широтным Устьхунгарийским разломом он образует сложную разломную зону, вдоль простираения которой развиты интрузивы ультрабазитов, габброидов и гранодиоритов Дюкалинского массива (хорский комплекс).

Южноджагдинский разлом оказывает непосредственное влияние и на ориентировку разломов сихотэалинского направления. Последнее в месте пересечения с ним меняют северо-восточную ориентировку на меридиональную. Южноджагдинский разлом имеет важное металлогеническое значение, особенно для Сихотэалинской складчатой области. Он служит границей между золотоносными и оловоносными областями, расположенными севернее и южнее разлома.

Удско-Амгунский и Херпучинский разломы принадлежат, по-видимому, к единой зоне, секущей под острым углом монголоохотские и сихотэалинские складчатые структуры. Разломы прослеживаются от р. Уда, через район прииска Херпучи, до побережья Татарского пролива по цепи гранитных массивов и покровов вулканитов. Разломы были прослежены в районе Торомского прогиба (В. А. Ярмолюк, 1949 г.) и показаны на схеме интерпретации аэромагнитной съемки (К. А. Шанды, 1966 г.). Они имеют важное металлогеническое значение: к северу от них резко возрастает интенсивность золоторудной минерализации (Тыльско-Тугурский, Ульбанский, Чаятыно-Колчанский, Мевачанский золотоносные районы).

Зейско-Урмийский разлом сечет Буреинский массив, Буреинский синклиорий и Баджальскую вулканогенную зону. В Сихотэ-Алине на продолжении разлома располагается Ботчинский разлом, где он разграничивает Анюйский редкометалльный и Верхнехорский олово-вольфрамородный районы. В Буреинском массиве Зейско-Урмийский разлом контролирует Мельгинский узел молибденовой минерализации.

Бурей-Бирский разлом располагается южнее Зейско-Урмийского и прослеживается от ст. Бурей до г. Биробиджан по мелким полям кислых лав. На пересечении его с крупным разломом северо-восточного направления локализуется Хингано-Олонойский оловорудный район.

Тихоокеанская (сихотэалинская) система разломов объединяет два главных направления: субмеридиональное (сахалинское) и северо-восточное (собственно сихотэалинское). Наиболее значительные разломы субмеридионального направления — Восточнобуреинский, Центрально-Сихотэалинский, Прибрежный.

Восточнобурейнский разлом проходит вдоль восточной окраины Бурейнского массива, на стыке с блоковой зоной западной окраины Сихотэалинской подвижной области. Морфология разлома сложная, на поверхности он выражен в виде серии сближенных частных разрывов, ориентированных в субмеридиональном направлении, осложненных сопряженными и оперяющими ответвлениями северо-восточного направления; вдоль последних локализуется большая часть магматических пород. В этой зоне соприкасаются тектонические блоки и чешуи пород различного возраста и ориентировки. Вследствие неодинаковой активности разлома на различных участках, отдельные отрезки его (Биробиджанский, Умальтинский, Харгинский) сильно отличаются друг от друга.

Биробиджанский отрезок разлома прослеживается вдоль восточной окраины Бурейнского массива (западнее г. Биробиджана) и контролирует положение ряда гранитных массивов. Умальтинский отрезок разлома прослеживается вдоль восточной окраины Бурейнского прогиба и в сопряжении с Тастахским разломом ограничивает Четдомынский выступ древних пород. Харгинский отрезок Восточнобурейнского разлома, пересекая почти под прямым углом складчатые структуры Ниланского антиклинория, трассируется полями дайковых пород диорит-порфиритового состава. Здесь располагаются золотоносные куполовидные структуры (Кербинская, Софийская, Златоустовская).

Восточнобурейнский разлом (в сочетании с северо-восточными и субширотными разломами) являлся важнейшим элементом Хингано-Охотского рудно-магматического пояса. Особенно перспективен на обнаружение рудных месторождений узел пересечения Восточнобурейнского разлома с Хингано-Бурейским и Зейско-Урмийским.

Центрально-Сихотэалинский разлом выделен Н. А. Беляевским и Ю. А. Громовым (1963) как структурный шов. По мере накопления геологических материалов все более выясняется его значение в качестве структурной линии первого порядка, контролировавшей формирование Сихотэалинского магматического пояса. Осевая зона разлома ориентирована в близмеридиональном направлении под острым углом к складчатым структурам. Она прослеживается более чем на 1300 км от залива Николая на побережье Охотского моря до бухты Судзухе на побережье Японского моря. В районе пересечения с Южноджагдинским разломом (Тумнинский участок) он образует небольшой излом, и северное его продолжение приобретает строго меридиональную ориентировку. Этот излом разделяет Центрально-Сихотэалинский разлом на два отрезка: собственно Сихотэалинский субмеридиональный (15°) и Нижнеамурский меридиональный ($0-5^{\circ}$).

Морфология разлома сложная. Он представляет собой серию кулисообразных и ветвящихся трещин, заполненных ультрабазитами и гранитоидами. Такое «перистое» строение Центрально-Сихотэалинского разлома указывает на активность напряжений как меридионального, так и северо-восточного направлений. Наряду с базитами

и гранитоидами в зоне разлома имеют место дислокационные гнейсы милониты, катаклазиты (р. Хор). Ориентировка разлома в целом не совпадает с сихотэалинским направлением складчатости, и лишь сопряженные с ним северо-восточные разломы имеют согласное со складчатостью направление. При этом разломы северо-восточного направления, очевидно, представляли собой в отдельные периоды их развития трещины отрыва, вдоль которых происходило формирование плитообразных тел гранитоидов. Характерно, что преобладающая часть массивов гранитоидов располагается к востоку от осевой части разлома. По строению и связанным с ним магматическим продуктам этот разлом сходен с Восточнобурейнским.

Прибрежный разлом может рассматриваться как краевой или окраинно-материковый шов. Он приурочен к зоне сочленения Сихотэалинской и Сахалинской складчатых областей и на всем протяжении «залечен» позднемеловыми и кайнозойскими эффузивами Прибрежного вулканогенного пояса, а также позднепалеогеновыми гранитоидами. Поэтому ось разлома не может быть только намечена. Разлом имеет важное металлогеническое значение. В его створе отмечается наличие центров вулканической деятельности (Чипали и др.). В целом он ориентирован параллельно Центрально-Сихотэалинскому разлому.

Среди разломов северо-восточного (35°) направления выделяются Куканский, Хингано-Бурейнский, Тугурский, Западно-Сихотэалинский, Катэн-Копшинский, Тайканский и др. структурные и межблоковые разломы.

Куканский трансструктурный разлом прослеживается от пос. Ленинское на р. Амур до мыса Александра на Охотском побережье. На многих участках он контролирует размещение палеозойских и мезозойских магматических пород, преимущественно гранитоидного состава. В южной части Куканский разлом приурочен к границе юго-восточного выступа Бурейского массива, затем прослеживается по восточной кромке Баджальской вулканогенной зоны и далее к северо-востоку в бассейне рек Лянчли и Дуки трассируется позднемеловыми гранитоидами и вулканитами, а еще северо-восточнее — Омельдинским трещинным интрузивом. Направление разлома близко простирацию палеозойских и мезозойских складчатых структур. Почти на всем протяжении разлома фиксируется разнообразная рудная минерализация.

Хингано-Бурейнский межблоковый разлом объединяет ряд частных разломов, прослеживающихся в районе с. Пашковона-Амуре, западнее г. Облучье, в районе ст. Тырма и в бассейне р. Сутырь. Хингано-Бурейнский разлом — это своеобразный «барьер», западнее которого позднемеловая магматическая деятельность практически не проявлялась. Вдоль разлома локализуется сурьмяная, ртутная, флюоритовая и золотая минерализация.

К категории структурных разломов относятся: Западно-Сихотэалинский и Лимуринский разломы, ограничивающие Западно-Сихотэалинский синклиниорий, и Катэн-Копшинский

разлом, ограничивающий с северо-запада Восточно-Сихотэалинский синклинорий. Последний вмещает многочисленные массивы гранитоидов и имеет важное металлогеническое значение.

О разломах строго широтного направления на данной стадии изученности можно говорить лишь в самых общих чертах, так как они не изучались. Однако их нередко объединяют с субширотными, что, возможно, объясняется совпадением их ориентировки на некоторых интервалах. Несколько таких разломов можно наметить лишь ориентировочно, по ряду признаков (структурно-геоморфологическому, магматическому и т. п.). Так, один из них, очевидно, проходит из бассейна р. Кивели через пос. Умалъту, далее он совпадает с Ниланским субширотным разломом, следуя через оз. Чукчагир и далее вдоль нижнего течения р. Пильды до оз. Кади. Второй разлом может быть намечен по линии: устье р. Гуджала — оз. Болонь — устье р. Хунгари — мыс Сюркум, на побережье Татарского пролива (Сюркумский разлом). Эта широтная линия ограничивает с севера опущенный блок Среднеамурской впадины. Третий разлом субширотного направления прослеживается от устья р. Хинган через р. Биру — на оз. Сандиганское и до г. Чипшали, что южнее г. Совгавань.

В заключение отметим решающую роль разломов в распределении эндогенной минерализации. В зависимости от профиля развития разломов проявляется отчетливая смена характера минерализации. К разломам, контролирующим ультраосновные и основные породы раннегеосинклинальной стадии, приурочена сегрегационная минерализация железа, никеля и др. К разломам, контролирующим породы габбро-плагиогранитной формации позднегеосинклинальной стадии, приурочена минерализация железа, меди и др. В зонах, контролирующих проявления гранитоидного магматизма геосинклинального периода развития, отмечены концентрации золота, свинца, цинка, меди, вольфрама, молибдена, олова, редких металлов и др.

Рудоконтролирующая роль разломов иллюстрируется многочисленными примерами. Так, Хингано-Буреинский разлом контролирует сурьмяно-ртутную и флюоритовую минерализацию. Ряд разломов разграничивает блоки с различной минерализацией. Сонах-Тумнинский отрезок Южноджагдинского разлома разграничивает оловоносные области от золотоносных. Не менее важный момент представляет установленная геохимическая специализация разломов, выражающаяся в золотоносности разломов субширотного направления и оловоносности разломов субмеридионального направления. Очевидно, при металлогенических построениях необходимо учитывать разломы как барьерные структуры, ограничивающие распространение магматических пород и связанной с ними рудной минерализации.

Разломы обусловили блоковое строение рассматриваемой территории. При пересечении или сближении разломов образуются мелко-блоковые структуры. Последние, будучи легкопроницаемыми, оказались наиболее благоприятными структурами для локализации ору-денения. Именно на таких участках пересечения разломов располо-

жены важнейшие рудные районы и узлы рассматриваемого региона.

Все изложенное свидетельствует о том, что в послескладчатый орогенный (геоантиклинальный) период развития складчатые структуры Сихотэалинской и сопредельной с ней Монголо-Охотской подвижных областей, а также Буреинского массива подверглись тектоно-магматической перестройке. На их месте были сформированы по существу новые структурные формы, характеризующиеся сочетанием разобщенных и смещенных относительно друг друга блоков прежних складчатых структур, объединяющим элементом которых явились однотипные или близкие вулканоплутонические формации, преимущественно липарит-гранитоидного ряда. Вновь созданные сводово-глыбовые магматические пояса ориентированы в субмеридиональном направлении, под углом к направлению складчатых структур; иными словами, пространственно они не совпадают со структурно-фациальными зонами собственно геосинклинального периода развития.

В соответствии со сказанным в Приамурье можно выделить: Хингано-Охотский и Сихотэалинский¹ сводово-глыбовые пояса, Прибрежный вулканический пояс, Уссури-Охотский пояс кайнозойских дислокаций и депрессий; первые — как положительные структуры воздымания, а последний — как отрицательную структуру погружения.

а. Хингано-Охотский сводово-глыбовый пояс

Формирование Хингано-Охотского пояса меловых блоковых дислокаций и вулканоплутонического магматизма связано с эпохой сводово-глыбовых поднятий области завершенной складчатости и пространственно приурочено к сочленению жесткой глыбы Буреинского массива с более подвижными обрамляющими его складчатыми структурами. Такое сочленение разнородных структур оказалось наиболее проникаемым для магматизма, что и предопределило его местоположение.

В геоморфологическом отношении это положительная структура, включающая Куканский, Баджалский, Джаки-Унахта-Якбийский, Мяочанский, Буреинский, Эткиль-Янканский, Дуссе-Алинский, Эзопский, Ям-Алинский, Тьльский и другие хребты и горные сооружения, в ядрах которых обычно обнажаются верхнемеловые гранитные интрузивы.

Следуя Ю. А. Косыгину (1969), Хингано-Охотский пояс можно было бы назвать террагеоантиклиналью (континентальный гомолог геоантиклинали).

¹ Магматическими сводово-глыбовыми поясами, в соответствии с представлениями Е. Д. Карповой (1968), авторы считают линейные блоково-глыбовые послескладчатые сооружения, характеризующиеся близким или однотипным преимущественно гранитоидным магматизмом.

Пояс в целом, обрамляя жесткую глыбу Буреинского массива с востока, имеет генеральное субмеридиональное направление и прослеживается на 800 км от Амура до побережья Охотского моря. Ширина его от 100 км на флангах до 300 км в средней части. С востока он ограничивается Чукчагирской и Среднеамурской впадинами, его западная граница — Хингано-Буреинский, Тастахский и Турано-Удский разломы.

Хингано-Охотский пояс включает складчатые структуры западной части Сихотэалинской складчатой области, восточную окраину Буреинского массива и монголо-охотские складчатые структуры Приохотья. В деталях контуры пояса более сложны, благодаря сочетанию внутриблоковых разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Эти разломы не только усложняют контуры пояса, но и обуславливают наличие сложной мозаики блоков с различным магматизмом и уровнем эрозионного среза, что предопределяет многообразие форм и типов проявления рудной минерализации пояса в соответствии с различием магматизма и структурно-фациальными особенностями слагающих его блоков.

В пределах пояса выделяются блоковые структуры различного возраста, степени консолидации и формационного состава: протерозойские, раннекембрийские, палеозойские и мезозойские. Протерозойские и позднепротерозойско-раннекембрийские блоковые структуры сложены складчатыми первичноосадочными (терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными) и вулканогенными образованиями, метаморфизованными в филлит-зеленокаменной, отчасти амфиболитовой фациях. С ними связан комплекс главным образом сингенетичной и отчасти магматогенной минерализации, проявленной преимущественно в южной (Хингано-Баджалской) части пояса и в меньшей мере в приохотской его части. Это прежде всего графитовосодержательная, магнезитовая и тальковая минерализация мурандавской свит на Малом Хингане, а также железо-марганцево-фосфатная минерализация раннекембрийских геосинклинальных отложений на Малом Хингане и в Тыльско-Шантарской зоне.

Средне- и позднепалеозойские блоковые структуры сложены складчатыми терригенно-вулканогенно-кремнистыми, отчасти марганцевоносными (хр. Вандан), карбонатно-терригенными и терригенными геосинклинальными формациями, достигающими на отдельных участках пояса более 7000 м мощности.

Протерозойские и палеозойские складчатые комплексы вмещают протерозойские и палеозойские магматические гранитоидные комплексы, с которыми связана сравнительно слабая молибденовая, оловянная, полиметаллическая, редкометалльная и, возможно, золотая преимущественно высокотемпературная минерализация.

Мезозойские (верхнетриасово-юрские) складчатые структуры сложены терригенными, терригенно-кремнистыми формациями мощностью до 6000 м. С кремнистыми пачками связана слабая марганцевосодержательная.

С этими разновозрастными и различно ориентированными блоково-складчатыми структурами здесь широко развиты эффузивные и интрузивные образования поздненижнемелового и верхнемелового возраста, образующие вытянутый в субмеридиональном направлении ареал однотипных пород. Эффузивы среднего и кислого состава образуют иногда огромные, до 10 000 км² покровы. Наиболее крупные из них — Селитканский, Эзопский, Баджальский, Хингано-Олонойский покровы, менее крупные — Ульбанский, Эвурский, Комсомольский, Западно-Сихотэалинский и ряд более мелких, которые фиксируют одиночные магматические очаги.

Покровы сложены меловыми (апт — сенон) слабо дислоцированными андезитами, дацитами, липаритами. В наиболее крупных эффузивных покровах — Хингано-Олонойском, Баджальском и Селитканском мощность вулканогенных образований достигает 4000 м. С вулканогенными образованиями пространственно тесно связаны разновозрастные и сходные по составу комагматичные гранитоиды, совместно они образуют эффузивно-интрузивные комплексы, обуславливающие в основном металлогению Хингано-Охотского пояса.

К сожалению, изученность мелового магматизма пояса еще недостаточна. Изучение его осложняется как малым развитием осадочных стратифицирующихся мезозойских образований и сложностью стратиграфического расчленения эффузивов, так и специфической блоковых структур и дифференцированностью их относительных перемещений.

Магматические комплексы пояса имеют много общих особенностей. Их интрузивные и эффузивные фации пространственно и структурно тесно связаны между собой, образуя ряд вулканоплутонических комплексов: хингано-олонойский, мяочано-баджальский, эзопско-дуссеалинский, селитканский, ульбанский, тугурский и др. Эффузивно-интрузивные комплексы различных участков пояса отличаются заметной общностью их структурной позиции, петролого-геохимических и металлогенических особенностей. Они представляют собой послескладчатые образования с резко выраженной дискордантностью интрузивов, контролируемых расколами субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. В связи с этим интрузивные тела располагаются цепочками вдоль разломов указанных направлений.

Размещения магматических пород контролировались сложной системой разломов субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. В пределах северной части пояса условия локализации магматических пород усложнялись влиянием возрожденных разломов субширотного направления.

По особенностям складчатых структур, характеру фундамента и металлогении пояс делится на две крупные области: южную — Хингано-Баджальскую и северную — Приохотскую, или Ямалинскую, располагающиеся, соответственно, на площади развития сихотэалинских и монголо-охотских складчатых структур. В связи с этим пояс сечет складчатые структуры на юге под острым углом, а на севере

почти под прямым. Границей этих областей служит Сонахский разлом, являющийся звеном Южноджагдинского глубинного разлома.

б. Сихотэалинский сводово-глыбовый пояс

Сихотэалинский пояс позднемеловых-кайнозойских блоковых дислокаций и магматизма прослеживается более чем на 1300 км от побережья Охотского моря до побережья Японского моря. Рассматриваемая его приамурская часть до широты р. Бикин составляет около 800 км. С запада Сихотэалинский пояс отделен от Хингано-Охотского Уссури-Охотским поясом кайнозойских дислокаций и впадин, а с востока — вулканитами Прибрежного пояса.

Эта крупная сводовая морфоструктура, возникающая в позднемеловое-палеогеновое время, подчеркнута горным сооружением Сихотэ-Алинь, а к северу от р. Амур невысокими хребтами Чаятын, Дымкан и др. В осевой части хребтов обнажаются верхнемеловые гранитные интрузивы. Сихотэалинский сводово-глыбовый пояс Г. И. Худяковым (1965 г.) выделяется также как террагеоантиклинорий. В строении складчатого основания пояса принимают участие позднепалеозойские триас-юрско-раннемеловые и позднемеловые складчатые вулканогенно-осадочные и осадочные геосинклинально-складчатые комплексы, имеющие северо-восточное генеральное направление. Позднепалеозойский структурный ярус составляет ядро Центрально-Сихотэалинского антиклинория. Он представлен в основном терригенными образованиями с подчиненными им пачками кремнистых пород и залежей пластовых тел спилитов и диабазов. Мощность позднепалеозойских отложений 6—7 км. Триас-раннемеловой структурный ярус представлен вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями триаса — средней юры и флишоподными терригенными отложениями поздней юры — раннего мела. Общая мощность отложений этого структурного яруса достигает 12—15 км.

Меловой (баррем-сенонский) структурный ярус сложен преимущественно терригенными отложениями, иногда флишоподными, с маломощными пачками кремнистых и туфогенных пород и залежами порфиритов, мощность его 4—7 км. Эффузивные и интрузивные породы здесь широко распространены. Размещение их контролировалось разломами северо-восточного, субмеридионального северо-западного и субширотного направления. Ведущие — две первые системы; причем, субмеридиональная и северо-восточная системы расколов — это главные шовные структуры сихотэалинского направления. Они предопределяют границы зон магматизма. Северо-западные и субширотные разломы также многочисленны, однако по форме и значению в металлогении они резко отличаются от первых. В современном срезе они проявляются слабо. По ряду косвенных признаков они трассируются на продолжении монголо-охотских разломов, контролируют размещение интрузивов, особенно ультрабазитов, но чаще фиксируются по резкой смене фаций осадочных

отложений и флексуобразным изгибам складчатых структур, зонам повышенной трещиноватости, дайковым образованиям и, главное, по резкой смене характера минерализации. Несомненно, часть из них — это скрытые расколы фундамента, сравнительно слабо проявившиеся в верхних структурных ярусах. На поверхности они определяют границы различных блоков, каждому из которых присущ свой характер и тип минерализации, т. е. это своего рода структурные и рудные «барьеры», являющиеся границами рудных районов.

Среди перечисленных направлений разломов главнейшим магмоконтролирующим разломом является субмеридиональный Центрально-Сихотэалинский структурный шов в сочетании с опояривающими его разломами северо-восточного направления. Значительно меньшая магмоконтролирующая роль принадлежит системе разломов северо-западного направления.

Магматизм Сихотэалинского пояса проявлен интенсивно и во многом сходен с Хингано-Охотским поясом. Характерная его особенность — преобладание интрузивных фаций в центральной части и эффузивных в бортовых зонах, что может быть связано также с активным сводовым поднятием центральных зон и энергичной эрозией в послескладчатый период развития. Наряду с этим интересна повышенная основность интрузивов северной части пояса по сравнению с южной, где преобладают нормальные гранитоиды. Границей этих различных петрохимических блоков служит зона Тумнинского разлома запад-северо-западного направления.

Подобную особенность в характере магматизма мы отмечали и в Хингано-Охотском поясе, в его северной Ямальной и южной Хингано-Баджальской областях, разделенных Сонахским отрезком той же северо-западной системы Джагдинских расколов. Это повторение одной и той же тенденции в обоих поясах, подкрепляемой к тому же резкой сменой характера металлогении, представляет несомненно закономерность, пренебрегать которой нельзя. При этом всякая попытка понять причину и смысл этих отличий невольно приводит к сопоставлению особенностей состава фундамента северных и южных частей поясов — фемического или сиаало-фемического для первых и существенно сиалического для вторых.

В пределах пояса выделяются несколько магматических комплексов: хорский ультрабазитовый, хунгарийский и сандинский, нижнеамурский, бачелазский и бапшинский, иолийский, верхнеудоминский и прибрежный гранитоидные, охарактеризованные выше. Исследования Э. П. Изоха, В. В. Русса и др. (1967) показали: бачелазскому и верхнеудоминскому комплексам (а следовательно, и их аналогам — бапшинскому и иолийскому) сопутствует оловянная, вольфрамовая, молибденовая, свинцово-цинковая и редкометальная минерализация, а с нижнеамурским комплексом связаны золотые, свинцово-цинковые, золото-ртутные и медно-молибденовые проявления. В экструзивных фациях прибрежного комплекса известны месторождения золота, свинца и цинка, алунитов-

Таким образом, по характеру магматизма и металлогении в пределах Сихотэалинского пояса может быть выделено также две структурно-металлогенические области: Нижнеамурская золотоносная и Северо-Сихотэалинская оловоносная, которые, в свою очередь, могут быть разделены на зоны или подзоны меридионального направления. Нижнеамурская область занимает северную часть пояса, контуры которой примерно совпадают с ареалом развития поздне-мелового нижнеамурского диорит-гранодиоритового комплекса. Северо-Сихотэалинская область располагается к югу от р. Хунгари и характеризуется более сложным строением складчатого основания и пестрым составом магматических пород. Границей этих двух областей служит Туминский разлом, составляющий восточное звено Южноджагдинского глубинного разлома.

В меридиональном направлении Сихотэалинский пояс по структурно-магматическим признакам может быть разделен на две зоны: Центральную-Сихотэалинскую и Восточно-Сихотэалинскую. Эти зоны прослеживаются на всем протяжении Сихотэалинского пояса в обеих его областях. Их выделение обосновывается главным образом возрастом и характером свойственного им магматизма. Так, если Центральную-Сихотэалинскую зону характеризуют позднемеловые преимущественно интрузивные нижнеамурский и хунгарийский комплексы, то в Восточно-Сихотэалинской преобладает позднемеловой-палеогеновый эффузивно-интрузивный магматизм (верхнеудоминский комплекс).

Центрально-Сихотэалинская зона позднемеловых блоковых дислокаций и магматизма в южной части совпадает с верхнемеловым антиклинальным поднятием и осевой частью хребта Сихотэ-Алинь. Западной границей зоны являются в северной части (от залива Николая до р. Анюй) Центральная-Сихотэалинская разлом, а в южной — Западно-Сихотэалинская разлом. Восточная граница в северной части проходит по бортам Устьамгунской и Удыльской впадин, а в южной части по Катэн-Копшинскому разлому. Ширина зоны 75—100 км. По характеру складчатого основания, возрасту и магматизму Центральная-Сихотэалинская зона подразделяется на Лимури-Херпучинскую и Хорско-Анюйскую подзоны.

Восточно-Сихотэалинская зона палеогеновых блоковых дислокаций и магматизма расположена восточнее Центрально-Сихотэалинской и отчасти совпадает с Восточно-Сихотэалинской синклинойной зоной. Здесь развиты преимущественно терригенные, отчасти флишеидные формации позднепоздне-мелового и верхнемелового возраста и в меньшей мере раннего мела. Широко развиты раннепалеогеновые интрузивные и эффузивные породы среднего и умеренно кислого и кислого состава, которые собственно и обуславливают выделение этой зоны. Подчиненное значение имеют позднемеловые эффузивы и гранитоиды. Изолированные эффузивные покровы, увеличиваясь в размерах, часто сливаются с вулканитами Прибрежного вулканогенного пояса, что не позволяет наметить между ними четкую границу. Восточно-Сихотэалинская зона может

быть подразделена на Коппинскую и Холанскую подзоны. Последняя на значительном протяжении перекрыта рыхлыми отложениями Чля-Орельской и Удыль-Кизинской впадин.

в. Прибрежный вулканогенный пояс

Прибрежный вулканогенный пояс ¹ представляет собой звено Восточноазиатского окраинно-материкового планетарного пояса, сформированное на позднепалеозойском, юрско-поздне меловом складчатом основании и ориентированное под острым углом к этим структурам. Он охватывает прибрежную часть Сихотэалинского горного сооружения от бухты Находка на юге до Сахалинского залива на севере. Протяженность пояса превышает 1000 км, при ширине в континентальной части 25—100 км и в акватории Японского моря, по данным аэромагнитных исследований Е. Д. Антонова и др., 20—40 км. Пояс образовался на сочленении мезозойской Сихотэалинской и кайнозойской Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей и в этом смысле может рассматриваться как пограничная краевая структура. Формирование пояса связано с развитием краевого Прибрежного глубинного разлома, который особенно активизировался в поздне-меловое-кайнозойское время. В южной части Прибрежный разлом имеет север-северо-восточную ориентировку, а в северной — меридиональную. Изменение направления падает на широту г. Совгавань и совпадает с поперечным Тумнинским разломом.

Представляя собой сложную разрывную структуру, Прибрежный разлом почти на всем протяжении «залечен» магматическими образованиями. Только цепочки эоцен-олигоценых интрузивов, а иногда и кольцеобразных вулканических аппаратов (Чипалли) трассируют его след вдоль всей вулканогенной зоны.

Для Прибрежного пояса характерно преобладание базальтовых и андезитов-базальтовых лав в верхней части разреза кайнозойских вулканитов. Липариты и андезиты подстилают базальты и обнажены на флангах пояса.

Формирование Прибрежного пояса в верхней базальтоидной части тесно связано с развитием Сахалинской геосинклинали, а в нижней и с поздней и послегеосинклинальным (геоантиклинальным) развитием Сихотэалинской подвижной области. В связи с этим в истории формирования пояса можно наметить два этапа: сенон-палеоценовый и эоцен-антропоценовый. Сенон-палеоценовый — это геоантиклинальный этап развития Сихотэалинской области, характеризовавшийся широким площадным развитием магматизма как в интрузивной, так и особенно в эффузивной форме. Ему соответствует мощная толща вулканитов, представленных чередованием эффузивов среднего и кислого состава. В основании разреза этой толщи залегают порфиристы, их туфы и туфобрекчии, а также туфопесчаники

¹ Его называют также Приморским (М. А. Фаворская), Восточно-Сихотэалинским (Л. И. Красный).

мощностью от 150 до 700 м (больбинская свита). Кверху они сменяются кварцевыми порфирами и их пирокластами (татаркинская свита, мощн. 50—500 м). Далее следует самаргинская свита андезитов, дацитов, андезито-базальтов и их туфов (мощн. 400—800 м), которые опять сменяются липаритами, кварцитами, порфирами и их туфами (богопольская свита). С этими поздними кислыми вулканидами тесно связаны гранитоиды верхнеудоминского комплекса. Гранитоиды сопровождаются оловянно-полиметаллической минерализацией, которая локализуется в основном западнее Прибрежного пояса.

Эоцен-антропогеновый этап в Прибрежном поясе начался с излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав кузнецовской свиты, несогласно перекрывавших риолиты богопольской свиты, вместе с интрузирующими их верхнеудоминскими гранитоидами. Излияние лав сопровождалось отложением туфогенно-осадочных толщ, что привело к накоплению 400—800-метровой толщи осадочно-вулканогенных образований. Основные вулканы кузнецовской свиты вверх по разрезу сменяются трахилипаритами и андезито-дацитами колчанской (белогорской) свиты, тесно связанной с субщелочными гранитоидами прибрежного интрузивного комплекса, с которым связано ртутное, отчасти золотое и полиметаллическое оруденение. После перерыва, продолжавшегося, по-видимому, в течение значительной части олигоцена (о чем свидетельствуют образования кор выветривания), магматическая деятельность возобновилась только в неогене излиянием базальтов, трахибазальтов и андезито-базальтов, сопровождаемых туфами, прослоями туфопесчаников и глин (кизинская свита), а также интрузивными и субинтрузивными образованиями штоков, даек и куполовидных тел андезито-дацитов и дацитов. После длительного периода денудации и образования кор выветривания на значительной территории пояса сформировался покров неоген-четвертичных оливиновых базальтов мощностью до 800—1000 м.

Суммарная мощность вулканитов Прибрежного пояса в среднем составляет 3000—3300 м.

Распределение перечисленных структурно-стратиграфических комплексов вулканитов в пределах пояса неравномерно. На современном эрозионном срезе можно выделить несколько областей с преобладанием тех или иных комплексов: Устьамурская и Устьсамаргинская фланговые подзоны, где преобладают андезиты и риолиты сенон-палеоценового этапа, и крупная срединная часть пояса, названная Совгаванской подзоной, отличающаяся развитием преимущественно эоцен-антропогеновых базальтов. Эти подзоны отделены друг от друга разломами. Устьамурская и Устьсамаргинская подзоны отделены от разделяющей их Совгаванской, Херпучинской и Ботчинской северо-западными зонами разломов.

г. Уссури-Охотский пояс кайнозойских депрессий и базальтоидного магматизма

Это негативная структура, характеризующаяся пониженной мощностью коры и повышенным значением силы тяжести. Она наложена на меловые складчатые образования и представляет собой крупную зону преимущественно кайнозойских дислокаций и базальтоидного магматизма, разделяющую положительные структуры Хингано-Охотского и Сихотэалинского сводово-глыбовых поясов. Формирование Уссури-Охотского пояса синхронно геосинклинальным процессам в Сахалинской геосинклинали. Пояс объединяет две зоны: западную зону депрессионных впадин и восточную, Присихотэалинскую, зону горного обрамления и базальтоидного магматизма.

Присихотэалинская зона позднемеловых и кайнозойских блоковых дислокаций и магматизма на значительном протяжении располагается вдоль западных отрогов Сихотэалинского хребта. С востока она ограничивается Центральнo-Сихотэалинским и Западно-Сихотэалинским разломами, а с запада — кайнозойскими впадинами (Среднеамурской, Чукчагирской и др.). Северная ее граница акватория Ульбанского и Тугурского заливов.

В Присихотэалинской зоне сравнительно ограниченно распространены позднемеловые магматические породы, они встречаются лишь на ее флангах. Характерная особенность зоны — развитие кайнозойских платобазальтов. Излияние базальтоидов тесно связано с формированием кайнозойских впадин и завершением развития Прибрежного вулканогенного пояса. Присихотэалинская зона может рассматриваться как своеобразная наложенная зона кайнозойских дислокаций и базальтоидного магматизма, которая была сформирована в тыловой части кайнозойского Сихотэалинского сводового сооружения (террагеоантиклинория), отделявшего ее от кайнозойской геосинклинали Сахалина. Тесная связь формирования впадин с излиянием кайнозойских базальтов подчеркивается единой структурной линией — Усть-Хунгарийским разломом, являющимся одновременно и северной границей Среднеамурской впадины и Западно-Сихотэалинской вулканической зоны. Присихотэалинская зона характеризуется молодой (палеогеновой) ртутной и золото-ртутной минерализацией и многочисленными минеральными источниками. По данным гравиметрической съемки, мощность земной коры здесь не превышает 20—25 км, т. е. на 5—7 км меньше, чем мощность коры в пределах Хингано-Охотского и Сихотэалинского сводов. Присихотэалинскую зону вместе с кайнозойскими впадинами, расположенными западнее, можно отнести к ряду регрессивных глубинных структур, развитие которых с эоцена пошло по нисходящей линии. Геологическое строение зоны достаточно сложно и разнородно в различных ее частях. По особенностям геологического строения в ней можно выделить две подзоны: Омельтинскую и Западно-Сихотэалинскую.

Зона депрессионных впадин. Формирование наложенных межгорных впадин связано с постгеосинклинальным этапом

развития Сихотэалинской подвижной области, характеризовавшегося господством блоковых опусканий. Заложение впадин падает на позднедатское и олигоценное время, а наиболее мелких впадин (низовье Амура) — на плиоценовое время. Зона молодых впадин протягивается в субмеридиональном направлении от Тугурского залива (Охотское побережье) на севере до Амурского залива (район г. Владивостока) на юге и включает Тугуро-Нимеленскую, Эворон-Чукчагирскую, Среднеамгунскую, Среднеамурскую, Приханкайскую, Иmano-Уссурийскую и Суифунскую впадины¹. На значительном протяжении зона молодых впадин располагается вдоль западного подножия хребта Сихотэ-Алинь (Присихотэалинская зона), разделяет Хингано-Охотский и Сихотэалинский сводово-глыбовые магматические пояса, в связи с чем вместе с Присихотэалинской зоной она образует Уссури-Охотский пояс кайнозойских дислокаций. К зоне впадин приурочены крупные озера: Чукчагирское, Эворон, Хуми, Болонь, Петропавловское, Ханко.

Формирование впадин сопряжено во времени со сводово-глыбовыми поднятиями Сихотэ-Алиня и сопровождалось излиянием базальтов вдоль ограничивающих их разломов. Образование впадин, очевидно, связано с глубинными процессами преобразования земной коры, о чем свидетельствует уменьшение ее мощности в пределах впадин на 5—7 км по сравнению с мощностью коры в обрамляющих ее Сихотэалинском и Хингано-Охотском поясах сводово-глыбовых поднятий.

Среднеамурская впадина (Амуро-Сунгарийская) — наиболее значительная на рассматриваемой территории. Ориентированная в северо-восточном направлении, она охватывает бассейны среднего течения Амура и рек Сунгари и Уссури; юго-западная часть впадины расположена в пределах КНР. Фундамент впадины неоднороден и сложен в западной части палеозойскими, в центральной — юрско-раннемеловыми и в восточной, — позднемеловыми складчатыми комплексами. Складчатый фундамент впадины по разломам северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений испытал дифференцированные движения и имеет сложное блоковое строение. Наиболее приподнятые блоки фундамента обнажаются на дневной поверхности или перекрыты маломощным чехлом рыхлых отложений. Опущенные блоки фундамента обуславливают развитие частных котловин и прогибов, особенно характерных для прибортовых частей впадины. Судя по геофизическим данным, глубина залегания фундамента в наиболее опущенных блоках достигает 2500 м.

Среднеамурская впадина выполнена осадочными и вулканогенно-осадочными континентальными отложениями от позднего мела до антропогена включительно. Наиболее развиты отложения олигоцена — раннего миоцена. Заложение впадины падает на поздний

¹ Последние три впадины расположены в Приморье. Г. И. Худяков (1965 г.) эту полосу впадин предлагает называть террагеосинклиналью.

мел (даний), когда здесь началось отложение песков, глин с прослоями торфяников, позднее перекрытых андезитами. На андезитах отмечается мощная (до 120 м) кора выветривания. По данным буровых скважин в районе р. Мухен, на коре выветривания залегают алевролиты, глины с пластами бурого угля палеоценового и эоценового возраста.

По восточной окраине впадины с отложениями палеогена переслаиваются базальты кузнецовской свиты, хотя наибольшее развитие базальты получили вдоль ее горного обрамления. Существенным является эоцен-миоценовый этап развития впадины, связанный со значительным погружением фундамента и формированием угленосных отложений (ушумунская свита), трансгрессивно перекрывающих более древние образования. По восточной и юго-восточной окраине Среднеамурской впадины на щелочных базальтах кизинской свиты отмечается красноцветная кора выветривания. Более поздними образованиями осадочного выполнения впадины являются плиоцен-антропогеновые пески, галечники, а по бортам впадины — базальты совгаванской свиты.

Эворон-Чукчагирская впадина вместе с Тугуро-Нимеленской образует зону, вытянутую в меридиональном направлении от побережья Тугурского залива до района г. Комсомольска, где она соединяется со Среднеамурской впадиной. Зона охватывает долины рек Конин, Тугур, среднее течение рек Амгуни и Горина, приозерные равнины озер Эворон, Чукчагирского. В строении фундамента впадины принимают участие мезозойские и палеозойские складчатые структуры субширотного и северо-восточного простирания, переработанные позднемеловыми и кайнозойскими блоковыми дислокациями. Заложение впадины обусловлено разломами меридионального и отчасти северо-восточного направления. Геофизическими исследованиями установлено, что отдельные участки фундамента представляют собой грабени с четко выраженным асимметричным поперечным профилем: западный их борт обычно крутой, а восточный более пологий; прослеживается целая серия таких лестничных блоков, ограниченных меридиональными разломами.

В районе нижнего течения рек Тугур и Конин фундамент погружен более чем на 300 м и перекрыт, по мнению Л. И. Красного и А. И. Савченко, палеоген-неогеновыми и более молодыми плиоцен-антропогеновыми отложениями. Это мнение подтверждается данными электроразведки и обилием переотложенной пылицы третичных растений среди антропогенных образований. По периферии впадины обнажаются позднепалеогеновые вулканогенные образования основного состава (рр. Эвор, Харшчикан, Тугур).

Кроме охарактеризованных крупных впадин отмечается ряд более мелких впадин: Чля-Урельская, Удыль-Кизинская, Усть-амгунская, Усолгинская, Эльга-Горинская и др. Фундаментом впадин служат юрские и меловые складчатые образования, разбитые разломами северо-восточного, меридионального и северо-западного направления на ряд блоков. Осадочное выполнение их представлено

рыхлыми аллювиальными песками и галечниками плиоцен-нижне-четвертичного возраста мощностью до 100 м, которые (по мнению А. И. Савченко) подстилаются олигоцен-миоценовыми отложениями небольшой мощности.

В продуктах переотложенных кор выветривания в бортах кайнозойских впадин возможны россыпи золота и касситерита.

4. БУРЕЙНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Поскольку восточная окраина Буреинского массива входит в границы рассматриваемой территории, кратко рассмотрим его геологическое строение. Массив представляет собой фрагмент байкалитид с раннепротерозойским остовом. Он характеризуется широким развитием палеозойских гранитоидов и может быть отнесен к типу гранитогенных структур. На продолжении палеозоя и мезозоя эта жесткая глыба оказывала существенное влияние не только на распылировку обрамляющих ее с севера монголо-охотских и с востока сихотэалинских складчатых структур, но и на локализацию эндогенной минерализации.

Геологическая позиция Буреинского массива весьма примечательна. Он сформировался на стыке двух различно ориентированных подвижных областей; ядро массива приурочено к сочленению субширотных монголо-охотских и северо-восточных сихотэалинских структур. Такое промежуточное положение массива обусловило и двойственность его структурных особенностей. Если в западной его части, сопряженной с развитием Монголо-Охотской подвижной области, преобладают субширотные складчатые и разрывные структуры, то в восточной, сопряженной с развитием Сихотэалинской подвижной области, преобладают северо-восточные складчатые и разрывные структуры.

Буреинский массив, площадью около 150 тыс. км², сложен преимущественно палеозойскими гранитоидами, среди которых лишь в виде «ксенолитов» и изолированных блоков сохранились осадочные и метаморфические складчатые структуры протерозоя, раннего и среднего палеозоя. Опущенные блоки массива перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями.

Фрагментарность стратифицирующихся толщ не позволяет в полной мере воссоздать историю развития массива. Вероятно, еще в раннем протерозое здесь начало зарождаться интрагеоантиклинальное Турано-Буреинское поднятие, которое в течение байкальской эпохи сильно расширилось за счет причленения позднепротерозойских раннепалеозойских складчатых структур и по существу превратилось в срединный массив.

В дальнейшем различные части массива развивались неодинаково: окраинные части под влиянием соседних геосинклиналей в среднем палеозое и мезозое повторно вовлекались в геосинклинальное развитие. В течение большей части палеозоя и мезозоя массив развивался как подвижная геоантиклинальная структура, испытывав-

шая в основном тенденцию к воздыманию (особенно после среднего палеозоя), сопровождающемуся процессами гранитообразования. Границы массива в процессе его развития смещались в ту или другую сторону в зависимости от активности тектонических напряжений в окаймляющих его геосинклинальных зонах. Будучи жесткой глыбой, массив влиял на распланировку соседних более мобильных зон. В свою очередь, влияние Монголо-Охотской и Сихотэалинской геосинклиналей на развитие Буреинского массива отчетливо сказалось на ориентировке разрывных структур в его западной и восточной частях. Системой разломов монголо-охотского и сихотэалинского направлений массив расчленен на ряд крупных блоков и блоковых зон, отличающихся историей развития и особенностями геологического строения. В восточной его части выделяются блоковые зоны: Туранская, Буреинская, Умалытинская, Урмийская и Малохинганская.

Туранский блок представляет собой относительно монолитное и глубоко эродированное гранитоидное ядро массива, занимающее центральное положение. Буреинская блоковая зона образует восточную половину массива и как бы наращивает Туранское гранитоидное ядро более молодыми позднепалеозойско-раннемезозойскими лейкократовыми и щелочными гранитами, образующими крупные, вытянутые на сотни километров трещинные тела. Малохинганская и Урмийская блоковые зоны образуют крайнюю юго-восточную наиболее подвижную часть Буреинского массива и являются по существу западной рамой Сихотэалинской геосинклинали. В поздне-мезозойское время эта часть массива служила ареной активных блоковых дислокаций и интенсивного липарит-гранитоидного магматизма, сопряженного с развитием Сихотэалинской геосинклинали. Поэтому она рассматривается в составе Хингано-Охотского сводово-глыбового мелового поднятия. Наряду с меловыми кислыми эффузивами и гранитоидами в пределах этих блоковых зон развиты ранне- и среднепалеозойские гранитоиды, а также протерозойско-раннекембрийские (Малохинганский блок) и девонские (Урмийский блок) складчатые породы, сохранившиеся в провесах кровли гранитоидов.

Важным моментом в развитии Буреинского массива был позднепалеозойско-раннемезозойский этап, характеризующийся исключительной по масштабу магматической деятельностью. Осадочные породы позднего палеозоя и раннего мезозоя в пределах массива неизвестны. Очевидно, под влиянием гранитообразования массив испытывал в это время повсеместное устойчивое воздымание, сопряженное с устойчивым компенсированным опусканием в соседних геосинклинальных прогибах, расположенных к северу (Джагдинский) и востоку (Кур-Амгунский) от массива.

В пределах Буреинского массива сосредоточены позднепалеозойско-раннемезозойские гранитоиды, образующие уникальный по размерам (до 60 тыс. км²) многофазный плутон. Гранитоиды, слагающие этот плутон, составляют тырмо-буреинскую серию, формирование которой происходило на протяжении перми и значительной части триаса; они прорывают девонские и перекрываются верхнетриасовыми

отложениями. Тырмо-буреинская магматическая серия включает разновозрастные и разнообразные по составу породы от габбро до аляскитовых и щелочных гранитов.

Позднепалеозойско-раннемезозойский магматический этап завершился вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют остатки покровов эффузивов преимущественно кислого состава в Буреинской блоковой зоне и восточнее в Урмийской зоне.

В мезозойское время (поздний триас — ранний мел) Буреинский массив, несмотря на «жесткость» и насыщение гранитоидами, сохраняет подвижность. Происходит перемещение блоков и по старым, и по вновь образовавшимся разломам, вдоль которых продолжается активная магматическая деятельность; окраинные части массива претерпевают опускания, на их месте формируются наложенные прогибы и впадины.

Глава VI

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

1. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Образование подавляющей части эндогенных месторождений Приамурья и Западного Приохотья происходило в условиях геосинклинального режима, в процессе формирования сводово-глыбовых структур, хотя оруденение в тех или иных масштабах проявлялось почти на всех этапах геологического развития региона. Следует отметить, что роль геосинклинально-складчатых процессов для эндогенного рудообразования Приамурья представляется сравнительно ограниченной.

В геосинклинальный период развития структур региона образовались месторождения железа, марганца, а также меди, никеля и некоторых других элементов, концентрация которых связана с доскладчатыми вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями. Месторождения этой группы совмещены со складчатыми структурно-формационными зонами, в которых их размещение контролируется стратифицированными поверхностями и согласными с ними магматическими телами.

В геоантиклинальный период развития структур подвижных областей в связи с гранитоидным магматизмом образовались многочисленные преимущественно гидротермальные месторождения и рудопроявления золота, олова, редких металлов, молибдена, вольфрама и многих других металлов, определяющих металлогеническую специфику региона. Оруденение этого периода контролируется секущими разломами и следует сводово-глыбовым магматогенным поясам, обычно не совпадающим с направлением простирания складчатых структурно-формационных зон.

Анализ истории развития геологического региона и положение в нем эндогенной минерализации показывают, что важнейшими факторами, определяющими размещение и тип металлогенических поясов и зон, являются магматизм, разломы и состав фундамента.

Отчетливо устанавливается связь магматизма и оруденения в региональном и локальном планах.

В региональных структурах связь магматизма и оруденения отражается в приуроченности рудных поясов и зон к ареалам определенных магматических формаций; в локальных структурах эта связь отражается в температурной зональности оруденения относительно магматических тел и минералого-геохимическом родстве магматических и гипогенных рудных образований.

Металлогеническое значение отдельных магматических формаций показано рядом исследователей: Ф. К. Шипулиным на примере отщепленных и самостоятельных малых интрузий; А. И. Гинзбургом и Ф. Р. Апельциным на примере связи редкометальных месторождений с различными щелочными и субщелочными комплексами; М. Г. Руб, В. С. Коптевым-Дворниковым, Е. Т. Шаталовым на примере гранитоидных формаций и ряда месторождений цветных металлов; В. Н. Котляром, М. А. Фаворской, М. И. Ициксоном, Г. В. Ициксон, Г. М. Власовым, М. Б. Бородаевской, Г. С. Дзоцендзе, Н. И. Наковником, В. И. Суховым, А. И. Семеновым и др. на примере субвулканических и вулканических формаций. В работе большого коллектива авторов под редакцией В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб (1964 г.) обосновано существование геохимической и металлогенической специализации комплексов магматических пород в отношении бора, фтора, тантала, ниобия, олова, молибдена, вольфрама. Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965 г.) на конкретных примерах показана связь эндогенных месторождений с различными фациями и формациями магматических пород. Все это позволяет считать, что для выявления закономерностей пространственного размещения рудоносных площадей эндогенного оруденения немаловажное значение приобретает петролого-геохимический фактор районирования.

В размещении эндогенной минерализации не менее наглядна роль разломов. Разломы, контролирующие проявления магматизма, определяют и размещение связанных с ним эндогенных месторождений. Следует подчеркнуть при этом важную роль в формировании рудных поясов шовных зон разломов, развивающихся на стыке крупных блоков, испытывающих разнонаправленные движения; будучи особенно проницаемыми, эти разломы и явились благоприятными магмо- и рудоконтролирующими структурами, вдоль которых формировались рудомагматические пояса и зоны. Узлы пересечения и концентрации разломов являются важнейшими рудоконтролирующими структурами. На многочисленных примерах Приамурья и Приморья влияние разломов на распределение эндогенной минерализации было показано Г. П. Воларовичем (1963), Э. П. Изохом (1961), М. И. Ициксоном (1963), Е. С. Павловым (1964), И. Н. Томсоном (1965), М. А. Фаворской и др. (1969), М. В. Чеботаревым и С. Ф. Усенко (1967).

Отметим, что разломы двух характерных для Сихотэалинской складчатой области направлений — монголо-охотского и сихотэалинского, помимо магмоконтроля, имеют важное рудоконтролирующее значение. Разломы монголо-охотского направления нередко

бывают скрытыми; в верхних этажах они проявляются в форме зон повышенной трещиноватости, картируются по ряду косвенных (геолого-структурных, магматических и металлогенических) признаков и интерпретируются как отраженные расколы фундамента. В гравитационном поле они соответствуют границам блоков различной плотностной характеристики, а в магнитном проявляются как зоны слабо интенсивных, но постоянных положительных аномалий, шириной 4—6 км. Нередко эти разломы контролируют проявление гранитоидов повышенной основности и связанную с ними золотоносность. Наряду с этим, разломы сихотэалинского направления в большинстве случаев характеризуются оловянной геохимической специализацией и контролируют риолито-гранитоидный магматизм калиевого типа.

Правда, в некоторых районах рассматриваемой складчатой области эта закономерность нарушается. Так, в близширотной зоне хр. Эзоп вдоль разломов Монголо-Охотской системы располагаются риолито-гранитоидные (оловоносные) образования, а в Приохотье и в Нижнем Приамурье разломы сихотэалинского направления контролируют проявления золотоносных интрузивов гранодиоритового типа. Тем не менее, эти две системы разломов в подавляющем большинстве случаев, как было показано ранее (Усенко, Чеботарев, 1965; Чеботарев и Усенко, 1967; Радкевич, Усенко, Чеботарев, 1965), определяют главные особенности размещения оруденения; пересекаясь, они обуславливают блоковое строение характеризуемого региона, разделяют структурно-фациальные зоны на разновеликие блоки, которые, являясь главными участками проявления внутрискрустных (рудолокализирующих) разломов, представляют собой основные рудоносные площади — рудные зоны и рудные районы.

Следовательно, границами металлогенических подразделений в пределах рудных поясов Приамурья в большинстве случаев служат разломы. Причем, оруденение размещается не в главных, а вдоль более мелких оперяющих внутриблоковых структур. В Сихотэалинской складчатой области такими рудоконтролирующими структурами являются внутриблоковые разломы, оперяющие главное сихотэалинское направление разломов. Близширотные же разломы Монголо-Охотской системы чаще всего проявляются как рудоограничивающие. Таким образом, если разломы сихотэалинского направления часто разделяют районы и узлы, отличающиеся интенсивностью или формационным типом оруденения, то монголо-охотские разломы разграничивают площади с различным типом оруденения, например, оловоносные от золотоносных, а иногда золотоносные и оловоносные от золото-ртутных и т. д. Иными словами, Монголо-Охотская система разломов проявляется в роли своеобразного структурного «барьера», ограничивающего в первую очередь области распространения золотого и оловянного оруденения.

При проведении металлогенического районирования областей с эпигенетической эндогенной минерализацией, очевидно, нельзя выдвигать в качестве определяющего литологический фактор. Это

подтверждается тем, что литологический состав верхних структурных этажей, вмещающих рудные тела, по многочисленным наблюдениям, часто оказывает влияние лишь на их морфологию, минеральные формы и текстурно-структурные особенности. Вместе с тем общеизвестна роль структурных и физико-механических особенностей вмещающих пород, как непосредственно рудоконтролирующих факторов, имеющих важное значение при металлогенических построениях в пределах районов, зон, узлов, т. е. подразделений локального значения.

Необходимо подчеркнуть важное металлогеническое значение древних и особенно эвгеосинклинальных зон, характеризующихся повышенным содержанием рассеянных сингенетичных рудных элементов и, в частности, золота и других привнесенных в них вместе с глубинными магматическими породами. Развитие в этих зонах поздних внутрикоровых магматических процессов с образованием гранитов повышенной основности, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью, способствовало концентрации рассеянных рудных компонентов в рудные тела в благоприятной структурной обстановке. В этой связи нельзя, по-видимому, недоучитывать влияния на рудоносность той или иной структурно-фациальной зоны и иного типа фундамента, чем эвгеосинклинальный. Во всяком случае оловоносные площади Приамурья и их складчатые образования, вмещающие оловорудные месторождения, характеризуются фундаментом, отличным от золотоносных. Таким образом, формационный тип интрузивных комплексов и тип характеризующей его рудоносности представляются также важным косвенным критерием, который нельзя не учитывать при металлогеническом районировании.

Убедительным доказательством в пользу существенного влияния фундамента складчатых зон не только на их рудоносность, но и на состав и рудную специализацию формирующихся в них интрузивных комплексов являются результаты исследований М. И. Ициксона и С. А. Музылева (1963) и Г. В. Ициксон (1968 г.). Они служат достаточным основанием для разделения Приамурской части Сихотэалинской складчатой области на две различные в рудномагматическом отношении части: северную и южную. Иными словами, благодаря разнице в составе фундамента два главнейших рудномагматических пояса Сихотэалинской области — Хингано-Охотский и Сихотэалинский — разделяются на две различные в рудномагматическом отношении части: северную, преимущественно золотоносную, и южную, оловоносную (Радкевич, Усенко, Чеботарев, 1965; Усенко, Чеботарев, 1965).

В основу схемы металлогенического районирования положены конкретные сводово-глыбовые структурные подразделения и формационные особенности развитых в их пределах магматических пород (рис. 9). При выделении металлогенических подразделений авторы придерживались номенклатуры и представлений Е. Т. Шаталова (1963). Так, линейные сводово-глыбовые поднятия протяженностью порядка 1000 км и более, характеризующиеся сходными магматиче-

скими формациями, выделены как сводово-магматические и металлогенические пояса. Более или менее изометричные, размером в несколько сотен километров в поперечнике, характеризующиеся развитием разновозрастных пород одной магматической формации и

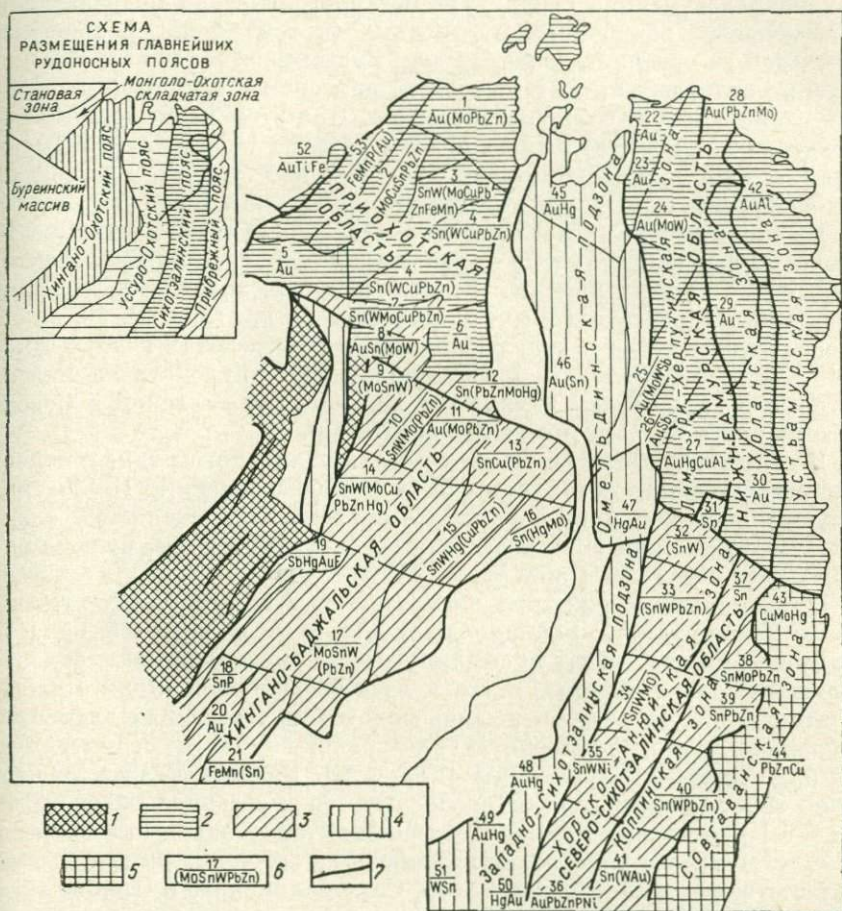


Рис. 9. Схема металлогенического районирования Приамурья

Области и зоны преобладающей минерализации: 1 — молибденовой, 2 — золотой, 3 — оловянной, 4 — ртутной, золото-ртутной и сурьмяно-флюоритовой, 5 — полиметаллической и медно-молибденовой; 6 — рудные районы и зоны, их номера (см. табл. 7) и рудная специализация; 7 — границы областей металлогенических зон, рудных зон и рудных районов

эндогенной минерализации, принадлежащей к одному рудному комплексу, выделяются как магматические и металлогенические области. Вулкано-плутоническая структура, сформировавшаяся в мезозое и кайнозое вдоль восточной границы Сихотэалинской складчатой области и Сахалинской геосинклинали, выделена как

самостоятельный Прибрежный вулканогенный и металлогенический пояс.

В пределах металлогенических поясов и областей на основе изложенных структурных и других особенностей строения Приамурья и ее рудномагматических поясов произведено районирование последних на более мелкие структурно-металлогенические подразделения с выделением важнейших рудоносных (в том числе оловоносных) площадей — металлогенических зон, рудных зон и рудных районов, которые отличаются, соответственно, размером и формой (вытянутой или изометричной) блоковых участков. При этом размещение месторождений и рудопоявлений в рудных районах и зонах неравномерно нередко они концентрируются на локальных участках и создают узловое размещение оруденения.

На территории Сихотэалинской складчатой области насчитывается свыше 50 разнообразных по характеру минерализации и перспективной оценке рудных районов: редкометальных, золоторудных, полиметаллических, ртутоносных, оловорудных и др. (рис. 9). Из них 20 оловоносны, почти все они располагаются в пределах южных флангов Хингано-Охотского и Сихотэалинского рудоносных поясов, которые в дальнейшем именуются Хингано-Баджальской и Северо-Сихотэалинской оловоносными областями.

В составе Хингано-Охотского и Сихотэалинского рудных поясов, как главнейших металлогенических подразделений Приамурья, несущих основной фонд оловянного оруденения, выделяются следующие металлогенические области и зоны, рудные зоны, рудные районы и рудные узлы (табл. 7).

В обширном ряду рудных элементов, характеризующих рудоносность Приамурья, в рамках Сихотэалинской складчатой области, главнейшими из них, профилирующими металлогению области, являются: олово, золото, ртуть и отчасти свинец и цинк. Каждый из этих металлов, сопровождаясь рядом сопутствующих элементов, проявляет четко выраженную пространственную и структурную, а в ряде случаев и временную автономию. Как отмечалось, существенно золотоносные районы располагаются в северной части региона — в Приохотской и Нижнеамурской металлогенических областях и Устьамурской зоне, представляющих собой северные фланги соответственно Хингано-Охотского, Сихотэалинского и Прибрежного поясов. Своеобразие этих районов заключается в том, что палеозойские и мезозойские складчатые образования, вмещающие золотое оруденение, подстилаются складчатыми комплексами синокембрия, сложенными эвгеосинклинальным типом (терригенно-кремнисто-вулканогенных) формаций. Возраст золотого оруденения испытывает омоложение от раннемелового и, возможно, более древнего (позднепалеозойско-раннемезозойского) в западных районах (Приохотская область) до позднемелового и кайнозойского — в восточных районах (Устьамурская зона).

В отличие от золотоносных, оловоносные районы занимают южные фланги Хингано-Охотского и Сихотэалинского поясов (Хин-

Наименование металлогенических подразделений (пояса, области, зоны, района, узла)	Характерная минерализация	Номер руд- ного района или рудной зоны на схеме районирова- ния (см. рис. 9)
--	------------------------------	--

А. Хингано-Охотский металлогенический пояс

а) Хингано-Баджальская оловоносная область

Буреинский район оловянной минерализации	Sn, Mo	9
Иппата-Мерекский район оловянно-вольфра- мозой минерализации	Sn-W, Pb-Zn	10
Верхнеамгунский район медно-полиметалли- ческой минерализации	Cu-Pb-Zn, Sn, Au	11
Дукинский оловоносный район	Sn, Pb-Zn, Mo, Hg	12
Комсомольский оловорудный район	Sn, Cu, Pb-Zn	13
Баджальский оловорудный район	Sn, W, Mo, Cu, Pb-Zn, Hg	14
Куканская зона оловянно-вольфрамовой и ртутной минерализации	Sn-W, Cu-Pb-Zn, Hg	15
Верхнекурский оловоносный район	Sn, Mo, Hg	16
Урмийский район олово-вольфрамовой мине- рализации	Sn-W, Mo, Pb-Zn	17
Хингано-Олонойский оловорудный район . .	Sn, F	18
Богучано-Солокачинская сурьмяно-ртутная зона	Sb, Hg, Au, F	19
Амуро-Сутарская золотоносная зона	Au	20
Самаро-Бираканская оловоносная зона	Fe, Mn, Sn	21
Эзопская оловоносная зона	Sn, W, Mo, Cu-Pb-Zn	7
Софийский золотоносный и оловоносный район	Au, Sn, Mo, W	8

б) Приохотская золотоносная область

Тыльско-Тугурский золотоносный район . .	Au, Mo, Pb-Zn	1
Селитканская зона медно-молибденовой и оловянной минерализации	Cu-Mo, Sn, Pb-Zn, Au	2
Тугурская зона комплексной минерализации	Sn, W, Mo, Cu, Pb-Zn	3
Нимеленский оловоносный район	Sn, W, Cu-Pb-Zn	4
Верхнеселемджинский золотоносный район	Au	5
Кербинский золотоносный район	Au	6

Б. Сихотэалинский металлогенический пояс

а) Северо-Сихотэалинская оловоносная область

Хорско-Ануйская олово-вольфрамовая металлогеническая зона

Верхнеудоминский оловоносный узел	Sn, Pb-Zn	31
Хунгарийский район олово-вольфрамовой минерализации	Sn-W, Ag, Au	32
Ануйский район олово-вольфрамовой мине- рализации	Sn-W, Pb-Zn	33

Наименование металлогенических подразделений (пояса, области, зоны, района, узла)	Характерная минерализация	Номер руд- ного района или рудной зоны на схеме районирова- ния (см. рис. 9)
Верхнехорский район олово-вольфрамовой и молибденовой минерализации	Sn-W, Mo	34
Хорский район олово-вольфрамовой минерализации	Sn-W, Pb-Zn	35
Катэнский район золото-полиметаллической минерализации	Au-W, Pb-Zn	36

Коппинская оловоносная металлогеническая зона

Мопанская оловорудная зона	Sn, W, Pb-Zn	37
Коппинский район комплексной минерализации	Sn, Mo, Pb-Zn	38
Кукшинский оловоносный район	Sn, Pb-Zn, Hg	39
Верхнесукпайский район олово-вольфрамовой и молибденовой минерализации	Sn-W, Mo, Pb-Zn	40
Верхнекатэнский район олово-вольфрамовой и золотой минерализации	Sn-W, Mo, Bi, Au	41

б) Нижнеамурская золотосная область

Лимури-Херпучинская золотосная металлогеническая зона

Мухтельский золотосный район	Au, Mo, Pb-Zn	22
Мевачанский золотосный район	Au, Pb-Zn	23
Херпучинский золотосный район	Au, Mo, W, Pb-Zn	24
Афанасьевский золотосный район	Au, W, Mo, Sb	25
Дяшенский золотосный район	Au, Sb	26
Верхнетумнинский золотосный район	Au, Mo, Cu-Pb-Zn, Hg	27

Холанская золотосная металлогеническая зона

Чаятыно-Колчанская золото-полиметаллическая зона	Au, Pb-Zn, Mo, Al	28
Холанский золотосный узел	Au	29
Тумнинский золотосный район	Au, W, Sn, Mo	30

В. Прибрежный металлогенический пояс

Совгаванская металлогеническая зона медно-молибденовой и свинцово-цинковой минерализации

Чипалинский узел медно-молибденовой, свинцово-цинковой и ртутной минерализации	Cu-Mo, Pb-Zn, Hg	43
Устьсамаргинская зона свинцово-цинковой минерализации	Pb-Zn	44

Устьамурская золотосная металлогеническая зона

Николаевский район золото-алунитовой минерализации	Au, Al	42
--	--------	----

Наименование металлогенических подразделений (пояса, области, зоны, района, узла)	Характерная минерализация	Номер руд- ного района или рудной зоны на схеме районирова- ния (см. рис. 9)
--	------------------------------	--

Уссури-Охотский металлогенический пояс

Западно-Сихотэалинская ртутносная металлогеническая зона

Полетнинский узел золото-ртутной минера- лизации	Au, Hg	48
Вяземский узел золото-ртутного оруденения Алчанский узел золото-ртутной и вольфра- мовой минерализации	Au, Hg	49
Устьикинский узел вольфрамовой минера- лизации	Au, Hg, W	50
	W	51

Омельдинская ртутносная металлогеническая зона

Ульбанский район золото-ртутной минера- лизации	Au, Hg	45
Харпичиканская ртутносная зона	Hg	46
Хавыньская ртутносная зона	Hg	47

гано-Баджальская и Северо-Сихотэалинская области) и располагаются на участках сиалического фундамента повышенной мощности, подстилающего складчатые комплексы, вмещающие оловорудные месторождения. Возраст оловянного оруденения также понижается с запада на восток, от ранне- и позднемелового в Хингано-Баджальской области до позднемелового и палеогенового в Северо-Сихотэалинской. Граница между оловоносными и золотоносными областями совпадает с Тумнинским и Сонахским глубинными разломами.

Очень характерна локализация проявлений ртутного оруденения, которое часто сопровождается золотом и сурьмой и подчинено крупным линейным зонам, располагающимся вдоль Хингано-Охотского и Сихотэалинского поясов. Эти ртутносные зоны наследуют молодые шовные структуры (зоны разломов), нередко контролирующие проявления неогеновых и антропогеновых базальтов. Одна из этих зон — Богучано-Солокачинская — располагается вдоль восточного края Бурейского массива. Вторая, более крупная зона — Присихотэалинская — структурно тесно связана с близмеридиональной зоной кайнозойских впадин и вместе с ними разделяет Хингано-Охотский и Сихотэалинский пояса. Характерно, что на всем протяжении от Охотского побережья до южных границ Хабаровского края (и за его пределами) эта зона не проявляет той смены оруденения, которая характерна для разделяемых ею Хингано-Охотского

и Сихотэалинского поясов. Всюду она характеризуется золото-ртутной минерализацией. Наличие проявлений базальтоидного магматизма и отсутствие признаков влияния разнородного фундамента позволяют предполагать связь ртутного оруденения с подкоровыми магматическими процессами.

Слабые проявления ртутной минерализации имеют место и в Прибрежном вулканогенном поясе, ограничивающем Сихотэалинский пояс с востока. Автономность полиметаллического оруденения в Приамурье проявлена несравненно слабее. Эта минерализация встречается повсеместно, но более всего характерна для Прибрежного пояса и особенно южной его части — Совгаванской металлогенической зоны.

Учитывая, что работа посвящена оловоносности, при характеристике металлогенических подразделений главное внимание уделено оловоносным или перспективным на олово районам. Золотоносные, ртутьносные и другие рудоносные площади получили лишь общую структурно-металлогеническую характеристику.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

А. ХИНГАНО-ОХОТСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

а. Хингано-Баджальская оловоносная область

Это южная наиболее продуктивная по олову часть Хингано-Охотского пояса. Она включает юго-восточную окраину Буреинского массива и окаймляющую его с востока зону поздних герцинид и ранних мезозойд. Она протягивается в север-северо-восточном направлении почти на 600 км от р. Амур до Селемджино-Кербинского междуречья на севере. Западной границей области служит зона Хингано-Буреинского и Тастахского разломов, а восточной — западный борт Среднеамурской впадины.

В геологическом строении области принимают участие протерозойские, палеозойские и мезозойские складчатые образования. Протерозойские и раннекембрийские породы составляют фундамент области. Это ранне- и среднепротерозойские гнейсы и амфиболиты, разнообразные кристаллические и графитовые сланцы и кварциты амурской и тастахской серий, союзненской, самырской и других свит; позднепротерозойские углисто-карбонатно-терригенные образования с их молибден- и ванадиеносностью (дитурская свита), фосфатеносностью и магнезитеносностью (мурандавская свита); ранне- и среднепалеозойские граниты. В этом комплексе пород фундамента особое место занимают нижнекембрийские железистые и марганцевоносные (с примесью никеля и кобальта) кремнисто-углисто-глинистые и глинисто-карбонатные образования типа джеспилитов и микрокварцитов.

С раннепротерозойскими гнейсами и гнейсогранитами связана высокотемпературная (преимущественно пегматитовая) оловянно-редкометалльная минерализация, а с ранне- и среднепалеозойскими

интрузивными комплексами гранитов — проявления высокотемпературной (пегматитовой, возможно, также скарновой) оловянно-боровой и редкометальной минерализации. М. И. Ициксон (1967), Г. В. Ициксон и др. (1959) отмечали, что раннепалеозойские граниты (биджанский комплекс) по петролого-металлогеническим особенностям, возрасту и структурной позиции близки аляскитам гродековского комплекса Южного Приморья, с которыми связано оруденение Вознесенского рудного узла в Приханкайском районе.

На этих образованиях, слагающих реликты фундамента и кровли гранитов Буреинского массива, а также выступы фундамента среди складчатых образований западной части Сихотэалинской складчатой области, залегают ранне- и среднедевонские карбонатно-терригенные отложения, а восточнее массива — каменноугольные и пермские вулканогенно-кремнисто-терригенные марганцевоносные и терригенные формации, слагающие Баджальский и Ниланский антиклинории. Интенсивно дислоцированные вулканогенно-кремнисто-терригенные образования карбона и перми Баджальского антиклинория имеют мощность свыше 8000 м (иолинская, улунская, ярапская, утанакская и джакунская свиты).

В связи с инверсией палеозойских прогибов позднепермские осадки имеют терригенный и груботерригенный состав и выполняют инверсионные остаточные и передовые впадины или прогибы. Аналогичный же регрессивный тип формаций характеризует ранне- и среднетриасовые отложения. Последние вместе с позднепермскими выполняют Урмийский наложенный прогиб. Мощность позднепермско-триасовых отложений в Урмийской зоне, например, достигает 3500 м (унгунская, бабстовская, середухинская и др. свиты).

С послеинверсионным развитием позднепалеозойских прогибов связан мощный позднепалеозойско-раннемезозойский гранитоидный магматизм, однако он локализовался за пределами характеризуемой области, в районе Буреинского массива (куканский, тырмобуреинский, харинский, алтахтинский комплексы). С ним связаны пегматитовые и грейзеновые, отчасти гидротермальные проявления молибдена, олова, вольфрама и других металлов.

Позднетриасовые и юрско-раннемеловые преимущественно терригенные отложения имеют значительную мощность (до 9000 м) и слагают северо-восточную часть Хингано-Баджальской области (Горинский прогиб). В нижней и средней частях разреза в терригенных породах иногда присутствуют кремни и вулканиты (будюрская, хурбинская, улыбинская свиты), а в верхней — позднеюрско-раннемеловой — преобладают терригенно-флишеидные формации (силинская, горюнская, пионерская и др. свиты).

Послеаланжинские отложения области представлены субаэральными вулканогенными и терригенно-вулканогенными образованиями мощностью 800—1000 м (холдоминская, станолирская, солонечная, обманийская и кундурская свиты), которые перекрываются поздне-меловыми вулканогенными образованиями мощностью от 500 до 1000 м (амутская и богучанская свиты).

С постинверсионным развитием раннемезозойских прогибов характеризуемой области связан мощный р и о л и т о - г р а н и т о и д н ы й м а г м а т и з м, представленный слабо дифференцированными образованиями с резко неравновесным петрографическим составом, варьирующим от габбро до гранитов. Нередко они представляют трудно расчленимые поздненижнемеловые — верхнемеловые эффузивно-интрузивные ассоциации с двучленным строением эффузивной фации. Среди них более или менее достоверно выделяются две интрузивные фазы — поздненижнемеловая и верхнемеловая, которым соответствуют и эффузивные фации — нижняя среднего состава и верхняя кислого состава. Их представляют: бутакано-чуркинский, хингано-олонойский, мяочано-баджальский, богучанский, эзопско-дуссеалинский и другие комплексы.

Интрузивные фации комплексов, за небольшими исключениями, представляют собой сложно построенные (чаще всего трехфазные) с последовательностью формирования от габбро-диоритов через гранодиоритовые до фаз существенно гранитного состава (полная интрузивная серия по Э. П. Изоху, 1967). Они образуют умеренно глубинные, приповерхностные и субвулканические тела — дайки, штоки, межпластовые и лакколитоподобные залежи в эффузивах. Это щелочноземельные кислые и умеренно кислые породы с повышенной ролью глинозема, кремнекислоты и преобладанием калия над натрием, хотя нередко с плагиоклазом типа среднего и основного андезита. Они характеризуются (Изох и др., 1967) последовательным возрастанием железистости биотита и раскислением плагиоклаза в направлении к конечным гранитным фазам. Значительная часть характерных для них элементов-примесей (олово, бериллий, молибден, медь, свинец, цинк, иногда серебро) концентрируется в биотите.

К о н т а к т о в ы й м е т а м о р ф и з м интрузивных комплексов, как правило, значителен. С относительно глубоко эродированными телами гранитов связан преимущественно термальный метаморфизм, характеризующийся разнообразными роговиками. Слабее эродированные интрузивы отличаются большей основностью и сопровождаются несравненно более обширными контактовыми ареалами, особенно при пологих контактах интрузивов. Однако в отличие от более эродированных продукты их метаморфизма имеют явно выраженный аддитивный характер (привнос кальция, магния, железа, калия) и сопровождаются гидротермальной минерализацией. Здесь широко проявлены различные грейзены и другие метасоматиты: топаз-кварц-мусковитовые, турмалин-кварцевые, хлоритовые, серицит-хлорит-сидерофиллитовые и калишпатовые жилы, просто грейзенизация, микроклинизация, деанортитизация и т. д.

Субвулканические интрузии, образующие дайки, штоки и межслоевые залежи и переходящие с глубиной, как это установлено М. И. Ициксоном для Малого Хингана, в жило- и трубообразные тела и грибовидные интрузии типа этмолитов и некков, оказывают слабое контактовое воздействие на вмещающие породы.

В то же время степень постмагматических изменений значительна.

Рудоносность Хингано-Баджальской области характеризуется преобладанием оловянной минерализации, представленной различными минеральными ассоциациями: ведущее значение принадлежит касситериту, который сопровождается окисными литофильными соединениями и сульфидами Zn , Cu , Pb . Эти соединения характеризуют главнейшие типы минеральных рудных ассоциаций, которые в зависимости от большей или меньшей удаленности от рудоносных интрузивов образуют различные формационные типы оруденения от касситерит-кварцевых до касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных.

Второстепенное значение имеют проявления золотой и ртутной минерализации. Генетически — это самостоятельные и более поздние образования, не связанные с оловоносными интрузивами.

Благодаря интенсивному проявлению до- и послерудных разломов различных направлений Хингано-Баджальская область представляет собой характерный пример блокового глыбового строения. Блоково-глыбовые структуры нередко отличаются типом и возрастом слагающих их формаций, степенью метаморфизма, уровнем эрозионного среза и формационным типом оруденения. Блоковые структуры часто представляют собой рудные районы, рудные зоны и узлы.

В Хингано-Баджальской области выделяется 15 основных рудных районов и зон, из которых 10 существенно оловоносны (см. рис. 9).

Буреинский район оловянной минерализации (9*). Район располагается в северо-западной части области, близ восточного края Буреинского массива, и представляет собой горстовидный выступ фундамента. Площадь района имеет форму трапеции и вытянута вдоль Буреинского массива на 90 км при ширине от 15 до 45 км. С севера и юга район ограничен Сонахской и Баджальской зонами разломов; западной его границей служит Тастахский, а восточной — Усманский разломы.

Буреинский район сложен преимущественно среднепротерозойскими терригенными и вулканогенно-терригенными образованиями, метаморфизованными в амфиболитовой фации и представленными разнообразными кристаллическими сланцами самырской, ортукской и аныкской свит. Широко развиты также позднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные формации. И те, и другие интродуцированы позднемеловыми гранитами эзопско-дуссеалинского гранитного комплекса.

Разломы, окаймляющие район, характеризуются значительной подвижностью, проявляющейся вплоть до кайнозоя, на что указывает наличие вдоль них проявлений молодой (преимущественно

* Здесь и далее в скобках дан номер рудной зоны на схеме районирования (см. рис. 9 и табл. 7).

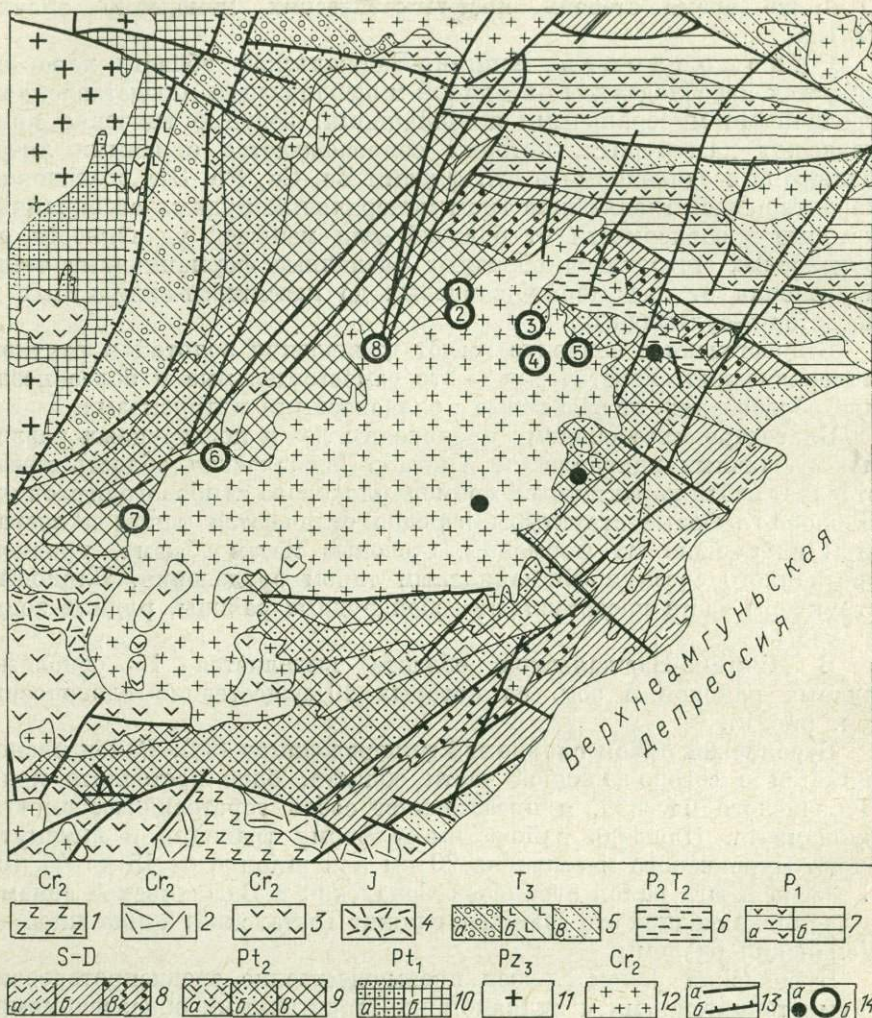


Рис. 10. Схема геологического строения Ипчата-Мерекского района. Составлена по материалам В. Ф. Ситова, М. Т. Турбина, Н. Г. Осипова, С. С. Дарбиняна, К. Ф. Клычко, А. А. Голосневой и др.

1 — делениты, туфы, лавобрекчи; 2 — плагиопорфиры, туфолавы, лавобрекчи; 3 — порфириды, андезиты, их туфы и лавобрекчи; 4 — кварцевые порфиры, алевролиты и туфоконгломераты; 5 — а — ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и конгломератов (усомахская свита); б — спилиты, диабазы, диабазовые порфириды и их туфы, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, алевролиты и песчаники (маганская свита); в — конгломераты, песчанники, алевролиты, гравелиты и глинистые сланцы (мерекская свита); 6 — песчанники, филлиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, седиментационные брекчи (токурская свита); 7 — а — диабазы, спилиты, диабазовые порфириды и их туфы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчанники, алевролиты, линзы известняков (утанаская свита); б — песчанники, алевролиты, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, линзы известняков, спилиты, диабазы (ярапская свита); 8 — а — диабазы, спилиты, диабазовые порфириды, песчанники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, линзы известняков, б — филлитовидные сланцы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и песчанники; в — рассланцованные песчанники, филлитовидные сланцы и филлиты; 9 — а — эпидот-хлоритовые и эпидот-актинолитовые сланцы (ортукская свита); б — серицит-квар-

ртутной) минерализации. Эта подвижность обусловила, по-видимому, крупные вертикальные перемещения и значительную эрозию района, приведшую к уничтожению наиболее продуктивных надинтрузивных зон и апикальных частей интрузивов. Оловоносность района представлена незначительными по масштабам и малоперспективными по формационному типу кварцево-жильными проявлениями с вольфрамитом и молибденитом; они сопровождаются грейзеновыми оторочками и механическими ореолами рассеяния касситерита и вольфрамита. Более важное значение имеет, по-видимому, высокотемпературная минерализация, связанная с грейзенами, располагающимися вокруг Буреинского гранитного массива. Например, в зоне Усманского разлома оруденение представлено серией кварцево-грейзеновых жил того же направления, несущих вкрапленность вольфрамита, молибдена, касситерита и пирита (Левобуреинское месторождение). В зоне Тастахского разлома наблюдаются слабые проявления ртутной минерализации в форме примазок и вкрапленности киновари и гематита в зоне контакта зеленокаменных пород и кристаллических сланцев (Ахынское рудопроявление). Имеются также слабые проявления россышной золотоносности.

Иштата-Мерекский район оловянно-вольфрамовой минерализации (10). На западе (по Усманскому разлому) район непосредственно прилегает к Буреинскому району и имеет близкое с ним геологическое строение (рис. 10). Это тектонический блок размером 90×40 км, ограниченный разломами с запада — Усманским, с востока — Иплатинским, а с юга — Баджалским и с севера — Сонахским. В строении района принимают участие кристаллические сланцы те же, что и в Буреинском районе, интродуцированные крупным интрузивом позднемеловых гранитов.

В зоне контакта с крупным Иплатинским гранитным массивом развита вольфрам-оловянная минерализация кварцево-жильного и кварцево-грейзенового типов. По материалам Д. И. Ивлиева (1939 г.), В. В. Чернышева (1940 г.), К. К. Моница (1955 г.) и других, изучавших месторождения этого района, рудные тела представляют собой небольшие крутопадающие прожилковые и сетчато-прожилковые зоны и жилы мощностью 1—2 и более метров и протяженностью до сотен метров. Жилы сложены кварцем, светлой слюдой, флюоритом, в меньшей мере турмалином, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, молибденитом, реже висмутином, шеелитом, пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Характерна ассоциация касситерита и вольфрамита, содержание которых достигает

цевые, мусковит-серицит-кварцевые и альбит-серицит-кварцевые сланцы (ахынская свита); 9 — графит-серицит-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые и альбит-серицит-кварцевые сланцы (самырская свита); 10 — а — гнейсы (графит-биотитовые), амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты (лепиканская свита); б — гнейсы (биотит-амфиболовые), гранат-биотитовые сланцы, кварциты, амфиболиты, мраморы (саганарская свита); 11 — граниты биотитовые и биотит-роговообманковые порфириновые; 12 — диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, граниты биотитовые и биотит-роговообманковые, аляскинские, гранит-порфиры; 13 — разломы (а) и надвиги (б); 14 — рудопроявления (а) и месторождения (б): Сергеевское (1), Верхнеиплатинское (2), Верхнемерекское (3), Мерекское (4), Усманское (6), Янканское молибден-вольфрамовое (7), Среднеиплатинское (8)

промышленных значений. По существу это комплексные касситерит-вольфрамит-кварцевые жилы. В зависимости от преобладания того или другого проявления этого типа то вольфрам-оловянные, то оловянно-вольфрамовые. Оруденение неравномерное. Околорудные изменения представлены преимущественно грейзенизацией. Грейзеновые оторочки в залбандах нередко превышают мощность самих жил и сопровождаются мелкой обильной вкрапленностью вольфрамита и касситерита. Наблюдается вертикальная зональность, с глубиной возрастает роль вольфрамита, а к поверхности — роль сульфидов, прежде всего арсенопирита.

В районе имеется целый ряд близких по типу и геологической позиции месторождений (см. рис. 10). Наиболее представительными из них являются Серегектинское, Среднеиппатинское и Усманское.

Среднеиппатинское оловянно-вольфрамовое месторождение, по В. В. Чернышеву и др., представлено системой субмеридиональных крутопадающих жил, залегающих в гранитах и слюдяных сланцах зоны экзоконтакта. На площади размером в 1 км² выявлено около 50 жил мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. При переходе из гранитов в сланцы жилы выклиниваются. Их протяженность достигает 250 м. Оруденение гнездовое и прослеживается до глубины 80—100 м. Жилы сопровождаются грейзеновыми оторочками шириной до 80 см.

Серегектинское месторождение, по Е. К. Монину и др., во многом сходно со Среднеиппатинским (по геологической позиции, особенностям морфологии, составу и строению рудных жил). Крутопадающие жилы группируются в субмеридиональные зоны, тяготеющие к контакту гранитов с породами кровли. На месторождении выявлено свыше 90 ветвящихся жил и прожилков мощностью от 0,2 до 0,7 и 1,5 м и протяженностью до 150—300 м. Оруденение неравномерное, гнездовое.

Близки описанным Усманское, Мерекское, Перевальное и другие месторождения. С разрушением жил связано образование небольших россыпей касситерита и вольфрамита по ключам Контактному и Березовому. Наиболее значительные россыпи отмечаются в бассейне р. Мерек.

Анализ геологических материалов по Иппата-Мерекскому району позволяет отметить, что Иппатинский гранитный массив, по окраинам которого концентрируется оловянно-вольфрамовая минерализация, вытянут вдоль Усманского и Иппатинского разломов и имеет форму, приближающуюся к эллиптической. При этом северо-западный и юго-восточный контакты массива, параллельные разломам, более крутые, а северо-восточный и юго-западный — полого уходят под кровлю. Различен и характер минерализации у этих контактов: более высокотемпературное оруденение располагается вдоль крутых контактов, а сульфидное — у пологих контактов и подчинено зонам дробления северо-восточного направления. Таково Эбкан-Макитское рудопроявление, представленное кварцево-сульфидными жилами и прожилками в экзоконтактной зоне роговиков.

На участке Имганах имеются кварц-аксинитовые и кварц-кальцит-аксинитовые оловоносные жилы и прожилки мощностью до 25 см, залегающие в карбонатизированных и пиритизированных зонах дробления среди зеленокаменных пород. Аналогичный тип минерализации, правда более слабо проявленный, известен и на юго-западном фланге интрузива.

Перспективы Иппата-Мерекского района на коренное олово и вольфрам представляются незначительными. Имеются перспективы для выявления некрупных россыпей.

Верхнеамгунский район медно-полиметаллической минерализации (11). Район располагается восточнее Иппата-Мерекского и отделяется от него Иппатинским разломом; с востока ограничен Куканским разломом, а с севера и юга — Сонахским и Баджалским. По материалам Н. Г. Осипова (1964 г.), А. П. Иванова (1965 г.), К. Ф. Клыжко (1966 г.), район сложен интенсивно дислоцированными позднепалеозойскими отложениями вулканогенно-кремнистого, отчасти кремнисто-терригенного и карбонатного состава мощностью до 3800 м. Магматизм в районе проявлен слабо, имеются лишь единичные мелкие тела позднемеловых гранитоидов в разломах северо-восточного направления. Опоискованность района слабая. Среди более десятка известных в районе рудопроявлений преобладают преимущественно медно-свинцово-цинковые, локализующиеся в зонах дробления на значительном удалении от гранитоидов. Это мелкие кварцево-сульфидные жилы и прожилки с бедной вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита. Только на юго-западной окраине района, близ кромки эффузивов Баджалского района проявляются рудопроявления касситерит-хлоритового типа с вкрапленностью шеелита и арсенопирита.

В центральной части района имеются шлиховые ореолы и небольшие золотые россыпи (бассейн верховья р. Болюну). Слабая золотосодержательность известна в приустьевой части р. Солонки и параллельных ей рек, впадающих справа в р. Дуки.

Дукинский оловоносный район (12). На юге район прилегает к Верхнеамгунскому и Иппата-Мерекскому районам и представляет собой тектонический блок, ограниченный разломами: с севера и юга — Ниланским и Сонахским, с запада — Усманским, а с востока — западным бортом Эворон-Чукчагирской впадины. Его площадь охватывает одноименный прогиб, заложенный на пермских складчатых породах южного крыла Ниланского антиклинория.

По данным М. Т. Турбина (1961 г.), Н. Г. Осипова (1958, 1964 г.), В. Ф. Синицкого (1961 г.) и др., прогиб выполнен юрскими поздне-триасовыми флишеидными отложениями, которые включают прослои эффузивов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород; их мощность достигает 5000 м. Породы интродуцированы гранитами эоцеско-дуссеалинского интрузивного комплекса. В их формировании выделяются две фазы: а) фаза диоритов и гранодиоритов, тесно связанная с соответствующей им эффузивной фацией; б) фаза гранитов и гранит-порфиров, образующих несколько обособленные

тела. Эффузивы образуют двучленный покров мощностью до 850 м; нижняя часть покрова (650 м) представлена вулканитами среднего состава, а верхняя (200 м) — кислыми.

Район еще изучен слабо. В нем имеются проявления турмалина и хлорит-турмалин-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения, в типовом отношении во многом напоминающего минерализацию Комсомольского района. Сходна и геологическая обстановка. Большинство рудопоявлений приурочено к участкам развития позднемелового гранитоидного магматизма, а оруденение тяготеет к границе структурных этажей: юрско-триасового терригенного и мелового вулканогенного. Оруденение подчинено зонам дробления, окварцевания, турмалинизации, хлоритизации и актинолитизации и проявлено на нескольких участках: Водораздельном, Нила-Сонахском, Турмалиновом и др.

На Турмалиновом участке крутопадающие зоны дробления достигают 2,5 и 5 м мощности. В кварц-турмалиновых прожилках присутствует вкрапленность касситерита, арсенопирита, халькопирита, малахита, пирита и галенита. Аналогичное или близкое по типу оруденение наблюдается и на остальных участках.

Изучение рудопоявлений и района в целом следует продолжать, особенно на участках развития эффузивов (Иликанский, Юкачи и др.). В северной части района, на границе с Кербинским золотоносным районом (басс. р. Карбахон) и в других местах имеются шлиховые проявления золота, а также вольфрамит, шеелит, касситерит и киновари. Киноварь, а по-видимому, и золото, тяготеют к бортовым, приразломным зонам.

Комсомольский оловорудный район (13). Открытием первого оловорудного месторождения в 1955 г. положено начало выявлению крупнейшего в Приамурье Комсомольского оловорудного района. Район располагается в системе правобережья р. Горин и занимает выгодное географо-экономическое положение. Систематическое изучение района начато в 1956 г. За истекшее время в районе открыто и в той или иной мере изучено около десятка месторождений и значительное количество рудопоявлений.

Изученность Комсомольского района по сравнению с другими наиболее высока. Оконтуренные на сегодня рудоносные площади в той или иной мере опойскованы и покрыты геологическими и геофизическими съемками. На основе этих работ уже в 1962 г. П. Н. Кошманом составлена металлогеническая схема района, вскрывшая основные геологические закономерности локализации оруденения, легшие в основу методики поисков месторождений в последующие годы. Наряду с работами ДВТГУ, различными научно-исследовательскими организациями — ДВГИ, ВСЕГЕИ, ГЕОХИ, ЛГИ, ДВИМС — проводились и продолжают тематические, преимущественно геохимические, исследования, направленные на разработку методов прогнозирования рудных тел, залегающих на глубине. Достигнутый уровень изученности района позволяет судить о его потенциальных возможностях и перспективах,

которые далеко еще не исчерпаны, хотя сложность открытия новых месторождений и рудных тел все более возрастает.

Комсомольский район располагается на западной окраине Горинского синклинория, близ его сочленения с Баджальским антиклинорием.

Характерной структурной особенностью района является наличие трех систем разломов: субмеридиональной, северо-западной и близширотной, которые обуславливают блоковые строения рудоносных участков. Эти же разломы определяют и границы района в целом: на западе — северо-восточная зона Куканского разлома, на юге — близширотная зона Баджальского разлома, на северо-востоке — западный борт Среднеамурской впадины.

По имеющимся данным, в геологическом строении района, занимающего площадь около 3500 км², принимают участие триасовые и юрские морские и меловые наземно-вулканогенные образования, залегающие, по-видимому, на пермских породах и слагающие два структурно-стратиграфических комплекса или этажа: триасово-юрский и меловой (рис. 11). Триасово-юрский этаж сложен преимущественно терригенными морскими формациями мощностью до 8000 м, содержащими спорадические прослои вулканитов. Складчатыми движениями раннего мела (готерив) они дислоцированы в линейные складки северо-восточного простирания, образующие антиклинорий, погружающийся к северо-востоку. Крылья антиклинория смяты в сжатые асимметричные складки, опрокинутые к северо-западу, и усложнены разломами северо-восточного и северо-западного направлений.

Верхний этаж сложен ранне- и позднемеловыми осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями мощностью до 1500 м. В его основании залегают крупнообломочные осадочно-вулканогенные образования холдоминской свиты преимущественно кислого состава мощностью до 700 м, без видимого несогласия перекрытые эффузивами среднего состава амутской свиты мощностью до 800 м. Породы этого этажа сложены в пологие сундучные и куполовидные складки, усложненные разломами, контролирующими проявления интрузивов.

Магматические образования района, образующие вулcano-плутонические ассоциации, объединяются в мяочано-баджальский эффузивно-интрузивный комплекс. Комагматичность эффузивных и интрузивных фаций комплекса доказана работами Э. П. Изоха (1962 г.), М. Г. Руб и др. (1964 г.) и др. Однако временные соотношения отдельных групп в пределах комплекса вызывают пока разногласия. Одни исследователи считают, что разнообразие магматических пород района связано с полифазальностью единого плутона, вскрытого эрозией в различных своих частях и на различных уровнях глубинности (В. В. Онихимовский), другие же считают это результатом многофазного процесса формирования. Вместе с тем среди последних нет единства во взглядах на характер и последовательность интрузивных фаз при формировании комплекса. Э. П. Изох

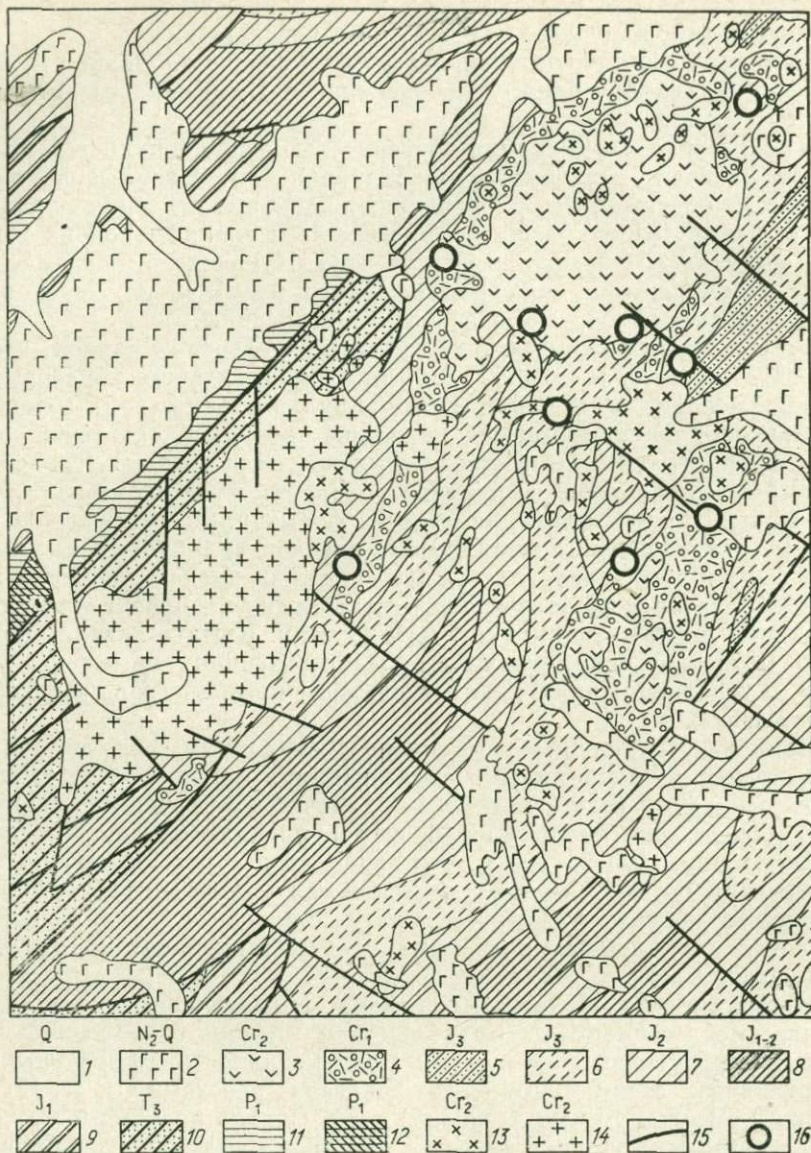


Рис. 11. Схема геологического строения восточной части Комсомольского рудного района. Составлена по материалам И. Я. Зытнера, Н. К. Осиповой, П. Н. Кошмана, А. И. Савченко, Е. Б. Бельтенева и др.

1 — современные аллювиальные образования; 2 — базальты, долериты, туфобрекчии, галечники; 3 — порфиры и кварцевые порфиры, дациты, туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники (амурская свита); 4 — конгломераты и кварцевые порфиры, туфопесчаники и гравелиты, туфы и туффиты (холдоминская свита); 5 — алевролиты, песчаники и глинистые сланцы, кремнистые и кремнисто-глинистые породы (паламинская свита); 6 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, ритмичное чередование песчаников и алевролитов (силизская свита); 7 — песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые, глинистые сланцы,

(1967), например, выделяет до пяти фаз: 1) габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты, 2) монцонит-гранодиориты и кварцевые монцониты, 3) умеренно кислые порфировидные граниты (монцо-граниты), 4) крупнозернистые биотитовые граниты, 5) мелкозернистые лейкократовые граниты, близкие к аляскитовым. В принципе аналогичную же последовательность формирования комплекса от основных и средних до кислых и ультракислых принимает и М. Г. Руб (1964 г.), выделяя, однако, лишь три фазы. При этом оруденение, по мнению этих исследователей, связано с гранитными фазами комплекса.

Противоположное мнение высказал в 1962 г. П. Н. Кошман. Он утверждает обратную последовательность формирования комплекса, от кислых к основным и связь оловянного оруденения не с кислыми, а со средними и основными породами. В формировании мяочанского комплекса он выделяет три фазы, которым соответствуют три группы эффузивно-интрузивных пород: Чалба-Холдоминская, Анаджаканская и Силинская. Чалба-Холдоминская (раннемеловая) группа пород, по его мнению, объединяет холдоминскую свиту кислых вулканитов, с их субэффузивными фациями, и послеэффузивные интрузии чалбинских и холдоминских гранитов. Анаджаканская группа магматических образований объединяет кварцевые порфиры низов амутской свиты, субэффузивные гранодиорит-порфиры и анаджаканские гранодиориты, гранодиорит-порфиры и граниты. Силинская (позднемеловая) фаза представлена порфирами и андезито-дацитами амутской свиты, субэффузивными порфирами и габброидами, гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. По П. Н. Кошману, силинская группа пород наиболее продуктивна; с ней, якобы, связаны интенсивный гидротермальный метаморфизм со значительным привносом металлов и промышленные месторождения олова, меди, свинца и цинка.

Схема П. Н. Кошмана построена в основном на изучении петрографии и интрузивных взаимоотношений пород, которые, как правило, очень сложны и без анализа истории развития региона и эволюции магматизма не всегда решаются однозначно. На наш взгляд, «обратная» последовательность магматизма в Комсомольском районе является лишь кажущейся. Анализ магматизма района с позиции тектонического развития Сихотэалинской подвижной области в целом проведенный И. А. Плотниковым и С. Ф. Усенко (1967), позволяет считать, что в Комсомольском районе сочетается раннемеловой магматизм Хингано-Охотского и позднемеловой Сихотэалинского поясов;

ритмичное чередование песчаников и алевролитов (ульбинская свита); 8 — песчаники и известковистые песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, гравелиты и конгломераты (хурбинская свита); 9 — песчаники, гравелиты, седиментационные брекчи, переслаивание песчаников и алевролитов (будюрская свита); 10 — песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, местами туфы и туффиты; 11 — диабазы, спилиты, туфы, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки (уланская свита); 12 — песчаники, алевролиты, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, линзы известняков, спилитов и диабазовых порфиритов (ярапская свита); 13 — диориты и габбро-диориты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 14 — граниты биотитовые и биотит-амфиболовые; 15 — разломы; 16 — зоны минерализации

кислые эффузивы холдомиинской свиты — это аналоги обманийской свиты Малого Хингана, представляющей верхние горизонты вулканитов юга Хингано-Охотского пояса. Основные эффузивы амутской свиты параллелизуются с больбинской свитой, залегающей в основании вулканогенных образований Сихотэ-Алиня. Отсюда и «обратная», по сравнению с обычной, последовательность в залегании эффузивов Комсомольского района (от кислых к основным), как и «обратная» же последовательность их интрузивных комагматов. Вопросы же непосредственной генетической связи оруденения с теми или иными интрузивными образованиями сложны сами по себе, а особенно в условиях Комсомольского района, с его положением на границе ранне- и поздне меловой зон складчатости и сложностью истории развития и магматической деятельности.

Распределение магматических образований в районе контролируется зонами разломов северо-восточного, отчасти северо-западного и близширотного направлений. Первая система разломов почти совпадает с направлением складчатости. Это система крупных сколов (надвигов и взбросов). Вероятно, для Сихотэалинской области эта система наиболее древнего заложения, поскольку она в наибольшей мере оказывает контролирующее влияние на локализацию магматизма и постмагматических продуктов. Сопряженные с ней близмеридиональные зоны дробления являются рудовмещающими. Возможно, это системы трещин отрыва, но в то же время, как это установлено Е. А. Радкевич и др. (1962), эти зоны дробления проявляются на участках S-образного изгиба складок, где последние, вероятно под влиянием расколов фундамента, изменяют характерное для района северо-восточное направление на близмеридиональное. Разломы северо-западного направления — это крупноамплитудные сбросо-сдвиговые нарушения. Как отмечалось, они имеют важное рудоограничивающее значение, служат границами рудных районов. Субширотные разрывы проявляются в форме зон повышенной трещиноватости, которые картируются по ряду косвенных признаков: структурных, магматических и геофизических.

Магматизм и связанная с ним рудоносность Комсомольского района приурочены к узловому сочетанию трех главных направлений разломов, что и обусловило благоприятную обстановку для концентрации большого объема руд. Оптимальные условия рудолокализации сложились в основном в пределах поверхности структурного несогласия между триасово-юрскими и меловыми этажами. Оруденение распространяется на 300—600 м от этой плоскости как в одну, так и в другую стороны (Кушев и Селезнев, 1966). Наблюдаемый вертикальный размах оруденения колеблется от 150—300 м до 1000 м. По имеющимся данным, нижняя граница распространения оруденения последовательно опускается в направлении к северо-востоку, в соответствии с погружением структур триасово-юрского этажа.

Приуроченность оруденения к поверхности структурного несогласия хорошо видна на геологической карте. Месторождения и рудо-

проявления Комсомольского района на современном срезе тяготеют к вулканогенным полям и располагаются или непосредственно в эффузивах, или по их периферии, в породах нижнего этажа вокруг эффузивов в зоне шириной от 5 до 10 км.

В связи с этим выделяются два основных типа рудоносных зон: 1) оловоносные зоны преимущественно кварц-турмалинового и турмалинового типа, располагающиеся в основном среди терригенных пород нижнего этажа и в кислых вулканитах холдомиинской свиты и отличающиеся сравнительно простой линейной морфологией, и 2) сложные по форме прожилковые зоны кварц-карбонатно-сульфидного состава, несущие основную массу свинцово-цинкового и медного оруденения; они залегают чаще всего в средних по составу эффузивах амутской свиты и сопровождаются чехлом прожилитов мощностью до 150—200 м (Кушев и Селезнев, 1966). Последнее обуславливает первопорядковую вертикальную зональность в размещении оруденения, а также определяет верхнюю границу распространения оруденения, которая во многом, по-видимому, определяется экранирующей ролью эффузивов верхнего структурного этажа.

Отмеченные два типа рудных зон представляют собой крайние варианты; отражающие принципиально отличные фациально-глубинные условия минералообразования; наряду с ними существуют переходные типы зон. Разумеется, из этого правила имеются и исключения: например, наличие кварц-турмалинового типа зон среди амутских эффузивов (зона Северная).

По степени концентрации оруденения площадь Комсомольского рудного района делится на две неравноценные и в неодинаковой степени изученные части — Мяочанский и Лянчлинский рудные узлы.

Лянчлинский узел располагается в западной части района и характеризуется рядом рудопроявлений, благоприятных по генетическим особенностям, но небольших по масштабам. Мяочанский рудный узел занимает восточную часть района и включает важнейшие оловорудные месторождения. В структурном отношении это тектонический блок близкой к треугольной формы, ограниченный разломами: с северо-запада — Курским, с юга — Баджалским, а с северо-востока — Харпичикано-Хурбинским отрезком западного борта Среднеамурской депрессии. Этот узел представляет собой наиболее важную и лучше изученную часть Комсомольского района. Наиболее важные рудовмещающие структуры — близмеридиональные зоны дробления, оперяющие разломы северо-восточного направления. Важное значение имеют и узлы пересечения субмеридиональных зон нарушения с близширотными; к ним приурочено большинство месторождений района.

На месторождениях Мяочанского узла наиболее четко проявляется отмеченная вертикальная зональность размещения оруденения: в осадочных породах нижнего структурного этажа располагается оруденение кварц-турмалинового типа, а в эффузивах верхнего

этажа — кварц-карбонатно-сульфидный тип минерализации. Проявляется также и горизонтальная зональность.

В формировании месторождений Мяочанского узла Е. А. Радкевич, В. К. Рябовым и др. (1963 г.) выделены три главные стадии минерализации: 1) ранняя, дорудная стадия турмалиновых и кварц-турмалиновых метасоматитов с температурой образования 320—360° С; 2) средняя, наиболее продуктивная кварц-касситеритовая стадия (260—320° С), сопровождающаяся интенсивным окварцеванием продуктов ранней стадии и отложением в кварцевых и кварц-турмалиновых жилах касситерита и вольфрамита; 3) поздняя кварц-карбонатно-сульфидная стадия выполнения полостей и образования жил и прожилков кварца с карбонатами и сульфидами свинца, цинка, меди и другими (220—260° С).

На продукты этих стадий накладывается кварц-серицит-каолиновая стадия (150° С), продукты которой, по мнению В. В. Онихиновского, проявляются и в пострудных зонах дробления. Оловосодержащие кварц-турмалиновые зоны облекаются чехлом кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых и других метасоматитов и монокварцитов, которые, проникая внутрь зон, в значительной мере усложняют строение последних и картину зональности минерализации.

Оловорудные месторождения Мяочанского узла относятся к турмалиновому типу касситерит-силикатной формации (Радкевич, 1956). В их составе главным рудным минералом является касситерит, (выделяется три его генерации); ему подчинен вольфрамит, в небольшом количестве присутствует арсенопирит, а в верхних горизонтах — пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Второстепенные: шеелит, висмутин, висмут самородный, магнетит, станнин и тиллит, блеклая руда, лёллингит, валлериит, кубанит, аргентит, самородное серебро, тетраэдрит, джемсонит, буланжерит и др.

Характерную и важную особенность месторождений Мяочанского узла представляет комплексность руд и возможность промышленного использования не только олова, но и других металлов, в частности цинка и меди.

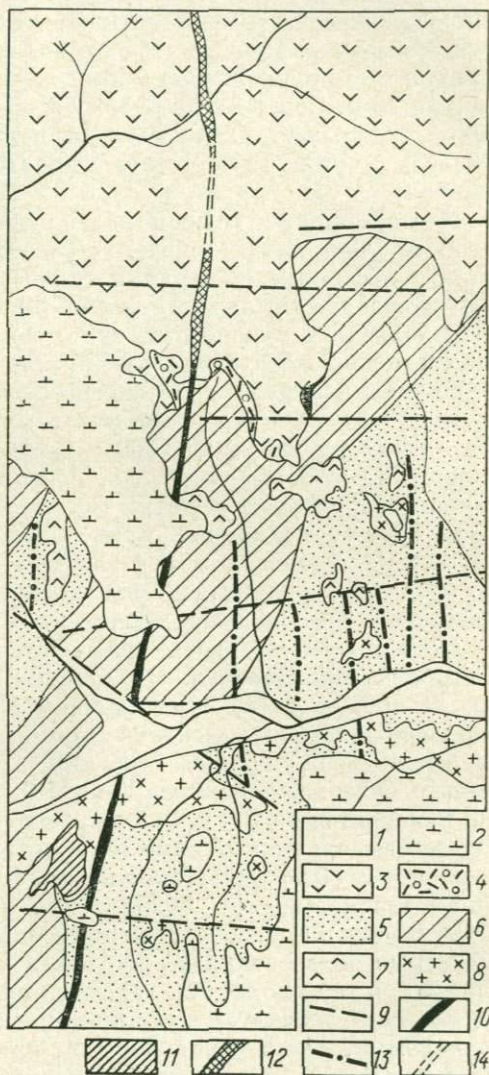
В пределах Мяочанского рудного узла выделяются четыре субпараллельные рудоносные структуры (15—30 км), контролируемые субмеридиональными разломами. На северном фланге они отклоняются к северо-западу. Ниже приводится описание трех типичных месторождений.

Месторождение «Первое» располагается в крупной близмеридиональной зоне дробления, протяженностью до 15 км, которая проходит близ осевой зоны антиклинальной структуры (рис. 12). Вдоль этой структуры, в зависимости от геологической обстановки, изменяется характер оруденения, состав и морфология рудных тел. Так, на южном фланге рудоносной зоны месторождения, залегающего в терригенных породах нижнего структурного этажа, оруденение представлено продуктами касситерит-кварцевой стадии рудного процесса; его руды характеризуются малосульфидным кварц-турмалиновым типом. К северу, вдоль рудоносной структуры, тип

минерализации изменяется в сторону возрастания роли сульфидов. В результате на северном фланге рудоносной зоны в эффузивах амутской свиты состав руд значительно более сложен, по типу приближается к касситерит-сульфидному, отвечающему конечной

Рис. 12. Схема геологического строения оловорудного месторождения Первого. По П. Н. Кошману, 1962 г.

1 — современные рыхлые отложения; 2 — неогеновые базальты, долериты и туфы (солнечная свита); 3 — позднемиоценовые порфиры, кварцевые порфиры, туфы (амутская свита); 4 — раннемиоценовые конгломераты, кварцевые порфиры, песчаники (холдоминская свита); 5 — позднеюрские песчаники, мелкогалечниковые конгломераты, кремнистые породы, алевролиты (силинская свита); 6 — среднеюрские алевролиты, песчаники (ульбинская свита); 7 — позднемиоценовые диоритовые порфиры и порфиры; 8 — диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; 9 — разрывы; 10 — участки рудных зон, сложенные преимущественно кварцево-турмалиновыми породами; 11 — участки рудных зон, сложенные преимущественно кварцевыми метасоматитами; 12 — участки рудных зон, сложенные преимущественно кварцево-серпичитовыми метасоматитами; 13 — рудные зоны, прослеженные по свалам; 14 — предполагаемые продолжения рудных зон



кварц-карбонат-сульфидной стадии рудообразования. Рудные тела сопровождаются пропилитовым чехлом.

Этот пример подтверждает, что типовой состав минерализации в зависимости от условий глубинности, структурной и литологической обстановки изменяется от малосульфидного касситерит-турма-

линового на глубоких горизонтах в терригенных породах до касситерит-сульфидного в эффузивах.

Практическое значение в пределах зоны минерализации имеет зона Главная длиной до 8 км и мощностью от 1 до 115 м. Эта зона представляет собой систему рудных тел кварц-турмалинового состава, сопровождающихся пропилитизацией боковых пород шириной до 50 и более метров. Рудные тела располагаются кулисно, имеют линзовидную и столбообразную форму длиной от 40 до 500 м мощностью от 2 до 25 м. Содержание олова колеблется от 0,1 до 1,92% и с глубиной уменьшается. Руды месторождения комплексные: наряду с оловом в них присутствуют вольфрам, свинец, цинк, медь, серебро.

Месторождение Второе расположено в 7 км северо-восточнее Первого. Оно характеризуется касситерит-турмалиновым и касситерит-сульфидным (в верхних горизонтах) типами оруденения. На месторождении выявлено свыше 30 субпараллельных и кулисно расположенных рудоносных зон дробления, залегающих среди юрских и меловых осадочных и эффузивных пород и укладывающихся в близмеридиональную ослабленную зону протяженностью до 9 км. Рудные тела оконтурены в зонах минерализации. Длина рудных тел изменяется от 90 до 1000 м, мощность от 2 до 9,7 м. В рудах присутствуют вольфрам, медь, свинец, цинк, серебро. Обычно на нижних горизонтах рудных тел в осадочных породах встречены касситерит-турмалиновые руды. Выше поверхности структурного несогласия в кислых эффузивах они сменяются касситерит-кварц-сульфидными рудами, а еще выше среди пропилитизированных эффузивов преобладают вкрапленные свинцово-цинковые руды.

Месторождение Третье располагается в 12 км юго-восточнее месторождения Первого. Оно отличается от вышеохарактеризованных и прежде всего существенной ролью меди. На его площади выявлено несколько десятков крутопадающих близмеридиональных оруденелых зон сложного строения, в том числе семь зон с промышленным содержанием олова (рис. 13). Протяженность рудонесущих зон изменяется от 100 м до 7 км, мощность от 0,5 до 100 м. В пределах зон выделяются рудные тела линзовидно-столбообразной формы размером от 50 до 1500 м в длину при мощности от 0,5 до 6 м. С глубиной мощность, как правило, уменьшается.

Рудные тела представлены метасоматическими и гидротермально-жильными образованиями, несущими касситерит, вольфрамит, халькопирит и арсенопирит, галенит, сфалерит и другие минералы. На нижних горизонтах в терригенных породах рудные тела сложены кварцевыми, кварц-серицитовыми, кварц-турмалиновыми метасоматитами и кварц-касситеритовыми рудами, а на верхних в эффузивах — кварц-карбонат-сульфидными медными рудами и кварц-каолиновыми образованиями. В целом по месторождению содержание рудных компонентов в рудах отличается значительными колебаниями и для главнейших из них характеризуется следующими данными: Sn 0,3—0,86%; WO₃ 0,02—0,18%; Cu 0,23—2,1%; Ag 6,7 г/т; Jn

0,02% (в халькопирите); Вi 0,3% (в халькопирите и арсенопирите); в значительных количествах присутствуют свинец и цинк.

Касаясь оценки перспектив Комсомольского оловорудного района, следует отметить, что его потенциальные возможности не следует

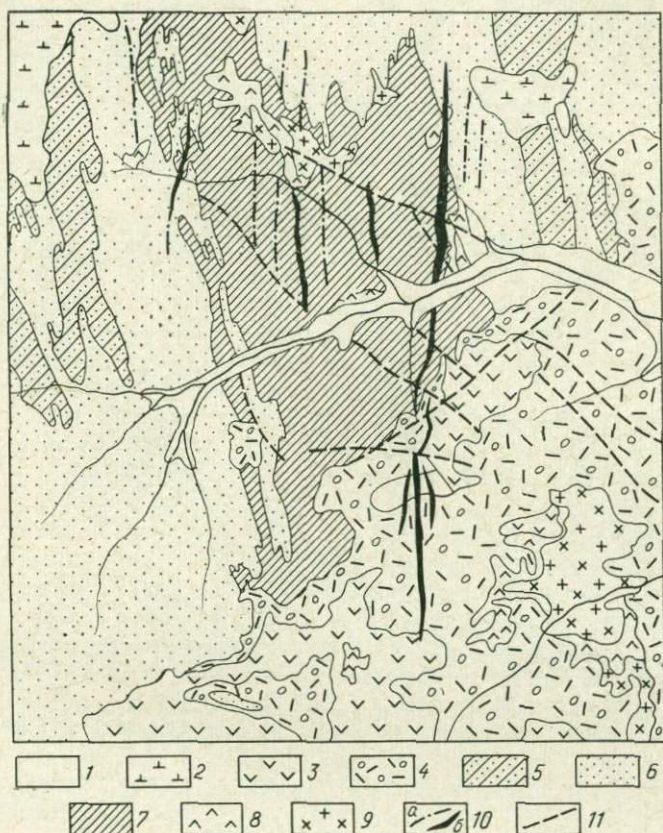


Рис. 13. Схема геологического строения оловорудного месторождения Третьего. По В. Б. Кушеву, В. А. Асманову и А. А. Пименову, 1968 г.

1 — аллювиальные отложения; 2 — базальты и долериты (солнечная свита); 3 — вулканогенные образования (амутская свита); 4 — осадочно-вулканогенные образования (халдо-минская свита); 5 — терригенные отложения (падалинская свита); 6 — терригенные отложения (силинская свита); 7 — терригенные отложения (ульбинская свита); 8 — интрузивные порфиры и кварцевые порфиры; 9 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 10 — минерализованные зоны; а — прослеженные по свалам, б — вскрытые горными выработками; 11 — разрывы

считать исчерпанными. Пока выявлены лишь приповерхностные месторождения. Новых открытий следует, по-видимому, ожидать при изучении глубинных частей многочисленных безрудных с поверхности зон, а также флангов разведанных месторождений. Не исключена возможность открытия месторождений и на сопредельных, еще слабо опоскованных площадях.

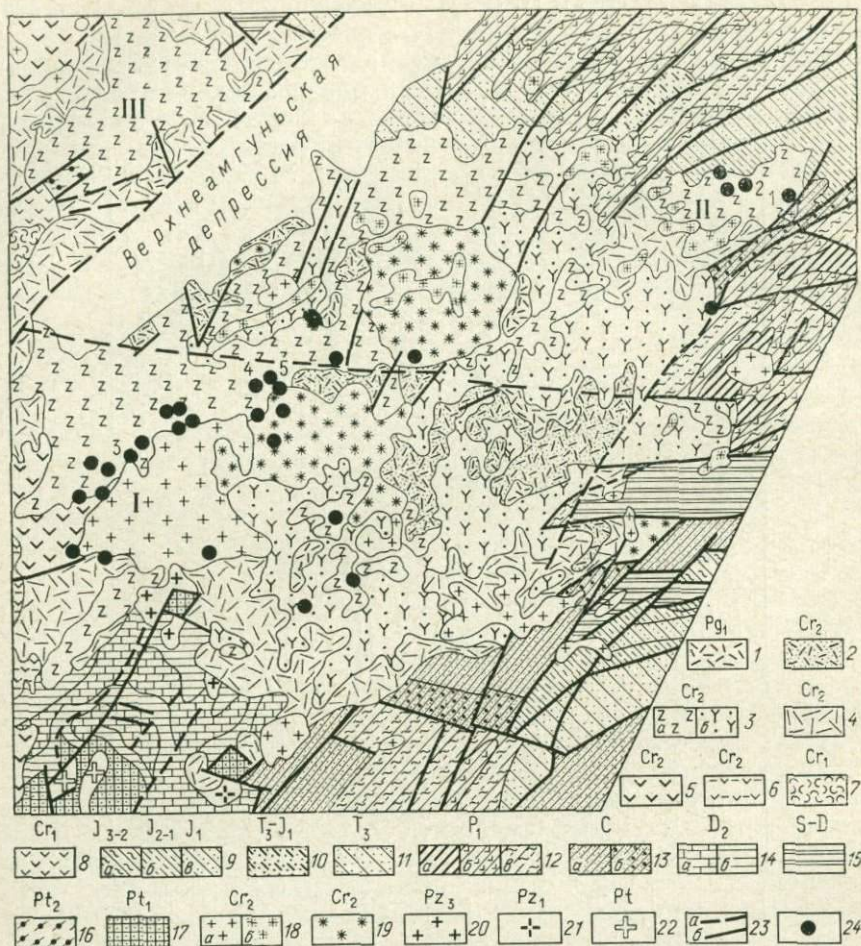


Рис. 14. Схема геологического строения Бадкальского района и Куканской рудной зоны. Составлена по материалам С. С. Дарбияна, А. А. Головневой, Н. Ф. Клычко, Э. Л. Школьников и др.

1 — липариты, липарито-дациты и их туфы; 2 — кварцевые порфиры, их туфы и лавобрекчии; 3 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 4 — плагипорфиры, туфы, туфолавы, лавобрекчии; 5 — порфириды, андезиты, их туфы и лавобрекчии; 6 — алевриты, туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириды, туфы; 7 — фельзиты, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры (солонечная свита); 8 — порфириды, их туфы, лавобрекчии, туфопесчаники (станолерская свита); 9 — а — кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, песчаники и алевриты (ульбинская свита); 10 — песчаники, гравелиты, спилиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы (хурбинская свита); 11 — песчаники, гравелиты, спилиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы (буздорская свита); 12 — а — песчаники, алевриты, линзы известняков (дзикаунская свита); 13 — а — песчаники, алевриты, глинистые, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, спилиты, диабазы, линзы известняков (улунская свита); 14 — а — песчаники, алевриты, гравелиты, конгломераты (мерекская свита); 15 — а — песчаники, алевриты, линзы известняков (дзикаунская свита); 16 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 17 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 18 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 19 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 20 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 21 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 22 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 23 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы; 24 — а — дациты, порфириды, лавобрекчии, туфы.

Однако первоочередной задачей, по-видимому, следует считать более углубленное изучение Мяочанского блока, где сконцентрировано необычно большое количество месторождений и рудопроявлений. Представляется, что неравномерность распределения оруденения, наблюдаемая на площади Мяочанского узла, в такой же мере должна проявляться и на глубину в плоскости рудоконтролирующих структур. В этой связи выявленные месторождения следует рассматривать как близповерхностные оруденелые части зон дробления, в которых с глубиной оруденение может также изменяться как и по простиранию, т. е. затухать и вновь возникать на более глубоких горизонтах. Оно может присутствовать в глубинах тех зон, которые на современном срезе оказались безрудными.

Иными словами, первоочередные задачи изучения Комсомольского района: а) исследования глубинных горизонтов рудоконтролирующих структур и б) совершенствование методов их поисков. Наиболее рациональной представляется разработка и применение комплекса структурных, геохимических и геофизических исследований на основе крупномасштабного объемного картирования. В этом случае известный интерес с точки зрения резерва перспективных площадей для поисков может представлять и Льянчлинский узел Комсомольского района, расположенный западнее Мяочанского узла, где общая геологическая обстановка и тип минерализации аналогичны Мяочанскому узлу.

Баджалский оловорудный район (14). Район расположен в Центральной части Хингано-Баджалской области и совпадает с одноименной вулканогенной зоной, сформированной в месте сочленения позднегерцинской складчатой зоны с Буреинским массивом (рис. 14). Площадь района ограничена разломами (Баджалским и Зейско-Урмийским с севера и юга и Тастахским и Куанским с запада и востока), занимает около 800 км² и имеет форму несколько вытянутого в широтном направлении прямоугольника. По данным А. А. Головневой, 1959 г.; Э. Л. Школьника, 1960 г.; С. С. Дарбиняна, 1961 г.; К. Ф. Клычко, 1966 г. и др., в строении фундамента Баджалской вулканогенной зоны принимают участие преимущественно палеозойские терригенно-карбонатные и терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения. На западной и южной окраинах района обнажаются протерозойские гнейсы, кристаллические сланцы,

литы, глинистые сланцы, известняки (ниранская свита), б — конгломераты, аркозовые и кварцитовидные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (пачанская свита); 15 — фаллитовидные глинистые, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, рассланцованные песчаники; 16 — эпидот-хлоритовые и эпидот-актинолитовые сланцы, серицит-кварцевые, мусковит-серицит-кварцевые, альбит-серицит-кварцевые сланцы (ортукская и аныкская свиты); 17 — гнейсы биотитовые и роговообманково-биотитовые, кристаллические сланцы, слюдяные, альбит-слюдяные и амфиболовые, мраморы, кварциты (урильская свита); 18 — а — граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, б — гранит-порфиры; 19 — интрузивные и экзрузивные дациты; 20 — граниты биотитовые и роговообманковые порфировидные; 21 — граниты микроклиновые лейкократовые и биотитовые; 22 — гнейсограниты, граниты двуслюдяные, гнейсированные гранодиориты и плагиограниты; 23 — разломы: а — предполагаемые, б — установленные; 24 — рудопроявления: 1 — Лопадина Грива; 2 — Букам; 3 — Болторо; 4 — Орокот, 5 — Агын-Бира и др. Рудные узлы: I — Верхнеурмийский; II — Гербинский; III — Сулукский

кварциты, мраморы, зеленокаменные образования и палеозойские граниты. Вулканогенный комплекс, подобно Комсомольскому району, сформировался в мелу (от альба до сенона). Его образование происходило на фоне общего воздымания Бурейнского массива, увлекшего в поднятие и зону причлененных к нему поздних герцинид.

Нижняя часть вулканогенного покрова сложена альб-сеноман-туронскими осадочными, осадочно-туфогенными (иногда угленосными) образованиями и вулканитами преимущественно среднего состава мощностью от 300 до 500 м. Эти образования перекрыты сенонскими эффузивами, представляющими собой переслаивание кислых, отчасти средних лав и пирокластов мощностью 2300—2500 м в западной и 1800—3200 м в восточной частях района. В поздне-меловую фазу складчатости эффузивы испытали слабое коробление. Этому же времени соответствуют субвулканические и гипабиссальные формы интрузивного магматизма, с которым связана рудность района.

Слабая магматическая деятельность продолжалась и в послесенонское время, на что указывает наличие в районе палеоценовых лав дацитов, андезито-дацитов, липаритов, их туфов и лавобрекчий, слагающих разрозненные покровы мощностью до 200 м. Имеются также проявления антропогенных базальтов.

Вулканогенные образования, наряду с брахиморфными складками (с падением крыльев $15-20^\circ$), нарушены разломами северо-восточного и близширотного направлений. Вдоль разломов следуют цепочки небольших массивов гранитоидов, зоны дробления и пиритизация. На локализацию меловых интрузивов, по-видимому, влияли и складчатые дислокации. Так, наиболее крупный Верхнеурмийский массив располагается в ядре пологого антиклинала, ось которого совпадает с осевой частью Баджальского хребта.

Интрузивный магматизм наиболее интенсивно проявлен в восточной части района. Здесь имеют место приповерхностные и субвулканические умеренно глубинные и гипабиссальные формы интрузивов. Судя по Верхнеурмийскому массиву, интрузивы имеют сложное строение. В их формировании различают несколько фаз: 1) ортоклаз-биотитовые габбро и монцонит-сиениты; 2) кварцевые монцониты, диорит-порфиры, диориты и кварцевые диориты; 3) гранодиориты и гранодиорит, порфиры; 4) биотитовые порфировидные граниты. Породы относятся к щелочноземельной серии с заметно повышающейся ролью калия, кремнезема, бора и железистости биотита в направлении к породам конечных фаз. С последними связана вольфрам-оловянная и свинцово-цинковая, отчасти мышьяковая и молибденовая минерализация, проявления висмута и серебра.

Район слабо еще изучен, хотя имеющиеся материалы позволяют положительно оценить его перспективы. Район располагается вблизи Комсомольского оловорудного района, с которым имеет много сходных геологических черт. На его площади известно несколько типов оруденения: скарновый (кл. Балторо), кварц-вольфрамит-касситеритовый (рудопоявления Агын-Бира и кл. Аленушкин), касситерит-

турмалиновый и касситерит-сульфидный (различные участки площади).

Внутриблоковыми разломами северо-восточного и запад-северо-западного направлений (Амгунским и Могдинским), которые параллельны шовным разломам, ограничивающим район в целом (Баджалскому и Зейско-Урмийскому, Тастахскому и Куканскому), его площадь разбита на четыре равновеликие части (блоки). Эти блоки отличаются своим оруденением и могут рассматриваться как рудные узлы — Сулукский, Гербинский, Могдинский и Верхнеурмийский. Сулукский и Гербинский узлы, располагающиеся в северной части района, характеризуются существенно сульфидной минерализацией, а располагающиеся южнее Могдинский и Верхнеурмийский отличаются, соответственно, ртутным и вольфрам-оловянным оруденением.

Верхнеурмийский вольфрам-оловянный узел совпадает с площадью выхода Верхнеурмийского гранитоидного массива и сопутствующих ему более мелких интрузивных тел, приуроченных к брахиантиклинальному вздуютию покрова баджалских эффузивов. Эта брахиструктура может рассматриваться как плутоно-вулканическая постройка. Изучение рудоносности этого узла производилось М. И. Ицкиным (1947 г., 1948 г., 1957 г.); О. Ф. Шишкановой (1950 г.); А. А. Головневой (1957 г., 1958 г.); А. Ф. Барановым (1954 г.); В. Е. Проскурниковым (1957 г., 1958 г.); П. М. Ларионовым (1968 г.); Н. С. Кравченко и А. Ф. Болотниковым (1968 г.) и др. Большая часть рудопроявлений узла располагается в пределах площади Верхнеурмийского интрузива и отличается высокотемпературным типом минерализации, несколько напоминающей таковую Иппата-Мерекского района, хотя и с более сложным составом, вплоть до ассоциаций типа касситерит-силикатной формации.

Наиболее распространен вольфрам-оловянный тип кварцево-жильного оруденения, в меньшей мере кварц-молибденовый. Это маломощные кварцевые и кварцево-грейзеновые жилы мощностью не более 20 см, образующие сетчато-прожилковые зоны, пересекающие окологранитные гидротермально- и контактово-измененные эффузивы или же грейзенизированные зоны гранитов.

Представителем скарнового типа оловянной минерализации служит рудопроявление Болторо. По данным П. М. Ларионова, А. Ф. Болотникова и Н. С. Кравченко, оловоносные скарны приурочены к среднедевонским известнякам на контакте с гранитами Верхнеурмийского массива и представляют собой сложную систему линзовидных тел, образующих зону длиной до 3 км, при непостоянной ширине до 150 м. Вскрытые оловянно-сульфидные рудные тела, образовавшиеся в результате наложения на гранат-пироксеновые скарны, имеют линзовидную форму и достигают 60 м в поперечнике. Касситерит обнаруживает тесную связь как с гранатом и пироксеном, так и с сульфидами (арсенопирит, халькопирит, пирротин). В надрудной части гранат-пироксеновые скарны сменяются слабо

минерализованными пироксен-эпидотовыми и волластонитовыми скарнами. С этими скарнами и сопутствующими им ороговикованными алевролитами связан четко выраженный эндогенный ореол, что позволяет предполагать наличие скрытых рудных тел по простиранию зоны скарнов.

В практическом отношении наиболее интересны рудопроявления турмалин-сульфидного типа, располагающиеся у северной кромки Верхнеурмийского гранитного массива. В отличие от касситерит-вольфрамит-кварцевых жил среди гранитов они представляют собой минерализованные зоны дробления в эффузивах мощностью до 100 и более метров. Эффузивы гидротермально изменены, интенсивно турмалинизированы, иногда грейзенизированы, содержат топаз и богатую, хотя и неравномерную вкрапленность вольфрамита, молибденита, касситерита, арсенопирита, пирита, халькопирита, иногда галенита и сфалерита.

По материалам В. Е. Проскурникова, типичным представителем оруденения характеризуемого типа являются два относительно лучше изученных (с поверхности) месторождения: М о г д и н с к о е и О р о к о т. Последнее представляет собой две субпараллельные зоны дробления и минерализации север-северо-восточного простирания протяженностью до 700 м при мощности до 20 м. По характеру минерализации среди них выделяется три типа зон: а) зоны брекчий с кварц-турмалиновым цементом, несущим вкрапленность касситерита, арсенопирита, пирита, халькопирита, флюорита и топаза; б) бестурмалиновые зоны дробления с кварцевым цементом, содержащие кроме перечисленных минералов галенит и сфалерит; в) кварцево-грейзеновые зоны мощностью от 1 до 15 м, образованные за счет тел гранит-порфиров, залегающих в зонах дробления и несущие вольфрамит, висмутин и самородный висмут.

Содержание олова в зонах первых двух типов достигает целых процентов; в них же содержится до 0,2% Cu.

Г е р б и к а н с к и й узел оловянной и медно-свинцово-цинковой минерализации располагается на северо-восточной окраине Баджалского вулканического покрова и непосредственно примыкает с севера к Верхнеурмийскому узлу, гранича с ним по Могдинскому разлому. В отличие от Верхнеурмийского узла для него характерны мелкие, слабо эродированные тела гранитоидов и обильные проявления медно-свинцово-цинковой минерализации. Последняя, по данным В. В. Гольца (1951 г.), А. А. Головневой (1958 г., 1959 г.), Н. Г. Осипова (1965 г.), К. Ф. Клыжко (1966 г.) и др., локализуется вдали от интрузивов и подчинена зонам дробления среди липарито-дацитов, гидротермально измененных и переработанных до вторичных кварцитов. Зоны дробления вмещают жилы и сетчато-прожилковые кварцево-сульфидные образования с вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита и в меньшей мере арсенопирита, пирита, шеелита, касситерита, висмутина, самородного висмута и изредка антимонита. Эти рудопроявления слабо изучены. Они встречены в верховьях рек Букам, Дарья, Улунская, Баджалская. Особый

интерес представляют рудопроявления верховьев рек Дарья и Букам. Работами В. Г. Мальцева и др. (1968 г.) здесь установлен крупный и весьма перспективный Букам-Дарьинский ореол рассеяния с содержанием касситерита в делювии до 1130 г/м^3 , а также рудная минерализация в зонах дробления и гидротермальных изменений среди эффузивов — хлоритизации, актинолитизации, прожилитизации, иногда грейзенизации и особенно широко проявленного серицит-кварцевого метасоматоза.

По данным М. Ф. Кохановского, на участке Букам широко проявлены зоны касситерит-сульфидной минерализации, представленной прожилково-вкрапленными и жильными обособлениями арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита и других минералов. По данным бороздовых проб, содержание олова в зонах достигает 0,4%. Наряду с этим на участке широко развиты также более высокотемпературные рудные образования — кварцево-прожилковые зоны и кварцевые жилы, сопровождающиеся кварц-мусковитовыми грейзенами и вкрапленностью касситерита, арсенопирита, молибдена и других минералов.

Перспективно также рудопроявление «Лошадья Грива», расположенное в верховьях р. Дарья. Среди позднемеловых порфиров, дацитов, лавобрекчий и туфов, интродуцированных позднемеловыми гранит-порфирами, выявлены протяженные зоны дробления кварц-серицитового метасоматоза и кварц-касситерит-сульфидного оруденения. Морфология зон сложная; преобладает близмеридиональное направление зон в сочетании с сопутствующими им ответвлениями зон северо-западного и других направлений. Протяженность зон свыше 2 км при мощности до 50 м. В них оконтуриваются рудные тела длиной 200 м и более и мощностью до 10 м. Руды сложены касситеритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом; характерными жильными минералами наряду с кварцем являются серицит, хлорит, актинолит, эпидот, турмалин, аксинит, флюорит, кальцит, адуляр, цеолиты. Текстуры руд брекчиевые и брекчиевидные, полосчатые и иногда вкрапленные. В околорудных измененных породах характерно абсолютное преобладание серицит-кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитов; слабее развиты эпидотизация, актинолитизация и сульфидизация. Содержания олова в рудах варьируют от 0,1 до 0,4%, максимальные содержания достигают 1—3%.

Рудопроявление Баджал, как и вышеохарактеризованные, располагается на северо-восточной окраине Баджальского эффузивного поля. По данным А. Ф. Майборода (1966 г.) и В. Г. Мальцева (1968 г.), оно характеризуется обилием минерализованных зон дробления, слагающих крупную полосу близмеридионального простирания шириной до 2 км и длиной до 80 м. Зоны целиком залегают среди эффузивов и только отчасти в палеозойских породах фундамента. Отдельные зоны имеют мощность от 1—2 до 50 м и длину в несколько километров.

Состав минерализации зон зависит от вмещающих пород и уровня эрозии. В эффузивах — это преимущественно серицит-кварцевые

метасоматиты, в которых с глубиной возрастает роль гребенчатого кварца, пирита и арсенопирита, а в осадочных породах фундамента — более сложные зоны, сопровождающиеся кварцево-сульфидными жилами и околожилными серицит-кварцевыми метасоматитами; они сопровождаются галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом, пирротином, касситеритом и другими минералами, образующими вкрапленность и массивные агрегаты. Мощность жил и рудных тел в зонах 2 м и более, а протяженность до 360 м.

На некоторых участках характеризуемого узла встречаются обломки полиметаллических руд (до 25×10 см) с содержанием: Pb до 6,55%, Zn более 10%, As до 11,4%, Si до 1%. Местами наблюдаются существование халькопиритовые обособления с содержанием меди до 3,95%.

У северной кромки узла, на границе с Лянчдинским узлом Комсомольского района, имеются оловянные рудопроявления, представленные оловоносными турмалин-сульфидными жилами (с кварцем), залегающими на контакте даек порфириров с кварцевыми порфиритами (К. Ф. Клыжко, 1966 г.). Жилы содержат вкрапленность касситерита, халькопирита, сфалерита и вторичных минералов — церусита и смитсонита. Содержание олова в жилах достигает 0,29%. Характерно, что как непосредственно на площади рудопроявления, так и значительно юго-западнее наблюдаются участки интенсивного гидротермального изменения эффузивов с обильной вкрапленностью халькопирита, сфалерита, пирита, арсенопирита, галенита, блеклых руд и их вторичных продуктов.

Все рудопроявления узла располагаются в северной и северо-восточной окраинах его площади; они тяготеют к Комсомольскому району, притом не только в пространственном (и структурном), но и в типовом отношении. Это повышает положительную перспективную оценку Баджальского района и его Гербикинского узла в частности.

С у л у к с к и й у з е л (см. рис. 14) олово-вольфрам-молибденовой минерализации, по данным С. С. Дарбиняна и С. Г. Костянина (1961 г.) и др., сложен докембрийскими породами фундамента, перекрытыми маломощным покровом позднемеловых эффузивов среднего и кислого состава, интродуцирован мелкими телами гранитоидов повышенной основности. К последним тяготеют проявления отчасти полиметаллической, но главным образом кварц-молибденитовой, кварц-вольфрамит-молибденитовой и кварц-касситеритовой (кварцево-грейзеновой) минерализации. Рудопроявления располагаются близ контактовых зон на участках грейзенизированных гранитоидов, а также в эффузивах и породах фундамента, которые пронизаны кварцевыми жилами и тонкопрожилковыми образованиями с вкрапленностью молибдена, вольфрамит, касситерита, пирита, халькопирита, арсенопирита, сфалерита и флюорита. В шлиховых ореолах на площади узла встречаются шеелит, висмутин, базовисмутин, фергусонит, колумбит, ильменит, корунд, сфен, циркон и иногда золото. Сульфидная минерализация этого узла пространственно тесно связана с высокотемпературной кварцево-жильной, локализуется хотя

и в тех же породах, но преимущественно в зонах дробления и гидротермальных изменений. В составе рудопроявлений присутствуют арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и молибденит. Наличие молибденита является характерной чертой минерализации Сулукского узла, отличающей его от Гербикинского и в то же время связывающей его с более высокотемпературной кварц-молибденовой минерализацией.

Могдинский узел ртутной минерализации располагается западнее Верхнеурмийского узла и составляет юго-западную часть Баджальского рудного района. По материалам С. С. Дарбиняна (1961 г.) и Э. Л. Школьника (1960 г.), в его строении (в отличие от трех других узлов) принимают участие в основном позднеэоценовые средние, отчасти палеогеновые кислые эффузивы и четвертичные базальты. Проявления интрузивных фаций отсутствуют. На площади узла имеются проявления лишь ртутной минерализации, тяготеющие к ограничивающим его разломам. Это механические ореолы и ряд мелких прожилково-вкрапленных рудопроявлений в зоне Могдинского разлома, близ его пересечения с Сулукским разломом.

Касаясь оценки перспектив Баджальского рудного района, следует отметить его положение между Комсомольским и Хингано-Олонойским оловорудными районами, с которыми он образует единую рудоносную структуру, что позволяет уверенно рассматривать его в качестве одного из перспективных звеньев этой структуры. По целому ряду признаков район представляется перспективным для поисков месторождений олова и особенно, что подтверждено поисково-разведочными работами последних лет, в северо-восточной части (Гербикинский узел), где преобладает касситерит-сульфидная минерализация. В связи с этим вполне оправдано продолжение крупномасштабного геологического картирования района, сопровождаемого поисками, а также специальных поисково-оценочных работ на отдельных участках. Целесообразно также проведение среднемасштабных структурно-металлогенических исследований с охватом западной части Комсомольского района, а также прилегающих к нему площадей с юга, юго-востока и востока.

Куканская зона оловянно-вольфрамовой и ртутной минерализации (15). Зона располагается на северо-восточном фланге Баджальского антиклинория восточнее Баджальского района. С востока и запада она ограничена Курским и Куканским разломами сихотэалинского направления, а с севера — близширотным Баджальским разломом. Южное ограничение зоны нечеткое; в юго-западном направлении она протягивается на 200 км при ширине от 40 до 50 км. По материалам А. А. Головневой (1955 г., 1956 г.), В. А. Сысоева (1956 г.), Б. И. Бурдэ (1961 г.) и др., в ее строении принимают участие позднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные и терригенные образования, в меньшей мере меловые эффузивы преимущественно кислого состава. Палеозойские породы дислоцированы в линейные складки северо-восточного и субширотного направлений, асимметричные, изоклинальные, опрокинутые, вплоть до лежащих,

сопровождающиеся зонами смятия, будинажа и катаклаза. Складчатые формы дислокаций усложнены многочисленными разрывами северо-восточного и близмеридионального направлений, а также северо-западными и близширотными. Большинство из них доверхнемеловые и представляют собой взбросы и крутые надвиги. Северо-восточные разломы секут складчатые структуры под углом $10-20^\circ$ и уклоняются к меридиональному направлению. Они контролируют дайковые тела, зоны дробления и постмагматическую минерализацию, связанную с позднемеловыми гранитоидами. Последние образуют небольшие массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов, сопровождаемых сателлитами порфиритов и гранит-порфиров.

Зона прилегает к Баджальскому району и ее оруденение в типовом отношении мало отличается от этого района. Оно представлено в основном вольфрамой и оловянной минерализацией. Наряду со схожестью минерализации общими с Баджальским районом оказываются и ограничивающие их разломы. Так, Баджальский и Зейско-Урмийский разломы ограничивают их соответственно с севера и юга. Правда, Зейско-Урмийский разлом в Куканской зоне ограничивает распространение лишь оловянной минерализации, за которой далее к юго-западу на продолжении зоны следует ртутная минерализация. Кроме того, близширотный Модинский разлом, разделяющий Баджальский район на две различные в металлогеническом отношении части, разделяет Куканскую зону также на две части: оловянную (северную) и вольфрам-оловянную (южную); они именуются Джакунским и Ярапским узлами. На юго-западном фланге зоны выделяется Куканский существенно ртутоносный узел.

Джакунский оловоносный узел и ранее выделялся как перспективный (М. В. Чеботарев, С. Ф. Усенко и др., 1965 г.). Крупномасштабными съемками В. А. Сысоева (1956 г.) и Б. И. Бурдэ (1961 г.) на его площади выявлены свалы кварцевых и хлорит-кварцевых жил без видимого оруденения, но с касситеритом, висмутином и шеелитом в делювии, более сложная касситерит-сульфидная минерализация в зонах дробления, окварцевания и слабой грейзенизации в гранитоидах и эффузивах (касситерит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, малахит, галенит, сфалерит, иногда шеелит и киноварь), а также турмалин-сульфидные проявления в зонах брекчий среди осадочных пород в форме кварцево-прожилковых турмалин- и сульфидсодержащих образований. Последующими поисковыми работами выявлен целый ряд рудопроявлений благоприятного генетического типа. Это месторождения горы Якунь, рудопроявления г. Урша, Сюйингинское, Тырыннахское, Сюингачанское и др.

По данным В. Г. Мальцева (1968 г.), месторождения горы Якунь располагаются на правобережье одноименной реки (правого притока р. Кур) среди позднепалеозойских осадочных пород, интродуцированных штоковидными телами диоритов, диоритовых порфиритов и гранит-порфиров. Последние окружены контактными ореолами (кварц-биотитовые роговики, биотитовые роговики, слабо биотитизированные породы) шириной от 600—700 до 1000 м.

Породы гидротермально изменены: по мере удаления от интрузивов они грейзенизированы, альбитизированы, сульфидизированы, актинолитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. Широко развиты процессы площадного метасоматического окварцевания и серицитизации, особенно среди песчано-сланцевых пород. Породы нарушены разломами различного направления, преобладают северо-восточные и близширотные. Пункты их пересечения контролируют проявления магматических пород, сопровождаемых радиальными и кольцевыми нарушениями.

С кольцевыми и радиальными разломами связаны дайковые тела и рудомещающие зоны месторождения, имеющие центриклинальное падение под углом $60-80^\circ$ и коническую форму в разрезе. Таким образом, месторождение представляет собой своеобразную кольцевую тектоно-магматическую структуру. Геофизические данные указывают на наличие и других структур аналогичного типа. На площади месторождения выявлено свыше 10 рудных зон, сложенных кварц-серицитовыми метасоматитами, кварцево-сульфидными и кварцевыми жилами и прожилками. Длина зон варьирует от 250 (зона Южная) до 2500 м (зона Главная). Зоны располагаются как в осадочных, так и в интрузивных породах — диоритах, гранит-порфирах и др. Строение зон кулисное, сложное, со множеством апофиз, раздувов и пережимов. Их мощность изменяется от 4 до 65 м. Раздувы мощностей отмечаются в местах сочленения зон разных направлений или резких изменений простирания.

В строении зон выделяется осевая существенно кварцевая часть, которая сопровождается чехлом гидротермально измененных пород. Последние, по мере удаления от осевой части зоны, представлены: турмалин-кварцевыми и кварцевыми метасоматитами, серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми, переходящими в серицитизированные и хлоритизированные, а еще далее в неизмененные породы. Их сопровождают единичные или сетчатые жилы мощностью от 10—20 см до 2—3, а иногда и до 10 м. Местами вместо жил наблюдается сеть тонких прожилков и гнездовых обособлений кварца.

В составе рудных зон присутствуют: кварц, иногда турмалин, арсенопирит, касситерит, халькопирит, реже станнин, сфалерит, галенит, пирит, скородит, ковеллин, малахит.

Рудопроявление **С ю т ю и н г а** располагается в аналогичной геологической обстановке, в 20 км севернее месторождения горы Якунь. Вмещающие его палеозойские осадочные породы, интродуцированные поздне меловыми гранитами, ороговикованы и частично грейзенизированы, окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Залегающие в них рудоносные зоны (зона Грейзеновая) представляют собой серию субпараллельных линейных тел метасоматитов (кварцевого, кварц-мусковитового и мусковит-серицит-кварцевого состава) северо-восточного простирания, пронизанных сетью кварцево-сульфидных прожилков с вкрапленностью касситерита, арсенопирита, шееелита, халькопирита. Мощность тел метасоматитов достигает 50—80 м, а протяженность 400 и более метров. В них

обособляются рудные участки мощностью 2—3 м и средним содержанием олова 0,3—0,5%.

Почти аналогичное рудопроявление Т а р ы н н а х с к о е расположено в 50 км северо-восточнее месторождения горы Якунь.

Р у д о п р о я в л е н и е г о р ы У р ш а в типовом отношении близко месторождениям Комсомольского района. Оно располагается в междуречье Урши и Уруши, на склоне одноименной горы, в поле развития позднепермских, преимущественно терригенных пород, перекрытых за рамками участка позднемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями. Осадочные породы интродуцированы штоками и дайками гранитоидов (гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, гранит-порфиры), которые сопровождаются ореолами контактового метаморфизма и гидротермальных изменений шириной до 500 м. В этом ореоле на участке гранодиоритового штока имеет место обильная турмалинизация и окварцевание в форме жил и прожилковых зон, сопровождаемых сульфидной минерализацией.

На площади рудопроявления четко выражены «согласные» разломы северо-восточного простирания; их оперяют близмеридиональные нарушения, контролирующие проявления гидротермальной минерализации — турмалинизацию, серицитизацию, окварцевание и оруденение. Рудоносные зоны представляют собой кварц-турмалиновые породы с характерным гребенчатым кварцем, сопровождающиеся чехлом кварц-серицитовых метасоматитов. Рудоносные зоны прослеживаются на расстоянии более 500 м при мощности от 5 до 20 м. В составе руд: касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, лимонит, малахит, скородит. Содержание олова в рудах не превышает 0,1%. Рудопроявление изучено слабо.

На площади характеризуемого узла имеются также слабые проявления ртутной минерализации, тяготеющие к зоне Куканского разлома.

Я р а н с к и й у з е л вольфрам-оловянной минерализации изучен еще более слабо. По данным А. А. Головневой (1957 г.) и др., он сложен сложнодислоцированными позднепалеозойскими геосинклинальными формациями, интродуцированными позднемеловыми гранитами. На площади узла выявлена группа оловорудных проявлений, залегающих в экзоконтактовой зоне небольшого массива гранитоидов. Рудопроявления контролируются небольшими зонами дробления среди кремнисто-терригенных формаций и представляют собой кварцево-прожилковые образования с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, касситерита, арсенопирита, пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Тип минерализации турмалин-сульфидный, однако интенсивность и масштаб оруденения на выходах незначительны.

Аналогичные формы проявления имеет вольфрамовая минерализация, в которой доминирующая роль принадлежит вольфрамиту и шеелиту, а также арсенопириту и некоторым другим сульфидам.

Кратко охарактеризованные оловянные и вольфрамовые рудопроявления характеризуемого узла представляют собой звенья единого

генетического ряда, который по периферии площади узла кое-где представлен своими крайними членами — существенно сульфидными образованиями. Последние также содержат шеелит, являющийся постоянным компонентом всех рудоминеральных ассоциаций характеризующего узла.

Куканский узел представляет собой юго-западный существенно ртутьносный фланг Куканской зоны, характеризующийся также слабой вольфрамовой минерализацией. Ртутьносность и вольфрамосность узла характеризуются в основном шлиховыми ореолами киновари и шеелита, вытянутыми вдоль разломов северо-восточного направления.

Верхнекурский оловоносный район (16). Район расположен южнее Комсомольского и в геологическом отношении является как бы его продолжением к югу. Они граничат по Баджальскому разлому, и оба располагаются на юго-западном фланге Горинского синклинория, на стыке с северо-восточным окончанием Баджальского антиклинория. Сложен юрскими терригенными формациями, интродуцированными позднемеловыми гранитоидами. Последние сопровождаются эффузивными фациями и образуют с ними тесные эффузивно-интрузивные ассоциации.

Район оловоносен еще слабо. Более или менее четкие его геологические границы имеются лишь на северо-востоке и северо-западе, где они определяются Баджальским и Курским разломами. С южной и юго-восточной стороны район ограничен неровной линией западного борта Среднеамурской впадины.

По материалам Н. Г. Осипова (1960 г.), П. Н. Кошмана (1962 г.) и др., магматические образования района представлены позднеинтрузивными делленитами и делленитовыми порфиритами мощностью до 500 м, лежащими в основании эффузивного покрова и по составу напоминающими эффузивы холдомиинской свиты. На них залегают сеноновые дациты, дацитовые порфириды, туфы и лавобрекчии мощностью до 800 м, тесно связанные с гранитоидами. Последние образуют сложные по строению и составу тела, представленные интрузивными дацитами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфиритами, гранодиоритами и гранитами. Размещение этих пород контролируется разрывами северо-восточного, отчасти северо-западного направлений. В результате эффузивно-интрузивные образования оказываются вытянутыми узкой полосой вдоль хр. Джаки-Унахта-Якбияна. Лишь на северо-восточном фланге этой магматической полосы, в месте пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений, наблюдается усложнение формы интрузивов. Характерно, что к этому узловому месту приурочены в основном и известные в районе рудопроявления олова. В районе имеются также проявления ртутной минерализации.

Рудопроявления локализуются среди юрских терригенных, отчасти меловых вулканогенных образований и представлены зонами дробления, несущими касситерит-сульфидную минерализацию.

Часть района, прилегающая к Мяочанскому оловорудному узлу, покрыта крупномасштабной геологической съемкой и поисками. Степень изученности юго-западной части, которая включает и магматическую зону Джаки-Унакта-Якбияна, значительно ниже. А между тем, наличие значительных механических ореолов рассеяния касситерита и проявление рудоносных зон указывает на возможность открытия в этой благоприятной геологической обстановке оловорудных концентраций. В связи с этим производство крупномасштабных почсково-съемочных работ на площади эффузивно-интрузивной зоны района и прилегающих к ней окрестностей вполне оправдано.

Урмийский район олово-вольфрамовой минерализации (17). Район расположен на восточной окраине Буреинского массива, включаемой в пределы Хингано-Баджалской области, и занимает обширное пространство бассейнов Тырмы, Урми, Каменушки, Никиты и др. Его площадь ограничена: на востоке и западе — Куканской и Хингано-Буреинской зонами разломов, на севере и юге — Зейско-Урмийской и Бурей-Бирской зонами разломов. Большая часть района, по данным Н. Ф. Смирнова (1959 г.), Ю. Б. Сазанова (1959 г.), С. С. Дарбиняна (1961 г.), М. Г. Золотова (1960 г.), В. В. Бобылева (1962 г.) и др., сложена палеозойскими гранитами и гранодиоритами, среди которых только на отдельных участках сохранились останцы кровли, сложенные протерозойскими метаморфическими породами с послонными телами габбро-диоритов и габбро-амфиболитов. В северной части района эти породы трансгрессивно перекрыты юрскими терригенными и раннемеловыми угленосными осадками тырминской части Буреинского наложенного прогиба.

В меловое время здесь проявилась магматическая деятельность. Однако устойчивое воздымание Урмийского блока привело к тому, что мезозойские эффузивно-интрузивные образования оказались почти нацело эродированными. Сохранившиеся от размыва раннемеловые эффузивы представлены небольшими полями средних по составу пород, иногда в ассоциации с габбро-диоритами и диоритами.

Таким образом, район представляет собой крупный горстовидный блок, разделяющий Баджалский и Хингано-Олонойский вулканогенные районы, которые в прошлом, вероятно, соединялись и представляли единую вулканогенную структуру.

В районе имеются слабые проявления высокотемпературной (повидимому, палеозойской) минерализации молибдена и олова и других металлов. Молибденовая минерализация представлена вкрапленностью и кварцево-прожилковыми образованиями в палеозойских гранитах, а оловянная связана с грейзенизированными пегматитами и кварцевыми жилами, отчасти скарнированными мраморами, образующими ксенолиты в палеозойских гранитах; имеются также слабо оловоносные минерализованные зоны дробления среди небольших полей позднемеловых эффузивов.

Представителем скарнового типа оруденения является Канхойское месторождение. Его слабо оловоносные эпидотовые, эпидот-пироксеновые и эпидот-гранатовые скарны с кварцем, кассите-

ритом, флюоритом, серицитом и различными сульфидами образуют жильобразные и линзовидные тела мощностью до 8 м и длиной до 40 м, с содержанием олова от 0,1 до 0,6%.

Известная в районе редкометальная минерализация связана с жилами грейзенизированных пегматитов, располагающихся как в палеозойских гранитах, так и в кристаллических сланцах кровли. На площади района имеются также небольшие россыпи золота, а также проявления слабой шеелитоносности, связанной со скарированными породами кровли и с кварцевыми прожилками в палеозойских гранитах.

Таким образом, перспективы рудоносности Урмийского района в целом невелики и определяются, по-видимому, редкометальностью отдельных его участков, отчасти, может быть, сурьмяной и золото-ртутной минерализацией, локализующейся в пограничной зоне Хингано-Буреинского структурного шва.

Хингано-Олонойский оловорудный район (18). Район располагается в пределах Хинганского блока Буреинского массива, переработанного мезозойскими тектоно-магматическими процессами. Это один из характернейших для Хинганс-Охотского пояса оловорудных районов, связанных с вулканогенными образованиями. По времени формирования, характеру субстрата (фундамента), структурным особенностям, набору формаций и их мощностям Хингано-Олонойская вулканогенная структура близка аналогичной Баджальской структуре. В связи с этим можно думать, что оба эти района являются частями единого вулканогенного сооружения, разорванного горстовидным поднятием Урмийского блока. В свое время хингано-олонойская часть этого сооружения, как и баджальская, занимала, по-видимому, более обширную площадь, и распространялась от Хингано-Буреинской зоны разломов на западе, до Куканской на востоке. На это указывает и наличие небольших (остаточных) покровов, расположенных восточнее этих районов. Современные же рамки Хингано-Олонойской вулканогенной структуры охватывают небольшую площадь, прилегающую к Хингано-Буреинской шовной зоне разломов. Ее северный фланг обрывается Бурей-Бирским разломом, а южный — Дичунским; юго-западной границей площади вулканитов служит р. Амур.

Площадь Хингано-Олонойского вулканогенного сооружения вытянута в северо-восточном направлении на 90 км при ширине 40 км. Эта структура сформирована на взломанной юго-восточной окраине Буреинского массива, сложенного в основном палеозойскими гранитоидами с реликтами кровли сложно дислоцированного и метаморфизованного протерозоя и раннего палеозоя (рис. 15).

По материалам М. И. и Г. В. Ициксон, М. Г. Золотова, О. Ф. Шипкановой (1954 г., 1957 г.), В. А. Кузьмичева (1953 г., 1954 г.), Н. В. Огнянова (1954 г.), Р. П. Феклович (1952 г., 1954 г.), Ф. Г. Федчина (1963 г., 1964 г.) и др., в истории формирования Хингано-Олонойской вулканогенной структуры намечается (как и на Баджальской) два этапа: баррем-альбский и сеноман-сенонский. Первому

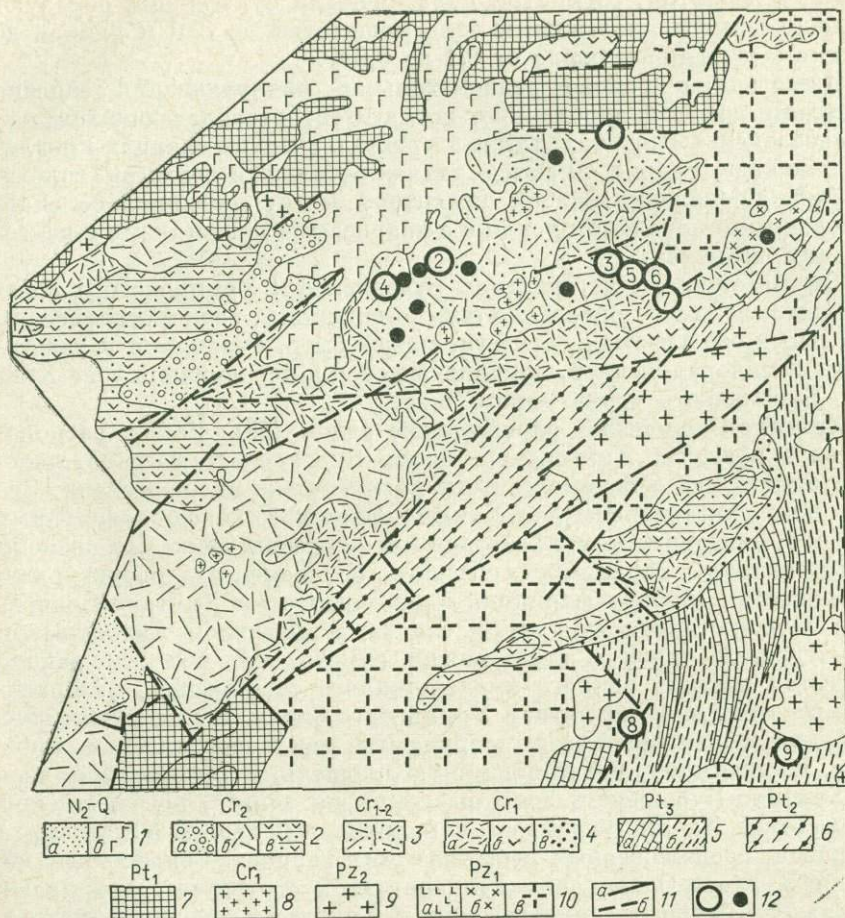


Рис. 15. Схема геологического строения Хингано-Олоynoйского рудного района. Составлена по материалам М. Г. Золотова, В. А. Рашковского, Б. И. Бурда и др.

1—а — галечники и пески, б — базальты и долериты; 2 — а — конгломераты, пески, гравелиты, глины (цаганская свита), б — липариты, фельзиты, обсидианы, их лавобрекчи, туфы, туфопесчаники (богучанская свита), в — конгломераты и гравелиты, песчаники, туфы, туфопесчаники (солонечная свита); 3 — кварцевые порфиры, их туфы и лавобрекчи, туфопесчаники, туфоконгломераты и туфоалевролиты (обманьинская свита); 4 — а — фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, агломератные туфы и лавобрекчи кварцевых порфиров, их туфы (солонечная свита); б — порфириты и их туфы, лавобрекчи и туфопесчаники (станолирская свита); в — конгломераты и туфопесчаники, алевролиты, углистые аргиллиты и каменные угли, аргиллиты и туфы (каменушинская свита); 5 — а — доломиты, известняки, магнезиты, кремнистые, кремнисто-серпичитовые, кварц-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы, филлиты и рассланцованные песчаники (итгинская свита); 6 — глинисто-серпичитовые, кварц-хлоритовые и углисто-глинистые сланцы, филлиты и кварцево-слюдистые сланцы и мраморы (союзненская свита); 7 — гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые и кристаллические сланцы — слюдяные, альбит-слюдяные и амфиболитовые, мраморы и кварциты (урильская и туловчинская свиты); 8 — гранит-порфиры; 9 — граниты биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, турмалиновые; 10 — а — габбро и амфиболовое габбро, габбро-амфиболиты; б — диориты и габбро-диориты; в — граниты микроклиновые порфировидные лейкократовые и биотитовые катаклизированные; 11 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 12 — рудопроявления и месторождения: Джалинджинское (1), Хинганское (2), Олоynoйское (3), Березовское (4), Карадуб-ское: участок Обещающий (5), участок Верхний (6), участок Нижний (7); Верхнебиджанское (8), Кабалинское (9)

соответствуют существенно вулканогенные, а второму — вулканогенно-осадочные образования, хотя, как отмечают и другие исследователи (Федчин, 1963 г.; Бурдэ, 1966 г.), заметного временного перерыва между ними, по-видимому, не было.

В баррем-альбе, в связи с относительным грабенообразным опусканием вдоль разломов северо-восточного направления, происходило отложение континентальных терригенно-вулканогенных, слабо угленосных осадков мощностью в 150—800 м (бирская и каменушинская свиты) с одновременным излиянием эффузивов вначале среднего состава мощностью до 150—1000 м (порфиры, андезиты, их лавобрекчии и туфы станолірской свиты), а затем и кислого состава мощностью 600—1200 м (кварцевые порфиры, фельзиты, ортофиры, туфы солонечной свиты). Формирование баррем-альбской части разреза завершилось излиянием кислых лав обманийской свиты мощностью до 700 м. После этого наступил период усиления разломообразования, блоковых перемещений и эксплозивной деятельности, приведших к формированию в основном вулканогенно-осадочных образований мощностью до 200 м (кундурская свита) со спорадическим и локальным излиянием кислых лав мощностью до 50 м. После небольшого перерыва, примерно на границе сантона и кампана, формирование Хингано-Олонойского сооружения завершилось излиянием риолитов мощностью до 300 м (богучанская свита), перекрытых затем рыхлыми отложениями цагаяна (маастрихт — даний).

Интрузивные образования, синхронные эффузивам баррем-альбского этапа, развиты слабо. Возможно, к ним относятся дайкоподобные и другие мелкие субинтрузивные тела порфиров и кварцевых порфиров, которые встречаются среди эффузивов станолірской и солонечной свит. Более существенно интрузии проявились на границе баррем-альба и сеноман-турона. Их внедрение близко времени излияния кислых лав и связано с моментом усиления движений и трещинообразования, вызвавших не только коробление эффузивного покрова и образование пологих куполовидных и брахиморфных складок, но и разломообразование, контролировавшее интрузивную и гидротермальную деятельность.

По локализации интрузивов и гидротермалитов выявляются две системы господствующих разломов: северо-восточная и близширотная. Характерно, что эти системы разломов служат также и границами Хингано-Олонойского вулканогенного поля. Северо-восточная система разломов, по-видимому, более ранняя. Она отличается большей глубиной и отвечает направлению главнейших шовных структур — Хингано-Бурейского и Куканского разломов.

Особенности внутреннего строения Хингано-Олонойской вулканогенной структуры изучались Ф. Г. Федчиным (1963, 1964). Анализируя особенности складчатых и разрывных структур этого района, он отмечает возрастание степени дислоцированности его образований с глубиной, для складчатых — от пологих куполовидных к линейным, а для разрывных — от слабо проявленных пологих до четко выраженных крутопадающих разломов. Кроме того, указывается

на близость во времени и непосредственную связь трещинообразования и складчатости: приуроченность наклонных трещин к куполовидным, а крутопадающих к линейным складкам (Федчин, 1964). В силу этих особенностей разрывная тектоника на площади вулканогенных образований внешне проявлена слабо и восстанавливается лишь по цепочкам интрузивов и зонам гидротермалитов. Судя по расположению цепи интрузивов хингано-олонойского, а восточнее и бутакано-чуркинского интрузивных комплексов, магмоконтролирующими являются близширотные и отчасти северо-восточные разломы и зоны повышенной трещиноватости. Последние отражают, по-видимому, расколы фундамента, залеченные продуктами магмообразования в ходе интрузивной деятельности.

Более поздние исследования (Бурдэ и др., 1966 г.) подтверждают сложную блоковую структуру фундамента Хингано-Олонойского вулканогенного поля и влияние этой структуры на интенсивность, форму проявления и локализацию продуктов магматических и постмагматических процессов. Развитые здесь интрузивные образования (хингано-олонойский интрузивный комплекс) представлены преимущественно субвулканическими слабо эродированными телами, дайками, штоками, лакколитоидными и, как указывает М. И. Ицксон (1955 г.), возможно, многоэтажными залежами, сформированными на глубине 300—400 м.

Они просты по строению и сложены преимущественно гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, биотито-роговообманковыми (хинганский тип) и аляскитовыми (кимканский тип) и сопровождаются жильными дериватами — порфиритами и фельзит-порфирами. По петрохимическим свойствам породы близки субщелочным и щелочноземельным гранитоидам, пересыщенным глиноземом и обедненным магнием и кальцием; характерно преобладание калия над натрием. В обширном списке обычных аксессуаров для них характерны: касситерит, турмалин, рутил, флюорит, монацит; главнейшие элементы-спутники: бериллий, медь, свинец, иттрий и лантан, а в биотите, наряду с оловом, — бериллий и литий.

Интрузивные массивы сопровождаются ореолами активного ороговикования, автометасоматоза и гидротермального метаморфизма. Как отмечает Б. И. Бурдэ (1966 г.), слабые постмагматические изменения охватывают почти всю площадь северной части вулканогенного поля независимо от интрузивов. Однако более интенсивная метасоматическая переработка пород, рудная минерализация и интрузии проявляются на локальных участках линейной и более сложной формы, связанных с участками площадной пропилитизации. При этом участки пропилитизации и линейные зоны постмагматической, в том числе и рудной минерализации, дорудные дайки порфиритов и интрузивные залежи гранит-порфиров укладываются в пределы крупной близширотной тектонической зоны, на которую указывала и Г. В. Ицксон (1959 г.).

В этой зоне шириной до 10 км располагаются также все месторождения и рудопроявления Хингано-Олонойского района. При этом

они размещаются в пунктах пересечения этой структуры с северо-восточными и близмеридиональными нарушениями. В результате, как отмечает Г. А. Павлов (1967 г.), месторождения Хингано-Олонойского района располагаются по углам приподнятых блоков. В типовом отношении они относятся к касситерит-силикатному и близким к нему типам. Преобладает малосульфидный тип турмалини-хлорит-касситеритового оруденения; имеются проявления риолитовой формации. С хингано-олонойским магматическим комплексом, по-видимому, связана и свинцово-цинковая минерализация, проявленная близ северной рамки района, на территории соседнего Урмийского рудного района (участок ключа Магистрального).

Известные оловорудные месторождения — Хинганское, Карадубское, Олонойское, Джагиндинское и Березовское — располагаются в северной (Олонойской) части района, преимущественно среди риолитов обманьской свиты. Их сравнительная геологическая характеристика дана в табл. 8. Месторождения тесно связаны и друг с другом и с попутными постмагматическими продуктами общей направленностью эволюции гидротермально-метасоматических процессов, которые, начавшись кислотным выщелачиванием, завершались отложением продуктов щелочного метасоматоза.

Каждое месторождение имеет свои отличительные признаки как структурные, так и рудно-формационные. Джагиндинское месторождение представляет собой продукт наиболее высокотемпературной фазы рудообразования, тесно связанный с формированием рудоносной субинтрузии. Олонойское и Карадубское месторождения, связанные с кимканскими гранит-порфирами, оказываются несколько схожими. По минеральному составу они приближаются к промежуточному типу минерализации между касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формациями (Г. В. Ицксон и др., 1959). И только Хинганское и Березовское месторождения обладают более или менее устойчивыми чертами касситерит-силикатного (хлоритового) типа оруденения.

Джагиндинское месторождение относится к риолитовой формации; среди месторождений Малого Хингана оно рассматривается как представитель наиболее высокотемпературного типа минерализации, локализованного в тесной связи с серицитизированными и окварцованными кислыми эффузивами. По данным Г. В. Ицксон и др. (1959), оно представляет собой зону серицит-хлорит-кварцевых, кварцевых и кварц-адуляровых метасоматитов, приуроченных к приповерхностной (крупновкрапленниковой) фации субинтрузивного тела кварцевых порфиров грибообразной формы. Глубина распространения этой фации порфиров составляет всего 25—40 м, что примерно соответствует фактически установленной глубине распространения оруденения (рис. 16).

Простираение рудоносной зоны метасоматитов север-северо-восточное; протяженность до 1 км, мощность варьирует от 80 м на севере до 250—300 м на юге (рис. 17). К участкам кварцевых метасоматитов приурочена наиболее высокая степень оруденения. Форма этих

Характеристика месторождений Хингаио-Олонойского района

Месторождения	Формационный тип	Вмещающие породы	Минеральный состав		Околорудные изменения
			главные	второстепенные	
Джалиндинское	Риолитовый	Липариты обманьской свиты	Кварц, серицит, деревянистый касситерит	Пирит, флюорит, арсенопирит, самородный висмут, хлорит	Серицитизация, окварцевание
Олонойское					
а) Центральное рудное тело	Касситерит-кварц-хлоритовый	Липариты обманьской свиты и гранит-порфиры	Кварц, хлорит, сидерофиллит, серицит, касситерит	Каолин, халькопирит, флюорит, магнетит	Хлоритизация, сидерофиллитизация, серицитизация
б) Третье рудное тело Карадубское	Переходный	То же	Кварц, мусковит, альбит, касситерит	Турмалин, топаз	Грейзенизация
а) участок Нижний	Турмалин-касситеритовый (переходный к касситерит-кварцевому)	Туфы, лавобрекчии, фельзо-липариты и андезиты солонечной и станолитской свит	Кварц, хлорит, серицит, турмалин, топаз, касситерит	Арсенопирит, флюорит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, каолин	Окварцевание, хлоритизация, серицитизация, турмалинизация, топазизация
б) участок Верхний	То же	Липариты обманьской свиты	Кварц, серицит, турмалин, топаз, касситерит	Каолин, флюорит	Грейзенизация
в) участок Обещающий	»	Липариты обманьской свиты, гранит-порфиры	Кварц, серицит, топаз, касситерит	Турмалин, флюорит	То же
Хинганское	Хлорит-касситеритовый	Липариты обманьской свиты и гранит-порфиры, эруптивные брекчии	Кварц, серицит, хлорит, флюорит, касситерит, адуляр	Сидерофиллит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, вольфрамит	Хлоритизация, серицитизация, сидерофиллитизация, адуляризация
Березовское	Хлорит-касситеритовый	Липариты обманьской свиты	Кварц, серицит, хлорит, флюорит, касситерит	Сфалерит, арсенопирит, халькопирит, галенит, топаз	Серицитизация, хлоритизация, окварцевание

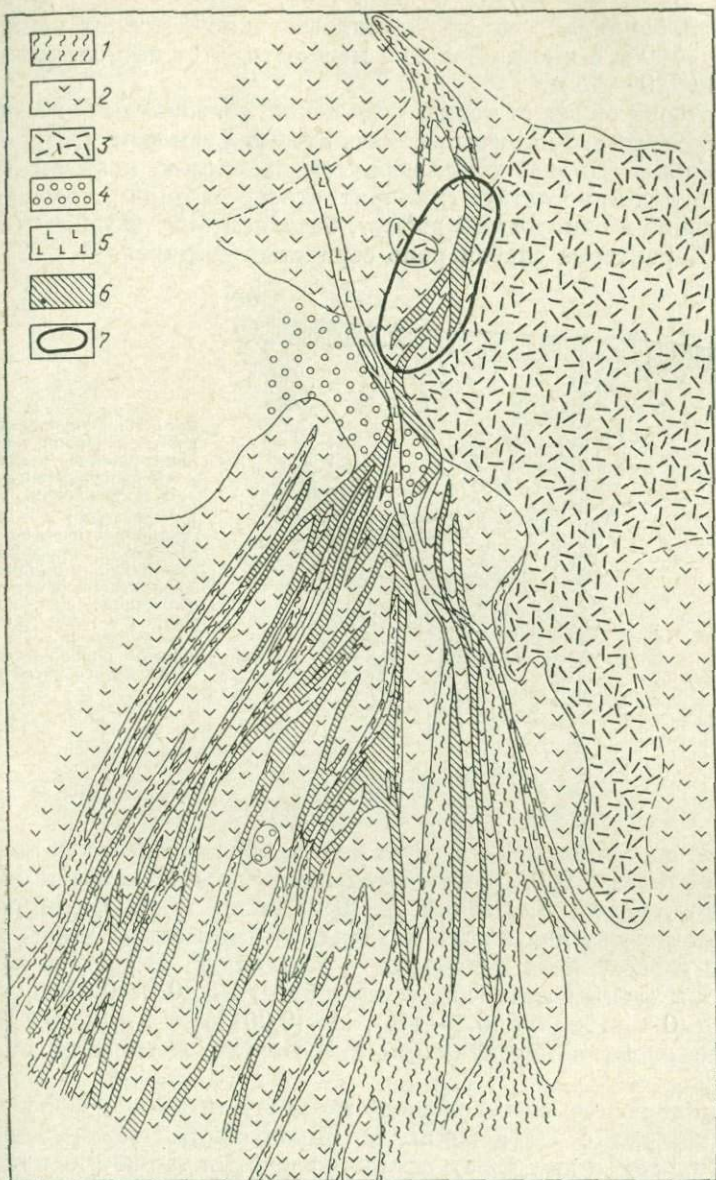


Рис. 16. Схема геологического строения Джалиндинского оловорудного месторождения. По Р. Н. Феклович, 1959 г.

1 — зоны дробления и каолинизации; 2 — кварцевые порфиры; 3 — литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров; 4 — туфы кварцевых порфиров; 5 — диабазовые порфириты 6 — участки серицит-кварцевых и существенно кварцевых метасоматитов; 7 — северная зона оруденения с повышенным содержанием древеснистого касситерита

участков, представляющих рудные тела, жиллообразная, линзовидная и неправильная; их протяженность изменяется от единичных метров до 300 м и иногда более, а мощность — от нескольких сантиметров до 20—25 м.

Касситерит образует серию небольших линзовидных гнездовых, коркоподобных и фестончатых обособлений размером до 15—30 см в поперечнике. Наряду с касситеритом, каолином, кварцем и серицитом в рудах присутствуют: хлорит, флюорит, пирит, арсенопирит, реже галенит и самородный висмут, базовисмутин, шеелит, гематит, эпидот. Характерна слабая роль сернистых соединений.

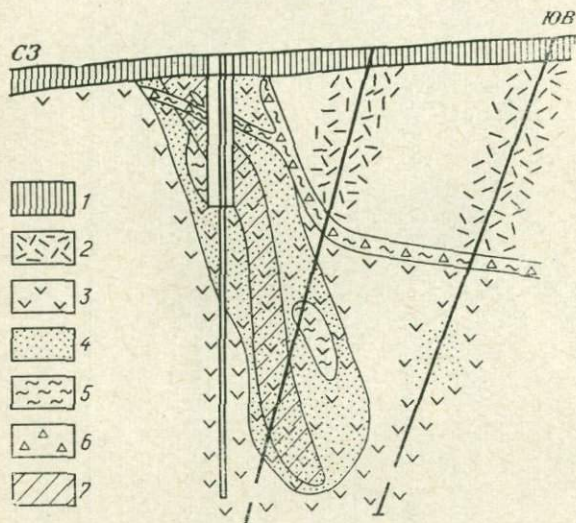


Рис. 17. Геологический разрез по северной части Джалиндинского оловянного месторождения. По Р. П. Феклович, 1959 г.

1 — делювий; 2 — литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров; 3 — кварцевые порфиры; 4 — зоны окварцевания и серицитизации; 5 — каолинизация; 6 — зона дробления; 7 — рудные породы с гнездовыми скоплениями dendritic касситерита

В руде постоянно присутствует индий, образующий, как показала Г. Н. Комарова (1960), самостоятельные мышьяковистые и окисные соединения. Среди последних А. Д. Генкин и И. В. Муравьева (1963) установили два новых минерала — гипогенный индит и продукт его гипергенного изменения — джалиндит. В составе касситерита спектральным анализом установлены: Pb (0,2—0,6%), As (1—10%), Sb (0,1—1%), W (0,1—1%), Mo (0,001%) и Ag (до 0,1%). Содержание олова в dendritic касситерите колеблется от 55,02 до 70,5%.

Джалиндинское месторождение по месту и способу образования имеет сходство с Олонойским и Карадубским месторождениями (Г. В. Ициксон и др., 1959), сформированными также в близповерхностных условиях. Вместе с тем по времени образования оно более раннее, так как рудная минерализация, будучи тесно связанной с экструзией, возникла на ранних стадиях ее кристаллизации и локализовалась в приповерхностной части.

Г. В. Ициксон и др. (1959) Джалиндинское месторождение считают типичным представителем риолитовой формации с ничтожными

запасами и отсутствием перспектив существенного их прироста с глубиной.

Олонойское месторождение приурочено к экструзивной и жерловой фациям вулканических аппаратов (Б. И. Бурдэ, 1966 г.).

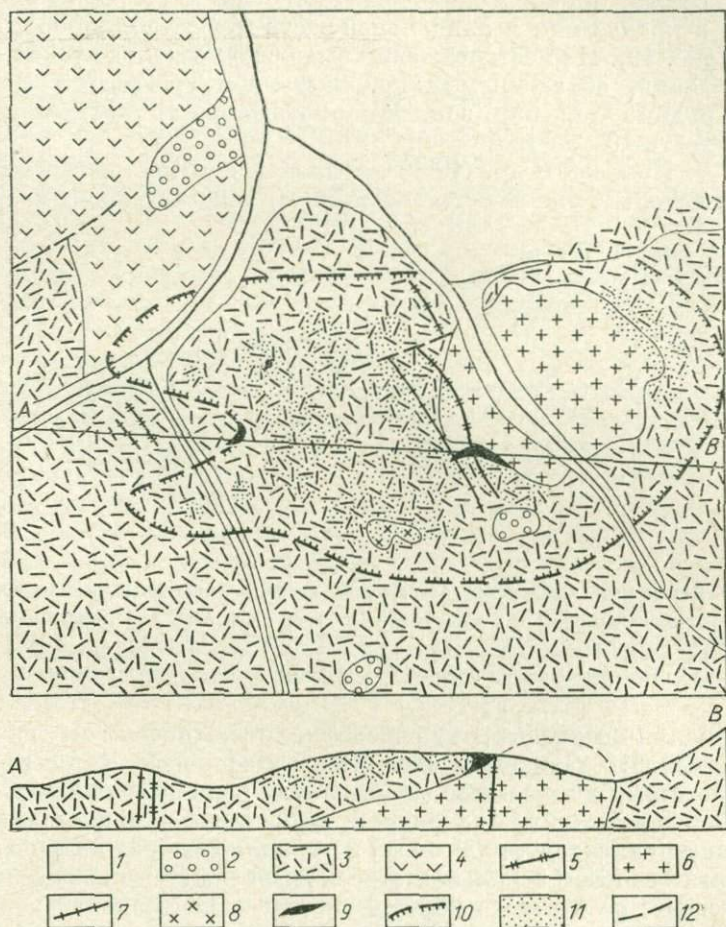


Рис. 18. Схема геологического строения Олонойского оловорудного месторождения. По Н. В. Огнянову, 1954 г.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — литокластические и пелитовые туфы; 3 — туфолавы кварцевых порфиров; 4 — кварцевые порфиры; 5 — цеолитизированные микропоякитовые порфиры; 6 — гранит-порфиры; 7 — плагноклазовые порфиры; 8 — интрузивные кварцевые порфиры; 9 — рудные хлорит-сидерофилитовые кварцевые породы; 10 — ареал топаз- и мусковит-кварцевых грейзенов; 11 — ареал ороговикованных пород; 12 — тектонические нарушения

Оно локализовано в куполовидном вздутьи эффузивов, интродуцированных штоком гранит-порфиров и дорудными дайками порфиритов и кварцевых порфиров контролируемых нарушениями северо-западного направления (рис. 18). Этому же направлению следуют

и небольшие минерализованные зоны брекчий. Однако более крупные рудоносные зоны приурочены к северо-восточной системе нарушений, а наибольшая степень рудной минерализации — к местам их пересечения с северо-западными нарушениями. Чаще всего — это зоны, гнезда, линзо- и жиллообразные тела метасоматитов, залегающих в кровле или в апикальной части гранит-порфирового интрузива (рис. 19). На месторождении выявлено несколько таких рудных обособлений, объединяемых под названием Третьего и Центрального рудных тел или зон. Их протяженность достигает 200 м, а мощность 20—25 м.

Г. В. Ициксон и др. (1959) на Олонойском месторождении выделяют несколько типов метасоматитов: а) топаз-мусковит-кварцевый,

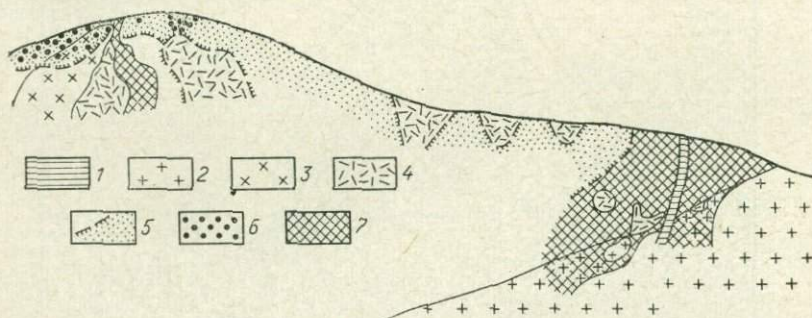


Рис. 19. Разрез через Олонойское оловорудное месторождение. Н. В. Огнянову, 1954 г.
1 — дайка цеолитизированных микрофиллитовых порфиров; 2 — гранит-порфиры; 3 — интрузивные кварцевые порфиры; 4 — ороговикованные туфолавы; 5 — ореол грейзенизированных пород с минерализацией топаза и андалузита; 6 — топаз-мусковит-кварцевые грейзены; 7 — сидерофиллит-хлорит-кварцевые рудные породы

б) турмалин-кварцевый, в) сидерофиллит-кварцевый и г) хлорит-кварцевый. Последние два оловоносны и сопровождаются гематитом и магнетитом. В их составе значительная роль принадлежит силикатам — сидерофиллиту, хлориту и турмалину, чем и определяются два типа руд: сидерофиллитовый и турмалин-хлорит-кварцевый. Метасоматиты имеют зональное строение: внешняя зона сидерофиллит-кварцевая с реликтами исходной породы, а центральная характеризуется сочетанием различного типа метасоматитов, с участием щелочных полевых шпатов и цеолитов.

Содержание олова в рудных метасоматитах крайне неравномерное и варьирует от «ураганных» до обычных и в среднем не превышает 0,34%. Наряду с оловом в рудах установлены: молибден, висмут и ряд редкометаллических элементов.

Ка ра д у б с к о е месторождение, по материалам О. Ф. Шишкановой (1958 г.), состоит из нескольких участков (Нижний, Верхний и Обещающий), являющихся частями единой зоны дробления и минерализации в эффузивах. Простирается зона северо-западное, протяженность около 10 км. Участки представляют собой узлы наи-

более интенсивных гидротермальных изменений и оруденения. Они сложены оловоносными мусковит-кварцевыми, топаз-кварцевыми, турмалин-кварцевыми и существенно кварцевыми метасоматитами. Вмещающие эффузивы пронизаны системой (дорудных даек порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров северо-западного простирания и интродуцированы штоком обманьских гранит-порфиров.

Наиболее важен Нижний участок месторождения, представляющий отрезок Карадубской рудоносной структуры, длиной около 800 м и шириной от 200 до 400 м (рис. 20). Он включает пять зон гидротермально измененных и минерализованных пород, из которых наиболее существенно только одна Западная. В зонах выделяются участки с повышенным содержанием касситерита, которые именуются рудными телами. В составе рудных тел присутствуют: тонковкрапленный касситерит, кварц, серицит, топаз и турмалин, в меньшей мере — флюорит, каолин и сульфиды (арсенопирит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, пирротин, висмутин, валлериит, кубанит и др.). Иногда присутствует вольфрамит.

По размерам, форме и содержанию олова рудные тела очень изменчивы. В зоне Западной, например, более богатое оруденение, как и мощность рудных тел, наблюдаются в ее приповерхностной части; на глубину 30—60 м эти параметры резко уменьшаются. Самые высокие содержания олова тяготеют к туфам, представляющим кровлю горизонта лавобрекчий фельзит-порфиров. В строении рудных тел различают несколько разновидностей метасоматитов. В рудных телах осевой части зоны преобладают топаз-кварцевые метасоматиты; к периферии они сменяются серицит-кварцевыми метасоматитами, а затем интенсивно окварцованными и серицитизированными эффузивами. Параллельно с затуханием метасоматоза снижается и интенсивность рудной минерализации. Наибольшие содержания олова соответствуют участкам развития топаз-кварцевых пород.

Хинганское месторождение, по материалам Г. А. Павлова, Ю. А. Афонина, Н. П. Емельянова и др., залегает среди липаритов обманьской свиты, интродуцированных силлообразной залежью гранит-порфиров, погружающейся к северо-востоку (рис. 21 и 22). Мощность силловой залежи изменяется от 400 м на северо-востоке и 200—250 м в центральной части рудного поля до 50 м на юге. Залегь, имея плоскую форму и небольшие в плане размеры (3 × 5 км), почти горизонтальна и вытянута в близширотном направлении. В восточной части рудного поля она рассечена близмеридиональной дайкой порфиров.

Таким образом, на месторождении до глубины 300 м оруденение располагается в гранит-порфирах, а ниже — в липаритах (см. рис. 22). Гранит-порфиры хлоритизированы и серицитизированы, а в центральной части рудного поля брекчированы. Образующиеся за их счет серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты особенно интенсивны на участках оруденения и образуют «чехлы» вокруг рудных тел. Максимальная глубина оруденения, установленная бурением, составляет 870 м.

Буровыми работами в юго-западной части месторождения надежно обосновано наличие в липаритах залежей гранит-порфиров на глубине 320—380 м ниже их контакта с приповерхностной силловой залежью. Они также гигантопорфировые, брекчированные и хлоритизированные, нередко превращены в хлорит-серицит-кварцевую породу, со-

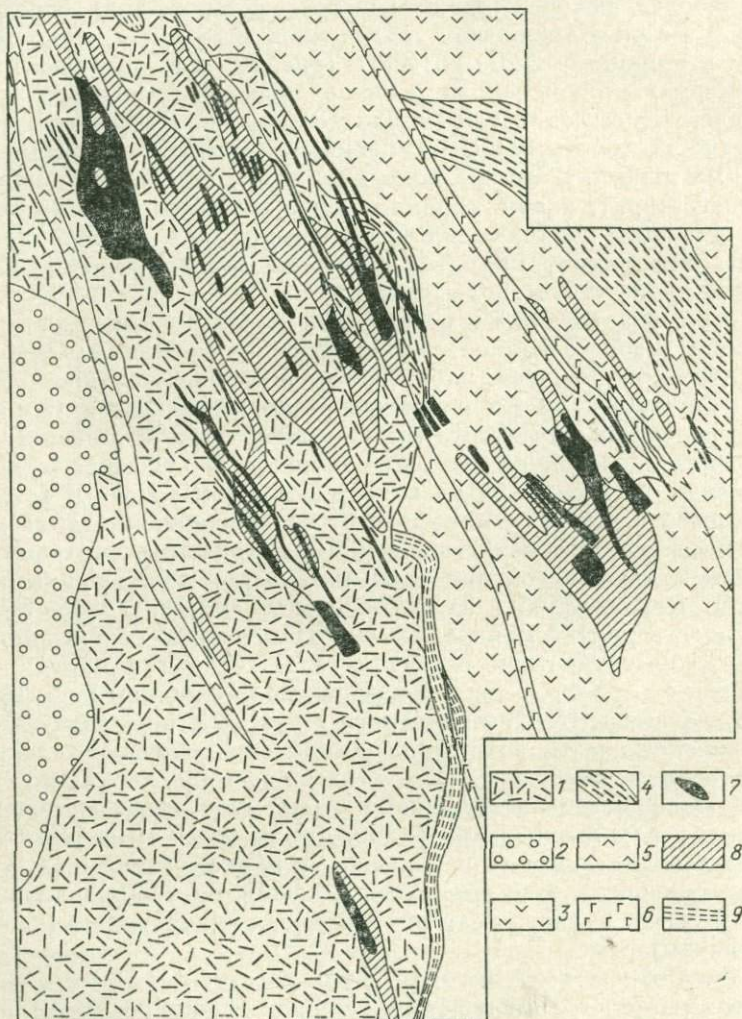


Рис. 20. Схема геологического строения участка Нижнего Карадубовского оловянного месторождения. По О. Ф. Шипкановой, 1966 г.

1 — переслаивание лавобрекчий, фельзит-порфиров, агломеративных туфов, кристалло-кlastических и пелитовых туфов; 2 — сферолитовые порфиры; 3 — кварцевые порфиры; 4 — лавобрекчий порфиров; 5 — дайки плагиоклазовых порфиров; 6 — дайки диабазовых порфиров; 7 — рудные тела; 8 — гидротермально измененные породы; 9 — тектонические нарушения и зоны дробления

державшую прожилково-вкрапленную преимущественно сульфидную минерализацию. В этом заключается принципиальное подтверждение существующей точки зрения на наличие глубинных залежей гранит-порфиров и оловянного оруденения (Г. В. Идиксон и др., 1959).

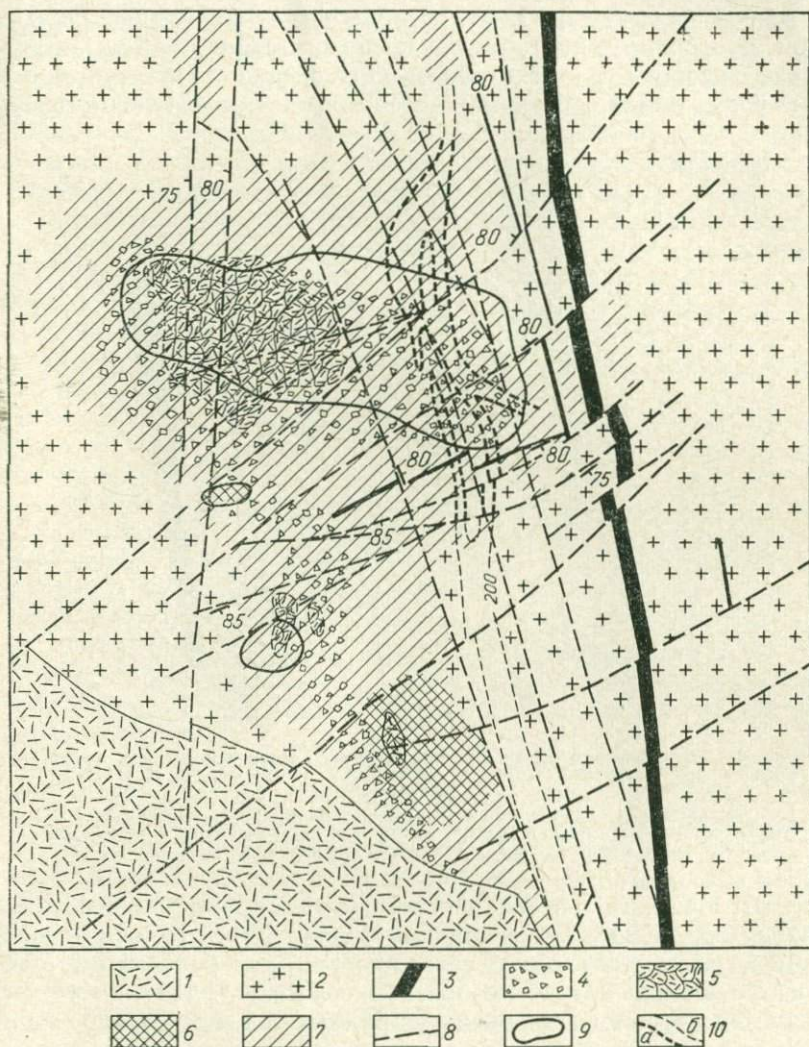


Рис. 21. Схема геологического строения центральной части Хинганского оловянного месторождения. По Ю. А. Афонину, А. А. Иванову и Н. Н. Никулину, 1967 г.

1 — липариты; 2 — гранит-порфиры; 3 — порфиры; 4 — эруптивные брекчии; 5 — брекчированные липариты; 6 — железисто-щелочные липариты; 7 — хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты; 8 — тектонические нарушения; 9 — контуры рудных тел; 10 — контуры промышленных рудных тел (а — установленные, б — предполагаемые)

Площадь Хинганского рудного поля представляет собой участок Хингано-Олонойской вулканогенной зоны, располагающийся на пересечении близширотных и северо-восточных разломов и отличающийся максимальной мощностью вулканогенных образований. Последние отличаются повышенным кларком олова по сравнению с аналогичными породами вне площади рудного поля. Главной рудоподводящей структурой Ю. А. Афонин считает близмеридиональный разлом, контролирующей крутопадающую к западу дайку порфиров, рассекающую гранит-порфиры. Оруденение локализуется в висячем боку дайки (разлома). Непосредственно рудовмещающие

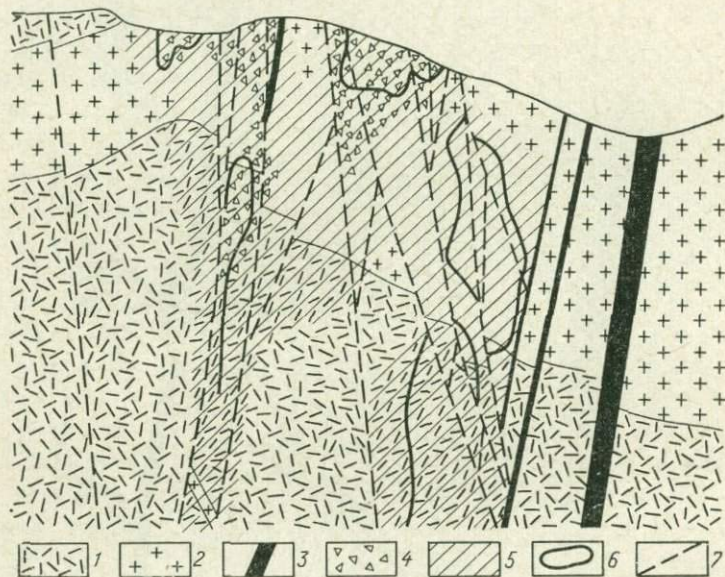


Рис. 22. Геологический разрез через центральную часть Хинганского олово-рудного месторождения. По Ю. А. Афонину, А. А. Иванову и Н. Н. Никулину, 1967 г.

1 — липариты; 2 — гранит-порфиры; 3 — порфиры; 4 — брекчии; 5 — серицит-хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые метасоматиты; 6 — контуры рудных тел; 7 — тектонические нарушения

структуры имеют также близмеридиональное простирание и падают в сторону рудоподводящего канала. Причем вдоль рудовмещающих разломов, на пересечении с северо-восточными разломами, имеют место ступенчатые и грабенообразные опускания. На таких участках замечено групповое размещение рудных тел и в целом более интенсивное оруденение.

В настоящее время на месторождении выявлено 14 рудных тел или зон: Первая, Вторая, Вторая-Глубокая, Третья, Перевальная, Южная, Буровая, Глубинная, Загадочная, Северная, Северная-Глубинная, Дальняя, Юбилейная, Южная-Глубинная. Их контуры устанавливаются по бортовому содержанию олова в 0,1% и, следова-

тельно, условны, что особенно характерно для верхних горизонтов месторождения (зоны Первая, Третья, Перевальная). На более глубоких горизонтах контуры зон практически совпадают с границами брекчий (Южная, Юбилейная и др.). Форма рудных зон большей частью трубообразная, иногда уплощенная (Первая, Вторая) или гнездообразная (Загадочная). Размеры зон крайне различны; оруденение неравномерное; содержание олова колеблется от 0,1 до нескольких десятков процентов.

По данным Ю. А. Афонина (1968 г.), в минеральном составе руд ведущая роль принадлежит кварцу и хлориту (тюрингиту), флюориту и касситериту. Второстепенное значение имеют серицит и каолинит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит и вольфрамит. В качестве незначительных примесей присутствуют: адуляр, альбит, гидромусковит, лёллингит, галенит, станнин, пирит, гематит. Таким образом, характерными чертами минерального состава руд месторождения Ю. А. Афонин считает: малую роль сульфидов и сульфосолей; высокую железистость хлорита; наличие, наряду с касситеритом, станнина и Sn-Fe-Cu-Zn-содержащего сульфида — хинганита; преобладание сульфоарсенидов при резко подчиненном значении дисульфидов железа; исключительно высокая роль флюорита; наличие щелочного парагенезиса — адуляра и гидромусковита, а в измененных породах — сидерофиллита и эгирина; отсутствие топаза и турмалина и ничтожная роль карбонатов. По мнению этого исследователя, сульфиды, при всей незначительности их роли в составе руд, более характерны для верхних горизонтов месторождения. В целом качественный минеральный состав руд стабилен. Изменяются лишь количественные соотношения минералов.

Наиболее характерные текстуры руд — прожилковая, штокверковая, брекчиевая и брекчиевидная. Состав прожилков чаще всего касситерит-хлорит-кварцевый и касситерит-флюоритовый; арсенопирит-сфалеритовый; сфалерит-халькопиритовый; хлорит-кварцевый и кварц-флюоритовый.

Месторождение сформировано на небольшой глубине и является примером «одноактного» образования. Здесь не установлено ни стадий минерализации, ни признаков пострудного метаморфизма (Г. В. Ицксон и др., 1959). Вместе с тем в строении рудных зон устанавливаются явные признаки гидротермально-метасоматической горизонтальной зональности.

Центральная часть рудных зон, представленная рудными брекчиями с касситерит-хлорит-кварцевым и касситерит-флюоритовыми парагенезисами, по мере удаления сменяется хлорит-серицит-кварцевой породой (по гранит-порфирам и липаритам), а затем хлоритизированными и неизмененными породами. Вертикальная зональность оруденения практически отсутствует. Последнее при значительной фактической глубинности оруденения (870 м) и отсутствии литологического контроля оруденения представляется важным положительным фактором оценки характеризуемого месторождения. В соответствии с материалами Ю. А. Афонина это позволяет рассчитывать на

благоприятные перспективы, во всяком случае до уровня предполагаемого сочленения рудоконтролирующих разломов и рудоподводящего канала, т. е. до горизонтов 200—450 м. Более перспективен южный слабо еще разведанный фланг месторождения на продолжении рудных зон Северной, Северной-Глубинной, Южной и Дальней.

Березовское месторождение располагается в 8 км юго-западнее Хинганского в аналогичной геологической обстановке. По материалам А. А. Иванова, М. Н. Старовойтова, Г. А. Павлова, Н. П. Емельянова и др., месторождение размещается среди липаритов обманьской свиты, интродуцированных пологопадающим к северо-востоку пластообразным телом гранит-порфиров хинганского типа. Последние, однако, в отличие от Хинганского месторождения располагаются вне рудного поля.

В структурно-тектоническом плане участок месторождения представляет собой относительно приподнятый блок, характеризующийся различно ориентированными системами разломов. Месторождение располагается на сочленении близмеридиональной, северо-восточной и северо-западной систем разломов. Главными рудоконтролирующими структурами являются разломы северо-восточного направления. Подчиненное им оруденение представлено существенно кварцевыми метасоматитами, характеризующимися прожилково-вкрапленным оруденением. Рудные метасоматиты имеют нечеткие ограничения они окаймляются разнообразными метасоматитами — серицит- и хлорит-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, реже топаз-кварцевыми и гидрослюдисто-топаз-кварцевыми, переходящими в неизменные липариты. В связи с этим их контуры условны.

На месторождении выявлены и разведываются несколько рудных зон: Обещающая, Малютка, Бархатная и др. Зона Обещающая прослежена свыше 1600 м при мощности от 20 до 150 м. В северо-западном направлении и под углом к ней располагается зона Малютка протяженностью до 900 м и мощностью от 6 до 20 м. Зона Бархатная характеризуется меньшими параметрами. В зонах оконтурены рудные тела длиной до нескольких сотен метров и мощностью до 1,5 и более метров. Оруденение неравномерное, преимущественно прожилково-вкрапленное. Морфология рудных тел сложная. Глубина распространения оруденения достигает более 400 м.

Руды малосульфидные, тонковкрапленные. В их формировании намечаются две стадии: ранняя — метасоматическая касситерит-кварцевая (с вольфрамитом и шеелитом) и поздняя — существенно сульфидная стадия жильного выполнения. Последняя накладывается не только на продукты ранней, но распространяется и на вмещающие породы, что, вероятно, связано со вспышкой трещинообразования.

Судя по наличию протяженных и хорошо проработанных рудовмещающих структур, сравнительному постоянству мощностей рудных тел и содержаний в них олова с глубиной, как и величин зерен касситерита и его агрегатов, месторождение отличается, по-видимому, значительной глубиной.

Богучано-Солокачинская сурьмяно-ртутная зона (19). Представ-

влияет собой наиболее подвижную часть Хингано-Буреинского структурного шва. Последний отчленяет переработанную в мезозое юго-восточную часть Буреинского массива (Хинганский блок), входящую в состав Хингано-Баджалской оловоносной области, от Туранского блока. Вместе с тем эта зона является юго-восточным флангом золотортутного полукольца, окаймляющего Буреинский срединный массив с севера и востока. Это узкая линейная зона северо-восточного простирания, прослеживающаяся от р. Амур на юго-западе до бассейна р. Гуджал на северо-востоке; к северу и северо-западу сочленяется с аналогичной же Джагдинской зоной. Зона контролирует проявление неоген-антропогенного базальтоидного магматизма, что свидетельствует об оживлении ее в кайнозое.

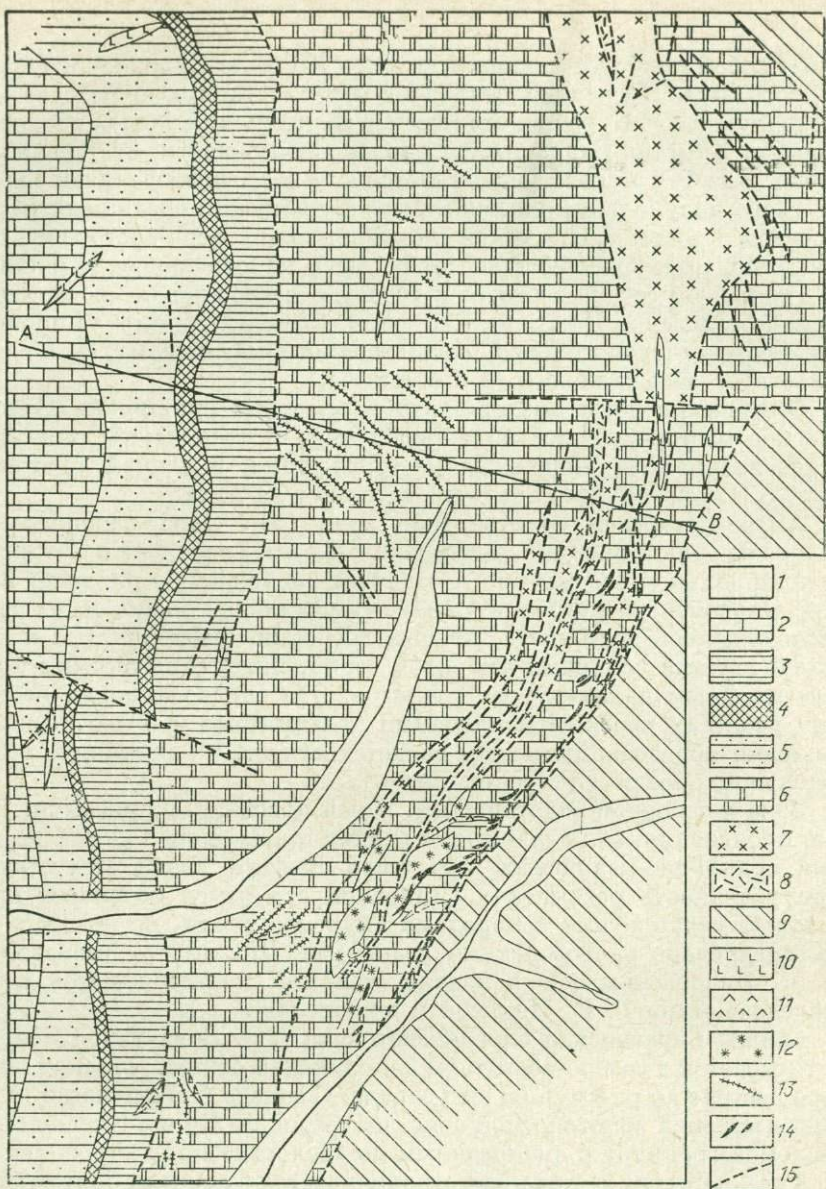
Оруденение зоны представлено в основном сурьмяной (Солокачинское месторождение), в меньшей мере ртутной минерализацией (Александровское, Иорекское месторождения) и слабой золотоносностью. Связь оруденения с магматизмом не ясна.

Амуро-Сутарская золотоносная зона (20). Зона располагается на юго-западной окраине Хинганского блока, совпадает с Сутарской антиклинальной структурой и отделяет оловоносную площадь Хингано-Олонойского района от Самаро-Бираканской оловоносной зоны, расположенной восточнее. Сложена гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами амурской серии, интродуцированными крупным массивом палеозойских гранитов. Эти образования на небольших участках перекрыты меловыми вулканитами и более поздними рыхлыми образованиями, что свидетельствует, по-видимому, о значительной эрозии Сутарской структуры.

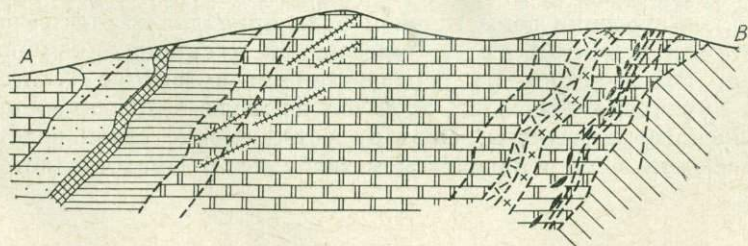
Зона в основном золотоносная. В ней преобладают россыпи. Рудные проявления, за исключением редких проявлений золотосодержащих сульфидно-кварцевых жил (гора Лысая), почти отсутствуют. Приуроченность россыпей к Сутарской структуре позволяет предполагать связь золота с породами амурской серии, из которых оно экстрагировано палеозойскими гранитами. Эта мысль, высказанная П. К. Яворовским еще в начале столетия, подтверждается также исследованиями Г. В. Ицксон и других (1964 г.).

Самаро-Бираканская оловоносная зона (21). Зона узкой полосой вытягивается в северо-восточном направлении от пос. Биракан на северо-востоке до р. Амур на юго-западе. С запада она прилегает к Сутаро-Амурской золотоносной зоне, на севере по Бурей-Бирской зоне разломов граничит с аналогичным по геологическому строению Урмийским районом, а с востока ограничивается западным бортом Среднеамурской депрессии.

По материалам С. Г. Золотова (1959 г.) и Л. В. Эйриша (1964 г., 1965 г.), в строении зоны главная роль принадлежит палеозойским гранитам и реликтам их протерозойской и синийско-кембрийской кровли. Располагаясь на переработанном в мезозое Хинганском блоке Буреинского массива, зона тем не менее бедна проявлениями мезозойского магматизма. Поэтому установление связи эндогенной рудоносности зоны с магматизмом затруднено. Представляется, что



РАЗРЕЗ ПО A-B



это более или менее стабилизированный и слабо эродированный участок Бурейнского массива, так как на его территории сохранились наиболее крупные по площади остатки кровли палеозойских интрузий. Они представлены как протерозойскими осадками, метаморфизованными в амфиболитовой, местами гранулитовой фациях, так и синийско-кембрийскими терригенно-карбонатными образованиями, содержащими в верхах продуктивные кремнисто-марганцево-железосодержащие фации, включающие известные железно- и марганцеворудные месторождения Малого Хингана.

Характеризуя рудоносность Самаро-Бираканской зоны, мы опускаем подробную характеристику марганцево-железородных осадочно-метаморфогенных месторождений. Отметим лишь, что они подчинены нижнекембрийской рудоносной свите, сложенной породами терригенного и кремнисто-терригенного, отчасти вулканогенного, углистого и карбонатного состава и образуют крупную субмеридиональную рудную полосу протяженностью до 150 км, разорванную Биджанской интрузией на две части: Северохинганскую и Южнохинганскую. В пределах этой полосы выявлено около 50 марганцево- и железородных рудопроявлений и месторождений. В Северохинганской части преобладают железородные месторождения, представленные гематитовыми, гематит-магнетитовыми полосчатыми железистыми кварцитами, залегающими в средней части рудоносной свиты, а в Южнохинганской — более продуктивные марганцевоносные фации, залегающие в лежащем боку железородного горизонта и характеризующиеся преимущественно браунит-гаусманитовыми рудами.

Из эндогенной минерализации наиболее устойчива в пределах зоны редкометальная, связанная с пегматитами палеозойских гранитов, которые в той или иной мере подверглись последующей гидротермально-пневматолитовой переработке. В. А. Махинин (1959 г.) выделяет два генетических типа редкометальных пегматитовых полей: а) значительные по масштабам, интенсивно замещенные пегматиты (Дитурское месторождение) и б) менее перспективные пегматиты блоковой структуры (Лондоковское месторождение и др.).

Проявления оловянной минерализации представлены Верхнебиджанским и Кабалинским месторождениями.

Верхнебиджанское — месторождение, по данным Н. В. Огнянова и Т. П. Огняновой (1956 г.), локализуется в северо-восточной зоне крутопадающего разлома и гидротермальных изменений среди доломитов мурандавской свиты (рис. 23). На месторождении

Рис. 23. Схема геологического строения Верхнебиджанского оловородного месторождения по Н. В. Огнянову, 1956 г.

1 — аллювиальные отложения; 2 — известняки (лондоковская свита); 3 — роговики и глинистые кварц-серцитовые сланцы с прослоями карбонатных пород (подрудный горизонт); 4 — железистые кварциты (рудный горизонт); 5 — глинисто-серцитовые сланцы, доломиты и седиментационные брекчи (надрудный горизонт); 6 — доломиты и доломитизированные известняки с прослоями полосчатых доломитов; 7 — кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы; 8 — туфы крупнообломочные; 9 — филлиты и слюдястые сланцы; 10 — диабазовые порфиры; 11 — лампрофиры; 12 — доломиты откалькованные и окварцованные; 13 — доломиты дробленные магнетитизированные и гематитизированные; 14 — оловоносные сульфидные руды (массивные, вкрапленные); 15 — тектонические нарушения

выявлены четыре рудоносные зоны: Крестовая, Тальковая, Сбросовая и Магнетитовая. Рудные тела в зонах имеют форму небольших линз и гнезд, сложенных окварцованными и оталькованными доломитами, обогащенными магнетитом. Мощность линз варьирует от 0,1 до 10 м, а протяженность по простиранию от 10 до 80 м, в среднем составляя 25—30 м. Состав рудной минерализации в зонах неодинаков: зона Крестовая в основном касситерит-арсенопирит-пиритовая, в Магнетитовой зоне ведущие минералы — касситерит и магнетит, а Сбросовая зона отличается смешанной минерализацией, свойственной Крестовой и Магнетитовой. На месторождении намечаются три типа оловоносных руд: арсенопирит-буланжеритовый, арсенопирит-пиритовый, магнетит-гематитовый.

Наиболее значительна по размерам и степени оруденения зона Крестовая, достигающая 1200 м по протяженности при мощности от 10 до 50 м. Ее падение северо-западное, крутое. В зоне выявлено около 50 рудных линз, концентрирующих оловянное (арсенопирит-буланжеритовое) оруденение. В составе руд буланжерит и арсенопирит, слагающие до 90% рудной массы; им сопутствуют; касситерит, блеклые руды (фрейбергит), висмутин, пирит, иногда халькопирит и сфалерит. Кварц является основным жильным минералом, но иногда присутствуют кальцит, сидерит и тальк, изредка пренит. Содержание олова в рудных линзах зоны Крестовой колеблется от сотых долей до 7,08%, среднее значение для отдельных линз варьирует от 0,13% до 3,82%, а в целом для зоны составляет 0,93%. Наряду с этим в рудах содержится (в среднем) до 6% Pb, до 3,67% Sb, до 2,78% Ag и до 0,14% Bi.

Близко описанному К а б а л и н с к о е месторождение, которое, по данным Н. В. Огнянова (1956 г.), представлено крупными зонами минерализации на контакте палеозойских турмалиновых интенсивно грейзенизированных гранитов с доломитами и сланцами. Простирание зон северо-западное и субширотное, протяженность 500—600 м, а мощность колеблется от 1 до 22 м. По типу оруденения близок Верхнебиджанскому месторождению. Среднее содержание олова колеблется от 0,16 до 1,48%. Месторождение мелкое и, по-видимому, без перспектив на расширение.

Рудные районы Ниланского антиклинория. Субширотная структура Ниланского антиклинория своеобразна и заслуживает особого внимания. Она разделяет две различные в структурном и металлогеническом отношении области Хингано-Охотского пояса — Хингано-Баджальскую оловоносную и Приохотскую золотоносную. Это обстоятельство обусловило двойственный характер этой структуры, выражающийся в наличии черт, свойственных обеим из разделяемых ею рудоносных областей.

Осевая часть антиклинория сложена протерозойскими геосинклинальными золотоносными формациями, представляющими собой выступы фундамента сихотэалинских складчатых образований. Причем, будучи ограниченной системой глубинных разломов — Ниланского (с юга) и Кербинского (с севера), — осевая зона антиклинория уже

в раннем мезозое существовала в форме четко обособленного горстовидного сооружения, контролировавшего проявление мезозойского рудоносного магматизма. Крылья антиклинория сложены палеозойскими раннегеосинклинальными (девон, карбон) и позднегеосинклинальными терригенными (пермь — триас) формациями.

Располагаясь в зоне Хингано-Охотского пояса позднемезозойских блоково-глыбовых дислокаций и магматизма, Ниланский антиклинорий разломами двух систем, близширотной (монгол-охотской) и субмеридиональной (сихотэалинской), оказался разбитым на ряд блоков. Это обусловило мозаичную структуру и высокую проницаемость зоны, приведшую к вспышке позднемелового магматизма и оловоносности в близширотной зоне хр. Эзоп и на прилегающих к нему площадях Приохотской золотоносной области. Дифференцированный характер последующих движений блоков вдоль ограничивающих их разломов привел к различной величине их эрозии, что наряду с различиями возраста и состава пород, слагающих блоки, а также характера оруденения обусловило и разнообразие рудно-формационных особенностей.

Таким образом, разделяя две различные по характеру оруденения области, Ниланский антиклинорий представляет собой как бы переходную зону, характеризующуюся и золотым, и оловянным оруденением. Она включает Верхнеселемджинский, Софийский и Кербинский золотоносные блоки (районы), представляющие, по-видимому, реликты единой (домезозойской) золотоносной структуры, а также участки меловой тектоно-магматической переработки, сопровождающиеся интрузиями меловых гранитов и оловоносностью и слагающие, например, Эзопскую оловоносную зону. Кроме последней, к характеризуемой группе районов относятся Софийский и Кербинский районы; сюда же, по-видимому, следует отнести и Дукпинский оловоносный район.

Эзопская оловоносная зона (7). Зона охватывает орографическую область хр. Эхон. Это субширотная вулканогенно-интрузивная существенно оловоносная структура, контролируемая системой в основном близширотных разломов, залеченных меловыми магматическими образованиями. Ее протяженность около 130 км. Площадь зоны покрыта крупномасштабной геологической съемкой (С. Ф. Усенко и др., 1955 г., 1956 г., 1957 г.); проведено специальное изучение петрологии эзопских оловоносных гранитоидов (Г. Т. Татаринов, 1957 г., 1958 г.) и вещественного состава руд месторождений (В. К. Рябов, 1960 г.); на отдельных участках и месторождениях осуществлены поисковые и разведочные работы (А. Ф. Баранов, 1952 г.; Е. Я. Шапошников и И. П. Бойко, 1956 г.).

Вулканогенно-интрузивная Эзопская зона сформирована на позднепалеозойском субстрате (рис. 24). Слагающий ее комплекс эффузивных пород, подобно большинству вулканогенных покровов, имеет двухъярусное строение. Нижний ярус, мощностью до 350 м, представлен в основном средними эффузивами, а верхний, более мощный (свыше 1000 м), — сложен породами кислого состава, среди которых

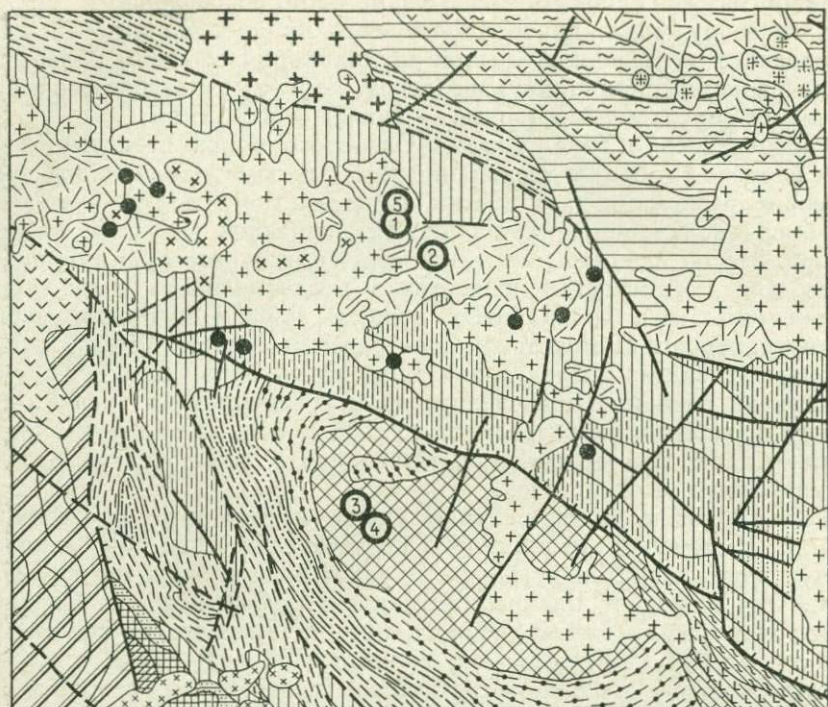


Рис. 24. Схема геологического строения Эзекской оловянной зоны и Софийского золотосного района. Составлена по материалам В. В. Гольца, Э. П. Хохлова, С. Ф. Усенко, Р. М. Тонояна и др.

1 — а — кварцевые порфиры, их туфы и лавобрекчии, фельзаиги, б — андезиты, порфириды, их лавобрекчии и туфы; 2 — песчаники аркозовые и полимиктовые, алевролиты, гравелиты, конгломераты, аргиллиты (эльгинская, эпиканская, умальтинская свиты); 3 — а — песчаники, глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, седиментационные брекчии (будюрская свита); б — песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, гравелиты, седиментационные брекчии (хурбинская свита); в — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, полимиктовые и туфогенные с прослоями глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий (ульбинская свита); 4 — а — ритмичное переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (усомахская свита); б — спилиты, диабазы и диабазовые порфириды, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, песчаники, алевролиты (маганская свита); в — конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, глинистые сланцы (мерекская свита); 5 — а — песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями гравелитов и седиментационных брекчий (амнуская свита); б — глинистые песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов и седиментационных брекчий (экимчанская свита); в — песчаники, филлиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, седиментационные брекчии (токурская свита); 6 — а — алевролиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, спилиты, диабазы, линзы известняков (крестовая свита); б — диабазовые порфириды, кремнистые породы, алевролиты, конгломераты, линзы известняков (берендинская свита); 7 — песчаники аркозовые и полимиктовые, алевролиты, гравелиты, конгломераты, известняки (сивакская свита); 8 — а — сланцы кварцево-сланцевые, хлорит-эпидот-актинолитовые, глинисто-серпичитовые и филлитовидные, рассланцованные песчаники, линзы известняков (сагурская свита); б — песчаники, алевролиты, филлитовидные сланцы с прослоями кварцитов, известняков и зеленых сланцев (златоустовская свита); 9 — сланцы графит-серпичит-кварцевые, хлорит-актинолит-кварцевые и хлоритовые, альбит-

выделяются: а) толща туфолов и игнимбритов мощностью от 100 до 700—900 м, с прослоями туфов основного и кислого состава и б) толща кислых лавкварцевых порфиров и фельзит-порфиров мощностью до 300 м, сопровождаемых прослоями лавоконгломератов и туфов. Дислоцированность вулканогенных пород слабая; они лишь слабо покороблены и в целом образуют пологую синклинальную структуру, которая в условиях высокогорного рельефа, хорошо просматривается вдоль каньонообразных речных долин, разрезающих хр. Эзоп.

Интрузивные образования, пространственно связанные с эффузивными, по составу близки эффузивам: средним эффузивам нижнего яруса соответствуют гранодиориты и кварцевые диориты, а кислым вулканитам верхнего — преимущественно граниты.

Интрузивные породы вместе с эффузивами образуют позднемеловой (трехфазный) вулcano-плутонический комплекс, с обычной последовательностью интрузивных фаз, от габброидных через умеренно кислые до субщелочных существенно гранитных. Это штокообразные, дайковые и лакколитовидные, возможно, многэтажные, гипабиссальные тела площадью до 200—450 км². Для эзопских гранитов характерно преобладание калия в составе щелочей.

Гранитовые массивы сопровождаются ореолами контактового метаморфизма, которые на участках пологих контактов интрузивов достигают ширины в несколько километров, а также аутометасоматическими изменениями — микроклинизацией, альбитизацией и особенно ярко выраженной грейзенизацией. Не менее интенсивны гидротермальные изменения, с которыми связаны и процессы рудоотложения олова, вольфрама, молибдена и других элементов. Наиболее развиты рудоносные кварцевые жилы и грейзены, локализующиеся большей частью в самих гранитах, реже в экзоконтактовых зонах. В их составе присутствуют: олово и вольфрам, редкие металлы, мышьяк, свинец, цинк. Наряду с кварцевыми жилами имеют место существенно сульфидные (в том числе и касситерит-сульфидные) образования, подчиненные, однако, зонам дробления, располагающимся вдали от интрузивов.

В Эзопской зоне известно свыше трех десятков рудопроявлений и небольших месторождений олова, в меньшей мере молибдена и вольфрама, меди, свинца и цинка; имеются также проявления золотой минерализации (верховье р. Соруг), в связи с мышьяково-вольфрамовой минерализацией, а также высококачественной хрусталеносности, располагающиеся как в палеозойском субстрате эффузивов, так и в самих эффузивах.

серицит-кварцевые (самырская свита); 10 — сланцы альбит-кварц-слюдяные и эпидот-хлоритовые, слюдястые кварциты (саларинская свита); 11 — а — граниты биотитовые, биотито-рогово-обманковые и аляскитовые; б — Гранит-порфиры и аплитовидные граниты; в — гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты; г — диоритовые порфиры; 12 — граниты биотитовые и двуслюдяные; 13 — разломы (а) и надвиги (б); 14 — рудопроявления и месторождения: Олганское (1), Широтное (2), Анкачинское (3), «18 августа» (4), Эзопское (5) и др.

Оловянная минерализация представлена скарновым, касситерит-кварцевым и касситерит-сульфидным формационными типами. Проявления слабо оловоносных амфибол-пироксеновых и пироксеновых скарнов имеются в бассейне р. Правой Олги. Они приурочены к небольшой линзовидной залежи мраморизованных известняков среди палеозойских серицит-кварцевых пород. К этой же карбонатной залежи приурочена и промышленная хрусталеносность. Связанная со скарнами сульфидная минерализация неравномерна и представлена молибденитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, шеелитом и самородным висмутом. Из них наиболее обильны молибденит и галенит, образующие крупные гнездовые выделения. Несмотря на то что видимый касситерит в составе скарнов не обнаруживается, единичные анализы показывают в них до 1% олова. До 2,33% олова установлено также в составе андрадита (Г. Т. Татаринов, 1955 г.).

Проявления касситерит-кварцевого типа оруденения для зоны более характерны. Среди них выделяются: существенно грейзеновый, кварцево-грейзеновый и кварцевожилковый, иногда штокверковый типы. Вместе с тем их тесное сочетание делает такое деление несколько условным.

Существенно грейзеновые образования локализируются в апикальных частях куполовидных выступов эопских гранитов, интродуцирующих кислые эффузивы, и образуются преимущественно за счет гранитов. Кварцево-грейзеновые тела тяготеют непосредственно к контактам гранитов, а кварцевые жилы располагаются почти целиком в экзоконтактных зонах интрузий.

Оловоносные грейзены по составу преимущественно кварцево-слюдяные и содержат гнездово-вкрапленные, реже тонкопрожилковые выделения вольфрамитов и касситеритов (иногда молибденитов), арсенопиритов, иногда висмута и самородного висмута; их пересекают волосовидные прожилки пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и флюорита.

Среди проявлений грейзеновой минерализации лучше всего изучено О л г а к а н с к о е м е с т о р о ж д е н и е, располагающееся в истоках одноименной реки. Здесь наряду с кварцево-грейзеновыми прожилковыми образованиями выделяются две морфологические разновидности существенно грейзеновых тел: а) гнездовые и жилкообразные тела в гранитах и б) уплощенные залежи в апикальных частях куполовидных выступов гранитов. Первые представляют собой неправильные крутопадающие небольшие по размерам тела мощностью до нескольких метров, тогда как уплощенные залежи имеют пологое залегание и образуются не только по гранитам, но отчасти и по эффузивам.

Степень оруденения заметно возрастает параллельно с усилением грейзенизации. В крутопадающих телах относительно наибольшая степень оруденения наблюдается ближе к центральному кварцевому выположению и к периферии постепенно затухает. Данные термометрии продуктов грейзенообразования, полученные В. К. Рябовым

(1963 г.), показывают, что температура отложения кварца и касситерита для различных гипсометрических уровней гранитных куполов различна. Температурный режим минералообразования в глубинных частях гранитных куполов характеризуется интервалом в $380-440^{\circ}\text{C}$, в предапикальных 360°C , а в надапикальных, где отлагаются большей частью касситерит-сульфидные парагенезисы, температуры процесса определяются в 280°C .

Кварцево-грейзеновый тип оруденения на Олгаканском месторождении отличается несколько повышенной ролью сульфидов. Он локализуется в близапикальной части и представляет собой зоны тонкопрожилкового оруденения, достигающие 80 м. Среди прожилков различаются касситерит-кварцевые и, вероятно, более поздние касситерит-сульфидные. В составе первых, кроме кварца и слюды (в зальбандах), присутствуют в основном только касситерит и вольфрамит. В составе же касситерит-сульфидных прожилков резко возрастает роль сульфидов, которые представлены арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Подобного характера прожилки наблюдаются и в грейзеновых телах, что свидетельствует об относительно позднем образовании тонкопрожилкового типа оруденения.

Кварцевожильный тип оловорудных проявлений в Эзопской зоне представлен касситерит- и вольфрамит-кварцевым и касситерит-кварц-сульфидным оруденением. Представителем первого является Олгинское месторождение, открытое С. Ф. Усенко в 1954 г. Месторождение располагается в эндоконтактной зоне эзопских гранитов, прорывающих палеозойские контактово-метаморфизованные серицит-кварцевые породы, и представлено кварцевыми жилами мощностью до 2 м, сопровождающимися грейзеновыми оторочками. В составе жил принимают участие вольфрамит и молибденит, в меньшей мере арсенопирит, халькопирит, пирит, еще реже касситерит и висмутин, иногда присутствуют флюорит и топаз.

Талыминское месторождение, расположенное в верховьях р. Талымы, левого притока р. Харги, представляет собой пример касситерит-кварц-сульфидного типа оруденения, переходного к касситерит-сульфидному. В нем сочетаются крутопадающие маломощные жилы топаз-кварцевого (иногда с турмалином), кварцевого и кварцево-сульфидного (существенно арсенопиритового) состава, кулисно располагающиеся в экзоконтакте эзопских гранитов.

Преобладают кварцево-сульфидные жилы, залегающие в наибольшем удалении от гранитов. Протяженность жил достигает 150 м при мощности до 20—40 см. По данным термометрии, на месторождении намечаются две стадии оруденения: 1) ранняя ($360-500^{\circ}\text{C}$), которой соответствует отложение кварца, топаза, мусковита, турмалина, бесцветного флюорита, касситерита, арсенопирита, лёллингита, вольфрамита, и 2) поздняя ($220-240^{\circ}\text{C}$), охватывающая отложения сфалерита, галенита, халькопирита, иногда висмутина и шеедита, пирротина, пирита, станнина, фиолетового флюорита и кальцита

и характерного для этой стадии станнина (В. К. Рябов, 1963 г.). Оруденение неравномерное, гнездовое; содержание олова достигает иногда 5—6%, а W_2O_3 13%.

Оруденение касситерит-сульфидного типа охватывает наиболее обширную группу рудопроявлений Эзопской зоны. Они располагаются в удалении от гранитов и залегают среди эффузивов или подстилающих их осадочных пород палеозоя. Это оруденелые зоны трещиноватости субширотного простириания, содержащие сетчато-прожилковые, вкрапленные, гнездовые и жиллообразные рудные обособления. По минералого-геохимическим особенностям их можно разделить на два типа: 1) существенно арсенопиритовый (пирротин-арсенопиритовый) и 2) близкий к галенит-сфалеритовому, иногда с хлоритом и турмалином, что сближает его с соответствующими типами касситерит-силикатной формации. Представителями этих типов служат месторождения Эзопское и Широтное; первое относится к пирротин-арсенопиритовому, а второе — к галенит-сфалеритовому типу минерализации.

Месторождение Широтное располагается среди верхнемеловых кислых эффузивов в бассейне верхнего течения р. Олгакан. По материалам Е. Я. Шапошникова и И. П. Бойко (1956 г.), оно представлено близширотными вкрапленными, сетчато-прожилковыми и жиллообразными обособлениями существенно сульфидного состава, подчиненными крутопадающей субширотной зоне трещиноватости и гидротермальных изменений. Прослеженная длина зоны около 5 км, ширина достигает 400 м, а мощность подчиненных ей жил и вкрапленных зон варьирует от 0,3 до 14,4 м при длине по простирацию от 20 до 250 м. По простиранию жилы переходят во вкрапленные зоны, а затем во вмещающие породы.

В. К. Рябов (1963 г.) выделяет на месторождении три типа руд: грейзеновый, кварцево-серицитовый и кварц-стильпно-мелан-хлорит-сульфидный. Первый располагается близ контакта с гранитами и образует небольшие линзовидные тела существенно кварц-мусковитового состава, а второй — протяженные (более 200 м) метасоматические кварц-серицитовые зоны с флюоритом, арсенопиритом, пирротином, касситеритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и станнином; содержание в нем олова достигает 1%. Кварц-стильпно-мелан-хлорит-сульфидный тип минерализации образует менее мощные, иногда поперечные зоны, наиболее удаленные от гранитов. В условиях расчлененного рельефа минерализация вскрывается в интервале высот 1500—1950 м, т. е. вертикальный диапазон оруденения составляет около 500 м. Месторождение изучено недостаточно и только с поверхности.

Эзопское месторождение располагается в осевой зоне хр. Эзоп, у истоков рек Олгакана и Озерной. По геологической позиции оно близко месторождению ключа Широтного. Это те же субширотные кулисно расположенные зоны трещиноватости и минерализации в кислых эффузивах, вмещающие жиллообразные существенно сульфидные тела, прожилковые и вкрапленные участки.

Арсенопирит вместе с пирротином отчасти халькопиритом составляет до 80% жильной массы. В зоне окисления арсенопирит почти нацело превращен в скородит. Второстепенная роль в составе минерализации принадлежит пириту, касситериту и сфалериту; иногда присутствует станнин и вольфрамит. Из жильных минералов преобладает кварц, присутствует турмалин, реже топаз. Мощность вмещающих зон достигает 18,7 м, а живообразных обособлений от 0,1 и 0,4 до 2 м. Содержание олова неравномерное и небольшое (обычно сотые доли процента), хотя в арсенопиритовых обособлениях достигает 0,2—0,7%.

Месторождение обнажается на высоте около 600 м от контактовой поверхности гранитов, интрузирующих вмещающие эффузивы, и также изучено только с поверхности. На геометрическом простирании этого месторождения к востоку и западу в Эзопской зоне располагается свыше десятка других аналогичных или близких по типу рудопроявлений. Они трассируют, по-видимому, более крупную субширотную зону оруденения, протяженностью около 25—30 км, протягивающуюся от истоков р. Олгакан-Макит на западе до истоков р. Правой Буреи на востоке.

Почти аналогичная обстановка имеет место и на параллели Широкого месторождения. На его продолжении к востоку располагается ряд близких ему по типу (галенит-сфалеритовых) рудопроявлений, образующих нечто вроде второй (южной) широтной рудной зоны, параллельной отмеченной выше. Все это позволяет думать, что Эзопское и Широкое месторождения представляют собой лишь отдельные звенья или части более крупных рудоносных структур, контролируемых системами Кербинской и Софийской зон разломов.

Наряду с зонами олово-сульфидной минерализации, располагающимися среди эффузивов, имеются также проявления и вне эффузивных полей в подстилающих их осадочных породах. По данным П. А. Эпова и П. Н. Селезнева (1956 г), мощные (до 200 м) близширотные зоны минерализации имеются на северных склонах хр. Эзоп, в верховьях р. Озерной. В их составе наблюдаются пирит, пирротин, арсенопирит, отчасти молибденит вольфрамит и шеелит, касситерит, халькопирит, сфалерит и галенит. Единичные химические анализы показывают содержание олова, свинца и цинка 2% и иногда более и до 0,5% Си.

В восточной части Эзопской зоны на продолжении Кербинского разлома вдали от гранитных интрузивов имеются проявления существенно сульфидной минерализации, иногда с шеелитом и золотом. На правобережье истоков р. Харги к этому разлому тяготеют проявления свинцово-цинковой и медной минерализации, локализуемой в местах наличия даек гранит-порфиров. Аналогичная минерализация (с шеелитом и золотом) проявляется и в 20 км восточнее, в истоках р. Селемджи, в форме субширотных и северо-восточных зон дробления среди ороговикованных и сульфидизированных осадочных пород. Имеются также мелкопрожилковые и гнездово-вкрапленные, существенно медные проявления, характеризующиеся

арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, самородным висмутом и вольфрамитом, флюоритом и вторичными минералами меди — малахитом и азуритом. Мощность зон минерализации на отдельных рудопоявлениях достигает 10—15 м, а протяженность 250—300 м. Единичные данные химических анализов показывают содержание: W_2O_3 до 0,36%, Cu 7,44%, Sn 0,25%.

Почти аналогичное положение наблюдается и южнее, в зоне Софийского разлома. Здесь также проявляется галенит-сфалеритовый тип минерализации, приуроченной к субширотным зонам повышенной трещиноватости.

Приведенный материал свидетельствует о наличии близширотной зональности в размещении рудопоявлений Эзопской рудной зоны. Высокотемпературные кварцевожильные рудопоявления (касситерит-вольфрамовые и вольфрамит-молибденитовые) располагаются в экзо- и эндоконтактных зонах интрузивов эзопских гранитов, тогда как касситерит-сульфидные (пирротин-арсенопиритовые и галенит-сфалеритовые) — вдали от интрузивов.

В Эзопской зоне имеются также проявления существенно молибденового оруденения. Это Тунгусское молибденовое месторождение и Соловьевское висмут-молибденовое рудопоявление, расположенные в истоках р. Селемджи на северных склонах хр. Эзоп.

Имеет место также значительная хрусталеносность, представленная двумя типами. Один из них проявляется в апикальных частях куполовидных выступов гранитных интрузивов, а другой, несравненно более перспективный, приурочен к удаленным от интрузивов зонам дробления среди интенсивно метаморфизованных осадочных пород. Представителем последнего является Олгинское (ныне отработанное) месторождение.

Эзопская зона покрыта среднемасштабной геологической съемкой и в значительной части охвачена крупномасштабными поисково-съемочными исследованиями (Усенко, 1955, 1956, 1957 гг.; Эпов, 1956 г.; Сушков и др., 1954 г.), в ходе которых выявлены важнейшие особенности металлогении хр. Эзоп. Ее изученность нельзя считать достаточной. Поисково-разведочные работы в основном прекращены на стадии предварительного изучения поверхности рудопоявлений. Поэтому крупные по параметрам рудопоявления, особенно касситерит-сульфидного типа, несомненно нуждаются в дополнительном изучении.

Софийский золотоносный и оловоносный район (8). Район располагается у южных склонов хр. Эзоп и охватывает бассейн верхнего течения рек Нимана и Олги. Он располагается в осевой части Ниланского аянтиклинория между Верхнеселемджинским и Кербинским золотоносными районами и совпадает с одноименным выступом складчатого основания Сихотэалинской области. Это приподнятый и, по-видимому, в значительной мере эродированный тектонический блок, сложенный в основном докембрийскими породами (см. рис. 24). Он ограничен разломами: с юга — Сонахским, с севера — Эзопским, с запада — Умальтинским, а с востока — Усманским.

По материалам Э. П. Хохлова (1956 г.), Н. Ф. Смирнова (1955 г.) и других, структура блока имеет форму куполовидного антиклинала, вытянутого в запад-северо-западном направлении. Его ядро сложено раннепротерозойскими породами, которые в направлении к периферии последовательно сменяются средне- и позднепротерозойскими. Для западной части района Р. М. Тонояном (1956 г.) отмечается наличие штоко- и дайкообразных тел позднеинжелемеловых кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, располагающихся цепочками меридионального и субширотного направления.

К центральной части структуры приурочены выходы позднемеловых гранитоидов эзопского комплекса. Последние образуют сравнительно небольшие массивы, расположенные вдоль разломов меридионального и близширотного направлений. Разломами этих основных двух направлений площадь района разбита на более мелкие блоки. Так, Анкачинским близмеридиональным разломом площадь разделена на два различных по рудоносности блока, именуемых нами рудными узлами: западный — Софийский и восточный — Анкачинский. Софийский узел золотonosный, а Анкачинский — олово-редкометалльный.

Софийский золоторудный узел сложен в основном средне- и позднепротерозойскими породами и включает непромышленные золоторудные месторождения золото-арсенопиритового типа (Петровско-Еленинское, Буровое, Жильно-Лысогорское). Имеется также ряд мелких проявлений рудного золота и россыпных месторождений, большая часть которых уже отработана.

Анкачинский узел оловянной и редкометалльной минерализации охватывает верховья р. Правой Буреи, истоки рр. Лев. Буреи и Нимана. По Софийскому разлому блок граничит с Эзопской зоной, по Солахскому — с близким по редкометалльной рудоносности Буреинским районом, а по Анкачинскому и Усманскому разломам — с Софийским и Кербинским золотonosными блоками. Западная часть узла сложена протерозойскими породами, а в строении восточной принимают участие также и палеозойские образования. И те и другие интродуцированы позднемеловыми гранитами, которые контролируются разломами близмеридионального и субширотного направлений.

В отношении рудоносности узел неоднороден: на западе вдоль Анкачинского разлома проявляется оловянное кварцево-сульфидное оруденение (месторождения Анкачинское и «18 августа»); для остальной же площади характерна преимущественно высокотемпературная — пегматитовая, кварцевожильная и грейзеновая, существенно редкометалльная минерализация и только отчасти касситерит- и вольфрамит-кварцевая, скарново-сульфидная и сульфидная.

Оловянная минерализация представлена высоко- и среднетемпературными типами. Первый тип представлен слабо оловоносными касситерит-вольфрамовыми кварцевыми жилами и грейзенами (с арсенопиритом, халькопиритом и другими сульфидами) в экзо- и эндоконтактах эзопских гранитов (правобережье р. Этматы, верховья рек

Бурейки, Амнус и др.). Практически более ценная оловоносность представлена Анкачинским месторождением и месторождением «18 августа». Они располагаются на расстоянии 5 км друг от друга и контролируются субмеридиональной Анкачинской зоной разлома, рассекающей допалеозойские кристаллические сланцы и вмещающей дайки порфиров, лампрофиров и кварцевых порфиров.

По данным А. Ф. Баранова и Е. Я. Шапошникова (1956 г.), на Анкачинском месторождении, разведанном на глубину, жильное кварцево-сульфидное оруденение локализуется на трех участках, расположенных вдоль трещин, оперяющих главную зону разлома. На Северном и Центральном участках месторождения вскрыто 28 кварц-арсенопиритовых (иногда с турмалином) и кварц-пирротиновых жил мощностью от 0,1 до 7 м и протяженностью от 10 до 135 м.

В составе жильных и вкрапленных руд присутствуют: пирротин, арсенопирит, касситерит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит, станнин, кварц, кальцит, серицит. Вмещающие породы окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы и сульфидизированы. По генетическим признакам месторождение близко к касситерит-кварц-сульфидному типу. Однако месторождение не имеет промышленных перспектив, ввиду небольших размеров рудных тел и низких содержаний олова.

Подобным характером оруденения (и перспектив) отличается и месторождение «18 августа», хотя изучено оно слабее Анкачинского — только с поверхности.

Редкометалльная минерализация узла, по данным М. Ю. Жилина (1948 г.), Н. Ф. Смирнова (1955 г.) и других, представлена пегматитовым, грейзеновым и кварцевожильным типами, которые пространственно тесно связаны с Правобуреинским массивом эозских гранитов. Шлировые пегматиты содержат вкрапленность вольфрамита и арсенопирита (бассейн р. Этматы). Более заметны проявления кварцевожильного и грейзенового типов, характеризующиеся вольфрамитом, молибденитом, касситеритом, арсенопиритом, иногда флюоритом. Это маломощные прожилки и жилы в грейзенизированных породах (рудопоявления: Крестовое, Правобуреинское и ключа Ледникового). Известно также Нижнеанкачинское вольфрам-молибденовое рудопоявление, располагающееся в криптоболитовой зоне эозских гранитов.

На площади узла имеется несколько проявлений полиметаллического оруденения, которые локализуются в разломах север-северо-западного направления, рассекающих замковую часть Софийской куполовидной структуры. Два из них располагаются в бассейне р. Луча (правый приток Керби), а третье — в истоках р. Левая Бурей. Это скарново-сульфидные и сульфидные, существенно полиметаллические серебросодержащие рудопоявления. В вл. Оленьем (бассейн р. Луча) два тела рудоносных гранатовых и эпидот-широксеновых скарнов приурочены к линзовидным залежам мраморизованных известняков среди пород палеозоя. Другое рудопоявление пред-

ставлено метасоматической (существенно полевошпатовой) залежью, образованной за счет апофизы гранит-порфиров. В состав минерализации входят: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и борнит, арсенопирит, реже магнетит, пирротин, касситерит, вольфрамит и ильменит. Оруденение неравномерное, большей частью вкрапленное, иногда прожилково-вкрапленное и только в осевой части залежи более концентрированное.

Таким образом, перспективы Алкачинского рудного узла следует, по-видимому, связывать прежде всего с редкометальной минерализацией, специализированные поиски которой следовало бы продолжить. Заслуживают внимания и полиметаллические оруденения. Некоторый интерес представляет и олово, главным образом с позиций выяснения геолого-геохимических связей олова и золота. Софийский район является одним из тех, где эти два элемента тесно сочетаются. Располагаясь на границе золотоносной и оловоносной областей, Софийский район занимает «ключевое» положение, позволяющее приблизиться к пониманию условий проявления золотой и оловянной минерализации.

б. Оловоносность Прихотской золотоносной области

Из всех неоловоносных областей Приамурья Прихотская область характеризуется относительно наиболее заметными проявлениями олова, ее можно характеризовать как олово-золотоносную. Эти проявления располагаются большей частью на юге области и тяготеют к оловоносным районам близширотной структуры Ниланского антиклинория, являющегося северной окраиной Хингано-Баджальской оловоносной области.

Прихотская золотоносная область представляет собой северную часть Хингано-Охотского металлогенического пояса. В отличие от Хингано-Баджальской, это область преимущественного развития мезозойских складчатых образований, сформированных на байкальских и герцинских складчатых структурах близширотного направления. Иными словами, эта область скрещения складчатых структур монголо-охотского и сихотэалинского направлений. С запада она ограничивается Тайканским горст-антиклинорием, а с востока — близмеридиональной зоной кайнозойских впадин; от Хингано-Баджальской области отделена Ниланским антиклинорием.

В строении области принимают участие рифейские, девонские и каменноугольные геосинклинальные комплексы кремнисто-терригенного состава. На юге области они перекрыты пермо-триасовыми терригенными инверсионными образованиями и в целом представляют собой субстрат, на котором развивались мезозойские геосинклинальные и наложенные прогибы (Селиткано-Торомский, Амгунский). Последние сложены преимущественно юрскими, отчасти поздне-триасовыми терригенными и кремнисто-терригенными осадками. Геологический разрез венчают меловые туфогенно-вулканогенные образования

среднего и кислого состава. Последние тесно связаны с интрузивными фациями, которые объединяются в два позднемеловых диорит-гранодиоритовых интрузивных комплекса — селитканский и ульбанский. На юге области, на границе с Хингано-Баджалской областью, проявляются оловоносные граниты эоценового комплекса.

По ряду геологических признаков область представляется перспективной прежде всего для поисков месторождений золота, медно-молибденовых и свинцово-цинковых руд, а в районах, прилегающих к Хингано-Баджалской области, и для поисков месторождений олова.

Олово в Прихотской существенно золотоносной области связано с локальными участками проявления оловоносного риолито-гранитоидного магматизма, который распространен до широт истоков р. Тылъ, а далее к северу ограничен северо-западной зоной Удско-Херпучинского разлома. Эта граница была подмечена В. А. Ярмолюком (1949 г.) и Л. И. Красным (1950 г.).

Основные оловоносные участки располагаются в Селитканской вулканогенной зоне в Тугурском горст-антиклинории и на других участках развития кислых вулканитов, особенно в пределах площади Амгунского синклиория. Среди эффузивов оловянная минерализация пространственно связана с проявлениями свинцово-цинкового и медно-молибденового оруденения.

Селитканская зона медно-молибденовой и оловянной минерализации (2). Зона располагается в бассейне р. Селиткана и верховьев рек Муникана, Тонума и Торума. Она совпадает с одноименной зоной меловых вулканитов кислого и среднего состава (мощностью до 800 м), которая сформирована на юрских образованиях Селиткано-Торомского наложенного прогиба. Северо-восточный фланг зоны срезается Удско-Херпучинским разломом, а юго-западный — линией, параллельной Кумусунской зоне разломов. С эффузивами Селитканской зоны тесно связаны интрузирующие их гранитоиды селитканского комплекса.

Известная здесь минерализация не выходит за пределы поля эффузивно-интрузивных пород и представлена молибденом и медью, свинцом, цинком и мышьяком, оловом, отчасти золотом и ртутью, в меньшей мере вольфрамом, висмутом и др. Рудопроявления тяготеют к массивам гранитоидов. Проявления оловоносности представлены небольшими шлиховыми ореолами на северо-восточном фланге зоны в связи с кислыми эффузивами. Выделяются несколько участков минерализации, условно именуемых узлами: Верхнетыльский, Тором-Тонумский, Верхнеселитканский и Нижнеселитканский. Их расположение контролируется сочетанием разломов трех направлений: северо-восточного, субширотного и северо-западного. Формы проявления оруденения разнообразны: кварцево-сульфидные жилы, сетчато-прожилковые и штокверковидные зоны, участки вкрапленного оруденения в гранитоидах и минерализованные зоны дробления в эффузивах.

Верхнетыльский узел молибден-свинцово-цинковой и мед-

ной, отчасти, по-видимому, оловянной минерализации, расположенный в истоках р. Тыль среди кислых эффузивов северо-восточного фланга вулканогенной зоны, интродуцированных небольшими телами гранитоидов, представляется наиболее интересным. По данным В. А. Ярмолюка (1959 г.) и С. И. Горохова (1961 г.), здесь имеются несколько проявлений молибдена, свинца, мышьяка, меди и других металлов, представленных кварцево-сульфидными жилами и оруденелыми зонами дробления среди гранитов, кварцевых порфиров и андезито-дацитов. В жилах присутствует гнездовая вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита, молибденита, иногда железной слюдки и ильменита, а в делювии, на площади их проявления, присутствуют касситерит, вольфрамит, шеелит и отчасти золото.

Существенно сульфидный состав рудопоявлений, приуроченных к кислым эффузивам, вместе с наличием касситерита в делювии позволяют сравнивать этот узел с известными оловоносными районами, где оловянное оруденение тяготеет к подошвенной части эффузивного покрова, а среди эффузивов фиксируется существенно сульфидная слабо оловоносная минерализация.

Т о р о м - Т о н у м с к и й узел медно-молибденовой минерализации располагается в истоках одноименных рек. В соответствии с материалами М. Г. Золотова, В. И. Сухова, Л. И. Устиновой и других исследователей, по геологическому строению он близок Верхнетыльскому узлу, хотя отличается большей ролью средних эффузивов, нередко интенсивно пропилитизированных, а также повышенной основностью интродуцирующих их гранитоидов. Если не считать нескольких небольших шлиховых ореолов касситерита (в истоках р. Тонум), то, в отличие от Верхнетыльского узла, для него более характерен существенно медно-молибденовый характер минерализации в форме кварцево-сульфидных прожилков в эндо- и экзоконтактовых зонах гранитоидов. Рудопоявления очень слабо изучены. Однако благоприятная геологическая обстановка и медно-молибденовый тип минерализации делают этот участок перспективным для поисков.

В е р х н е с е л и т к а н с к и й узел также интересен в отношении меди и молибдена. Он располагается у юго-западной кромки андезито-дацитового покрова, интродуцированного небольшими телами умеренно кислых гранитоидов. Наряду со шлиховыми ореолами касситерита, связанного, по-видимому, с липаритами, на площади узла среди андезито-дацитов выявлено несколько сульфидных рудопоявлений. Одно из них — И н а р о г д и н с к о е — представлено сетчато-прожилковой зоной среди брекчированных андезитов, залегающих близ контакта с гранитоидным интрузивом. Кварцевые прожилки содержат вкрапленность молибденита, халькопирита, пирита борнита, иногда пирротина. Присутствуют также медь, свинец, цинк, серебро, олово, ванадий, никель.

Другое рудопоявление, расположенное на левобережье р. Саги, в 20 км юго-восточнее Инарогдинского, представлено минерализованной зоной дробления и каолинизации (мощностью до 15 м),

залегающей в тех же эффузивах и несущей вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и других сульфидов.

На площади узла имеются шлиховые проявления киновари, которые тяготеют к зоне разломов, ограничивающей Селитканскую вулканогенную зону с юго-востока.

Несколько отличный характер минерализации встречается на юго-западном фланге Селитканской зоны, названном Н и ж н е с е л и т - к а н с к и м узлом. Здесь, по данным В. Ф. Козюры (1955 г.), имеются как механические ореолы рассеяния олова, так и коренные проявления полиметаллического оруденения, приуроченные к зонам дробления среди порфиров и прорывающих их кварцевых диоритов. Следовательно, этот узел напоминает другие узлы Селитканской зоны, находящиеся в сходной геологической обстановке.

Изложенный небольшой материал по рудоносности Селитканской вулканогенной зоны позволяет считать ее перспективной в отношении медно-молибденового оруденения, особенно в северной части зоны в пределах Верхнетыльского, Тором-Тонумского и Верхнеселитканского узлов. Целесообразны также поиски возможных концентраций оловянного оруденения на площади Нижне- и Верхнетыльского узлов. В связи с этим Селитканская вулканогенная зона в пределах отмеченных участков заслуживает подстановки крупномасштабных поисково-съемочных работ.

Тугурская зона комплексной минерализации (3). Зона совпадает с Тугурским (мезозойским) горст-антиклинальным поднятием и ограничена крупными разломами: с северо-запада и юго-востока — Кумусунским и Тугурским, а с северо-востока и юго-запада — близширотными Удско-Амгуньским и Харгинским разломами. По материалам Л. И. Красного (1952 г.), Ю. П. Рассказова (1954 г.), Н. А. Роганова (1966 г.) и других, зона сложена в основном среднепалеозойскими интенсивно дислоцированными и метаморфизованными в зеленосланцевой фации терригенными, карбонатно-терригенными и отчасти вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями мощностью до нескольких тысяч метров. На юго-западном фланге зоны имеют место позднепалеозойско-раннемезозойские терригенные осадки флишеидного типа.

Для зоны характерно слабое проявление магматизма и почти полное отсутствие эффузивных фаций. Из интрузивных пород преобладают граниты, которые в направлении к северо-восточному флангу зоны обнаруживают заметное повышение основности. Интрузивы локализуются вдоль близширотных разломов и образуют небольшие вытянутые массивы.

Рудоносность зоны изучена слабо. На ее площади известны проявления вольфрам-оловянного, молибденового, медного и свинцово-цинкового, иногда сурьмяного оруденения, сосредоточенного на отдельных узловых участках. Намечается несколько таких участков, или узлов, заметно тяготеющих к поперечным разрывам и интрузивным массивам гранитоидов — это Конинский, Ассени-Дюкконский и Селиткано-Кумусунский узлы.

Конинский узел преимущественно свинцовой минерализации располагается на северо-восточном фланге зоны, в бассейне одноименной реки, среди терригенных пород, интродуцированных небольшими массивами гранитоидов повышенной основности. Границы узла недостаточно четкие. Обнаружена слабая свинцовая минерализация, сопровождаемая серебром, в форме кварцево-сульфидных жил и солевых ореолов, подчиненных субмеридиональным зонам дробления. В кварцево-сульфидных жилах установлены: олово, никель, кобальт, хром и медь.

Ассени-Дюконский узел свинцовой, медной и молибденовой минерализации расположен в 50 км юго-западнее Конинского, среди палеозойских пород, интродуцированных поздне меловыми гранитами. Здесь выявлено (В. А. Ярмолюк, 1949 г.) несколько проявлений сульфидной минерализации и шлиховых ореолов касситерита, тяготеющих к гранитному массиву. На площади около 30 км² встречаются делювиальные свалы кварцевых жил среди окварцованных пород, пиритизированных роговиков, филлитов и кварцитовидных песчаников, пронизанных послойными и секущими прожилками кварца, часто ноздреватого и охристого, содержащего реликты гнездовой вкрапленности галенита, сфалерита, халькопирита, молибденита и других сульфидов. Спектральными анализами в штучных пробах из кварцевых жил и минерализованных пород установлено до 1% молибдена, а также медь, свинец, цинк, иногда мышьяк, сурьма и до 0,1% олова. Для изучения перспектив участка необходимы специальные поисково-оценочные исследования.

Селитканско-Кумусунский узел, в отличие от двух предыдущих, характеризуется оловянным (касситерит-сульфидным) оруденением. Он размещается в юго-западной части зоны и вместе с небольшими интрузивами гранитов тяготеет к поперечным (северо-западным) разломам, рассекающим позднепалеозойско-триасовые сланцево-карбонатные и флишеидные образования. Оруденение представлено кварцевожильной, сетчато-прожилковой и прожилково-вкрапленной, преимущественно касситерит-сульфидной минерализацией среди алевролитов и филлитов (Л. И. Красный, 1952 г.), большей частью подчиненной близмеридиональной системе трещин, а также зонам дробления, которые сопутствуют «поперечным» разломам. Таковы Селитканское и Кумусунское рудопроявления, а также рудопроявления ключей Амнус и Черный.

В составе минерализации присутствуют: пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит и сфалерит, в меньшей мере касситерит, вольфрамит и шеелит, что приближает рудопроявления к пирротин-арсенопиритовому типу касситерит-сульфидной формации. Касситерит тесно ассоциирует с сульфидами и только иногда с вольфрамитом и располагается в осевых частях жильных обособлений. Содержание олова в штучках достигает 0,2%.

На площади узла, в шлихах, почти повсеместно устанавливается касситерит. Таким образом, вся Тугурская зона представляется

оловоносной, хотя наиболее благоприятный тип оруденения проявляется в пределах Селиткано-Кумусунского узла.

Нимеленский оловоносный район (4). Район располагается в юго-западной части Амгунского синклиория. С юга и северо-запада район ограничен жесткими структурами мезозойских антиклинальных поднятий — Тугурским и Ниланским, а с востока обрывается Уссури-Охотской зоной кайнозойских дислокаций, контролирующей систему субмеридиональных кайнозойских впадин. По данным Л. И. Красного (1948 г.), М. И. Авдеева (1956 г.), В. А. Шуршалиной (1960—1964 гг.), Л. В. Эйриша (1963 г.) и В. И. Потаповой (1964 г.) в строении района принимают участие преимущественно морские верхнетриасовые и юрские кремнисто-терригенные и терригенные формации незначительной мощности (до 3200 м), залегающие на палеозойском основании. Они перекрыты меловыми вулканитами, среди которых выделяются позднекайнозойские-верхнемеловые эффузивы среднего состава (мощностью до 600 м) и перекрывающие их поздне-меловые риолиты мощностью до 1000 м. Морские и наземные эффузивные формации интродуцированы умеренно кислыми и кислыми гранитоидами эоценового комплекса.

На площади Нимеленского района имеются несколько слабо изученных рудопоявлений олова, сопровождаемых механическими ореолами касситерита, иногда шеелита и вольфрамита, рудопоявления меди и цинка и солевые ореолы молибдена. В верховьях р. Отун, например, проявления оловянной минерализации, по Ю. П. Рассказову (1954 г.), представлены сетчато-прожилковыми образованиями в зонах дробления и трещинах скола среди песчаников и алевролитов. Среди них по составу выделяются: а) кварцево-сульфидные прожилки (ширит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит) с преобладанием арсенопирита; б) кварцево-сульфидные прожилки с шеелитом и в) кварцево-сульфидные прожилки с касситеритом, из чего следует, что рудопоявления, вероятно, близки к касситерит-сульфидной формации.

В 10—15 км восточнее этого рудопоявления, в аналогичной геологической обстановке, имеются незначительные рудопоявления меди и цинка, в которых устанавливается слабое содержание олова. Здесь же отмечаются солевые ореолы молибдена.

В самой южной части Нимеленского района располагается Соруканское рудопоявление олова, которое по геологической обстановке, что следует из материалов В. Ф. Козюры (1953 г.), напоминает известные месторождения хлорит-касситеритового минерального типа. Рудопоявление располагается у кромки верхнемеловых кислых эффузивов, среди ороговикованных и гидротермально измененных терригенных образований и представлено кварц-хлоритовыми жилами мощностью до 85 см и сетчато-прожилковыми зонами, несущими вкрапленность сульфидов и касситерита. Спектральным анализом в рудах устанавливается более 1% олова, а по единичным химическим анализам его содержание достигает 0,87%.

Все изложенное выгодно отличает Нимеленский район от других

площадей Прихотской области и выдвигает его в число первоочередных объектов для поисков оловорудных месторождений. В этом отношении наиболее интересной представляется площадь, охватывающая пространство от правых притоков р. Селемджи на юго-западе до бассейна р. Отун на северо-востоке. Площадь эта очень большая. Если учесть слабую ее изученность, то на первых порах, может быть, следовало бы рекомендовать работы типа «обзорных поисков» с тем, чтобы более надежно обосновать выбор площадей для поисковых исследований.

Б. СИХОТЭАЛИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

а. Северо-Сихотэалинская оловоносная область

Область представляет собой часть Сихотэалинского рудоносного пояса длиной около 400 км. Она простирается от среднего течения р. Тумнин, где по одноименному разлому граничит с Нижне-амурской золотоносной областью, до южных границ Хабаровского края, за пределами которого находит продолжение в Центральной и Восточной металлогенических (оловоносных) зонах Южного Приморья.

По материалам В. К. Елисеевой (1950 г.), В. Я. Абрамсона (1953, 1958, 1959 гг.), Л. В. Вонгаз (1950, 1951 гг.), Е. Б. Бельтенева (1954, 1958, 1959 гг.), А. Н. Попова (1951, 1954 гг.), А. И. Савченко (1961 г.) И. П. Плиева (1958 г.), А. П. Глушкова (1951 г.), М. А. Ахметьева (1962 г.), Ю. М. Вдовина (1961, 1962 гг.), Ю. А. Иванова (1958 г.), А. В. Демина (1959, 1966 гг.), А. В. Палагина (1967 г.), И. П. Бойко, 1968 г.) и многих других, в гологическом строении Северо-Сихотэалинской области принимают участие позднепалеозойские, ранне- и позднемезозойские геосинклинальные, инверсионные и постинверсионные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, интродуцированные преимущественно меловыми и палеогеновыми гранитоидами. Палеозойские породы представлены каменноугольно-раннепермскими сложно дислоцированными осадками вулканогенно-кремнисто-терригенной группы формаций (ходийская и джокемийская свиты). Им близки по возрасту интрузии гипербазитов дунит-верлитовой формации (Зимнин, 1967).

В совокупности эти породы слагают нижний структурный этаж, на котором располагаются инверсионные (позднепермско-триасовые?), карбонатно-терригенные, отчасти вулканогенные образования (кафэнская свита и другие образования). Позднепермско-триасовые (?) образования установлены пока лишь на южном фланге области, хотя не исключена возможность и более широкого их развития к северу.

Эти осадки, подобно молассоидам Урмийского наложенного прогиба, в характеризуемой области также фиксируют инверсию позднепалеозойских прогибов, длившуюся от верхней перми до среднего триаса. В связи с этим не исключено наличие и на Сихотэ-Алине позднепалеозойско-раннемезозойского интрузивного магматизма,

аналогичного куканскому инверсионному комплексу, развитому на западе. К нему И. А. Плотников и С. Ф. Усенко (1967) относят единичные мелкие тела гранодиоритов (катэнский комплекс), интрузирующих палеозойские породы на южной окраине области. Позднепалеозойские образования, по-видимому, с разрывом и несогласием перекрываются осадками поздне триасово-раннемелового складчатого комплекса, мощность которого в Горинском и Восточно-Сихотэалинском прогибах достигает свыше 12—15 тыс. м.

Формационный состав мезозойских осадков неоднороден. Нижняя часть разреза (верхний триас — средняя юра) представлена в основном кремнисто-терригенной, терригенно-карбонатной, аспидно-сланцевой и терригенной формациями, а верхняя (поздняя юра — валанжин) — терригенными и терригенно-флишными. Времени, близкому границе нижней и верхней части разреза, соответствуют интрузии хорского гипербазитового комплекса. Различия в составе нижней и верхней частей разреза мезозойского складчатого комплекса свидетельствуют о смене тектонических условий осадконакопления на границе средней и поздней юры, однако структурное несогласие между ними выражено слабо. Достоверно не установлено пока и гранитоидного магматизма, хотя для южноприморской части Сихотэ-Алиня высказываются соображения о наличии позднеюрского гранитоидного магматизма (Ю. Н. Размахнина, 1957, 1959, 1965, 1967 гг.). Более существенной оказалась послеваланжинская фаза диастрофизма, приведшая к замыканию Горинского, Восточно-Сихотэалинского и других поздне триасово-раннемеловых прогибов. Связанный с этой складчатостью магматизм представлен хунгарийским (Изох и др., 1967) и сандинским (А. В. Палагин и М. В. Мартынюк, 1967) комплексами высокоглиноземистых гранитов, а также алчанским гранодиорит-гранитовым комплексом (Плотников, Усенко, 1967).

На поздне триасово-валанджинских отложениях залегает баррем-раннесенонский комплекс морских молассоидов, выполняющих Западно-и Восточно-Сихотэалинский остаточные геосинклинальные прогибы, окаймляющие Центрально-Сихотэалинское поднятие. Осадки имеют регрессивный характер и представлены терригенными нередко грубообломочными породами, со значительной ролью вулканогенного материала, возрастающего в направлении к верхам разреза (уктурская, ларгасинская и удоминская свиты).

К концу раннего сенона, в связи с прогрессирующим воздыманием всей области и наступлением континентального режима, преобладающее значение приобрели разломно-блоковые формы тектогенеза, сопровождающиеся, наряду с осадконакоплением, интенсивным эффузивно-интрузивным магматизмом. Этот этап орогенного развития продолжался в течение второй половины мела и палеогена. На Сихотэ-Алине ему соответствуют слабо дислоцированные вулканогенные и осадочно-вулканогенные, угленосные образования (ольгинская, тахобинская, самаргинская, кузнецовская, кцухинская свиты). Их формирование сопровождалось интенсивным проявлением

наиболее продуктивного гранитоидного магматизма, контролировавшегося в основном сихотэалинской системой разломов и ее оперением, при слабом влиянии монголо-охотского направления; это обусловило треугольные и другие формы площадей максимального проявления.

Таким образом, в строении характеризуемой области выделяется шесть структурно-стратиграфических и формационных комплексов: 1) позднепалеозойский геосинклинальный сложно дислоцированный суммарной мощностью свыше 5000 м; 2) позднепермский полого дислоцированный инверсионный, карбонатно-терригенный мощностью до 4000 м, включающий эффузивы кислого и среднего состава, мощностью порядка 2500 м; 3) триасово-юрский геосинклинальный мощностью свыше 4000 м; 4) позднеюрско-раннемеловой терригенно-флишеидный мощностью до 4500 м, дислоцированный в пологие и крутые иногда запрокинутые линейные складки северо-восточного простирания; 5) баррем-раннесенонский терригенный и вулканогенно-терригенный полого дислоцированный молассоидный мощностью до 9000 м и 6) позднесенонско-палеогеновый преимущественно вулканогенный очень слабо дислоцированный мощностью около 3600 м.

Строение перечисленных структурных комплексов усложнено разломами Сихотэалинской и Монголо-Охотской систем и их оперением, контролирующими проявления сенон-датского и дат-палеоценового продуктивного гранитоидного магматизма.

Основная масса магматических образований характеризуемой области локализуется вдоль системы разломов Центрально-Сихотэалинского шва. Это позднепалеозойский катэнский, раннемеловые хунгарийский, сандинский и алчанский, позднемеловые бачелазский и бапинский и позднемеловые — раннепалеогеновые верхнеудоминский и иолийский комплексы калиевых гранитоидов. Эти комплексы располагаются зонально. Так, мезозойские хунгарийский и сандинский (инверсионные) гранитные комплексы локализуются в зоне позднепалеозойских и раннемезозойских (триасово-раннемеловых) формаций. Постинверсионные бачелазский и бапинский комплексы, смещаясь к востоку, располагаются большей частью в зоне поздне-триасово-раннемеловых формаций, а верхнеудоминский и иолийский — еще восточнее, в зоне сочленения позднемеловых прогибов и Прибрежного вулканогена. Однако, несмотря на смещение более молодых комплексов к востоку, наблюдается преобладание интрузивных образований в западной зоне области, а эффузивно-интрузивных — в восточной. Последнее связано, по-видимому, с более энергичным поднятием и эрозией центральной зоны по сравнению с восточной.

С раннемеловыми (возможно, также с позднепалеозойскими) комплексами связана слабая, преимущественно высокотемпературная минерализация олова, вольфрама, молибдена и других редких металлов в форме кварцевожильных, штокверковых и скарновых образований, локализующихся в основном в западной наиболее

эродированной зоне области, сложенной позднепалеозойскими формациями. Более перспективны по продуктивности выделенные Э. П. Изохом (1962 г.) бачелазский (позднемеловой) и верхнеудоминский (позднемеловой-палеогеновый) комплексы. В Бута-Кошпинском междуречье им соответствуют бапинский и иолийский комплексы, объединяемые в бута-кошпинскую серию (А. В. Палагин и М. В. Мартынюк, 1967 г.).

Бачелазский и бапинский эффузивно-интрузивные комплексы, по данным Э. П. Изоха, А. В. Палагина и М. В. Мартынюка, представляют собой последовательный ряд интрузивных фаз, перемежающихся с эффузивными и субэффузивными образованиями: габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и монцониты; порфиры, андезиты и андезит-дациты; кварцевые диориты и монцониты, сиенито-диориты, гранодиориты, дациты и андезит-дациты; гранодиориты, роговообманковые граниты и монцонито-граниты, биотитовые граниты и лейкократовые граниты. Они слагают небольшие гипабиссальные, приповерхностные и субвулканические тела, вытянутые вдоль разломов и сложенные щелочноземельными породами резко неравновесного состава. Им сопутствуют жильные образования кислого, умеренно кислого и основного состава. Начальные фазы комплекса отличаются повышенной ролью натрия; в образованиях средних фаз разница в содержании щелочных металлов менее заметна, а в конечных, существенно гранитных, резко уменьшается содержание полевошпатовой извести, магнезии и железа и возрастает роль калия. Интрузивы сопровождаются широкими зонами роговиков (2—3 км), обогащенных кальцием, магнием, железом и калием и постмагматической минерализацией олова кварцевожильного, турмалин-сульфидного, хлорит-сульфидного и сульфидного типов, а также молибдена, вольфрама, свинца и цинка.

Интрузивные фации верхнеудоминского и иолийского дат-палеоценовых эффузивно-интрузивных комплексов близки фациям бачелазского и бапинского комплексов. Они образуют небольшие слабо эродированные тела в Восточно-Сихотэалинской зоне мезозой и среди эффузивов, тяготеющие к границе с Прибрежным вулканогеном. Эффузивные фации комплекса представлены: андезитами, андезит-дацитами, андезит-базальтами и туфами, липаритами, фельзитами, дацитами, кварцевыми порфирами, туфами и ксенолавабрекчиями. Интрузивные члены комплексов многофазны. В их составе выделяются: габбро-диориты и габбро-амфиболиты, монцонито-гранодиориты, биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, лейкократовые граниты и гранит-порфиры. При этом, как отмечает Э. П. Изох (1962 г.), эволюция состава комплексов приводит к субщелочным гранитам с преобладающей ролью в составе калия. Глубина формирования интрузивов не превышает 1—1,5 км. Их сопровождают широкие ореолы контактовых и постмагматических изменений — хлоритизация, турмалинизация, сульфидная и другая минерализация, а в эффузивах — ороговикование и образование вторичных кварцитов. Для этих комплексов характерен редкометалльно-

полиметаллический рудный комплекс — Sn, W, Pb, Zn, отчасти Mo и др. Оловянное оруденение представлено типами, близкими предыдущим комплексам, но с отчетливо преобладающей ролью хлорит-сульфидного оруденения.

Оруденение, связанное с перечисленными комплексами, подчинено минерализованным зонам дробления, контролируемым разломами преимущественно сихотэалинского направления.

По структурным и металлогеническим особенностям на площади Северо-Сихотэалинской области выделяются металлогенические и рудные зоны, рудные районы и узлы (см. рис. 9). Две крупные оловоносные металлогенические зоны — Хорско-Ануйская и Копинская — являются приамурской частью соответствующих оловоносных зон Южного Приморья.

Хорско-Ануйская олово-вольфрамовая металлогеническая зона

Зона представляет собой западную часть Северо-Сихотэалинской области, сложенной геосинклинальными и инверсионными осадками карбона, ранней и поздней перми, позднего триаса и юры, а также подчиненными им интрузиями гипербазитов. Эти складчатые образования интродуцированы позднепалеозойскими и раннемеловыми гранитоидами катэнского, хунгарийского и алчанского комплексов, с которыми связана преимущественно высокотемпературная (скарновая, грейзеновая и кварцевожильная) минерализация олова и вольфрама, молибдена и редких металлов, отчасти свинца и цинка. Гипербазиты сопровождаются слабой хромитоносностью и проявлениями никелевой минерализации типа никеленосных кор выветривания. Позднемеловые интрузивные породы (бапинский и бачелазский комплексы) и позднемеловые — палеогеновые (верхнеудоминский и иолийский комплексы) развиты незначительно.

На площади зоны выделяются шесть оловоносных районов: Верхнеудоминский, Хунгарийский, Ануйский, Верхнехорский, Хорский и Катэнский.

Верхнеудоминский оловоносный узел (31). Это небольшой прямоугольный блок на северо-восточном фланге Хорско-Ануйской зоны в месте сочленения Северо-Сихотэалинской оловоносной и Нижнеамурской золотоносной областей, где Тумнинская и Хунгарийская зоны близширотных разломов в сочетании с разломами сихотэалинского направления создают сложноблоковую структурную обстановку.

По данным В. Н. Плиева (1958 г.), П. А. Эпова (1953 г.), Ю. М. Вдовина (1961 г.), М. Ю. Жилина (1950 г.) и др., площадь узла сложена позднеюрско-раннемеловыми терригенно-флишеидными формациями, дислоцированными в линейные складки северо-восточного простирания, кое-где перекрытыми сенон-датскими кислыми эффузивами татаркинской свиты. Породы интродуцированы небольшими телами позднемеловых и позднепалеогеновых (верхнеудоминских) гранитов, представляющих большей частью

приповерхностные субэффузивные фации. С севера и юга площадь узла ограничена Тумнинским и Хунгарийским разломами, а с запада и востока — сателлитами Центрально-Сихотэалинского структурного шва.

На площади узла (П. А. Эпов, 1952 г.), составляющей не менее 800 км², известно около десятка оловорудных проявлений кварц-хлоритового, хлорит-сульфидного и касситерит-сульфидного типов. В размещении оруденения намечаются признаки зональности: рудопроявления кварц-хлоритового и хлорит-сульфидного типов располагаются среди терригенных образований позднеюрско-раннемелового структурного этажа, а касситерит-сульфидные и сульфидные — среди кислых эффузивов (Удоминское рудопроявление).

Во всех случаях это минерализованные зоны дробления, которые в терригенных породах сопровождаются кварцевыми жилами и прожилками с рудной минерализацией и интенсивными гидротермальными изменениями — хлоритизацией и окварцеванием, а в эффузивах также каолинизацией и карбонатизацией. Простираение зон северо-восточное, согласное со складчатостью; иногда они следуют вдоль границ литологических разностей пород. Мощность зон достигает 10 м, а протяженность до 400 м.

Вещественный состав минерализации сложный. В рудах кварц-хлоритового типа присутствуют касситерит, пирит, арсенопирит, пирротин, галенит и сфалерит, иногда шеелит и золото, стибнит и марказит. Аналогичный состав минералов характерен и для рудопроявлений касситерит-сульфидного типа, занимающих более высокое гипсометрическое положение; в них возрастает лишь роль сульфидов свинца, цинка и меди. Примером последнего является Удоминское месторождение, залегающее в кислых эффузивах и их пирокластах, перекрывающих юрско-меловые терригенные образования. Аналогично рудопроявление ключа Сенокосного.

Содержание олова в кварц-хлоритовых рудах по отдельным пробам достигает 2,5%. Спектральными анализами в окисленных рудах рудопроявлений Удоминского и ключа Сенокосного установлено наличие серебра, мышьяка, висмута, никеля, вольфрама и галлия.

Все это позволяет положительно оценивать перспективы Верхнеудоминского узла. Структурно-геологическая позиция, как и благоприятный формационный тип оловянного оруденения, выгодно отличает перспективы узла и выдвигает его в ряд первоочередных площадей для постановки в первую очередь крупномасштабного геологического картирования и поисков.

Хунгарийский район олово-вольфрамовой минерализации (32). Район, площадью до 5000 км², располагается южнее Верхнеудоминского узла и заключен между Хунгарийским и Дзедгаминским близширотными разломами. С запада район ограничен Центрально-Сихотэалинским швом, а с востока — несколько условной линией западной кромки распространения палеогеновых эффузивов.

В его строении принимают участие терригенные и вулканогенно-

терригенные породы поздне триасово-среднеюрского и флишидные образования позднеюрско-раннемелового структурных комплексов, интродуцированных крупными массивами раннемеловых гранитов хунгарийского комплекса.

Рудная минерализация проявлена слабо и представлена в основном шлиховыми ореолами вольфрамита, касситерита, отчасти золота, а вдоль разломов — киновари; имеются слабые проявления асбеста и талька в связи с ультрабазитами хорского комплекса.

Ануйский район олово-вольфрамовой минерализации (33). Район охватывает верховья рек Ануй и Джаур и представляет собой крупный прямоугольный блок площадью около 7500 км², несколько вытянутый вдоль ограничивающих его с востока и запада разломов сихотэалинского направления. Западной стороной район прилегает к Центральному структурному шву, а с юга и севера ограничивается поперечными зонами повышенной трещиноватости — Верхнекопчинской и Дзеддаминской.

По данным Н. Н. Воронцова (1955 г.), И. А. Плотникова (1960 г.) и других, геологическое строение района неоднородно: западная часть сложена геосинклинальными позднепалеозойскими, а восточная — поздне триасово-среднеюрскими сложно дислоцированными формациями. Эффузивные образования в районе почти отсутствуют. Палеозойские осадочные формации включают интрузии ультрабазитов палеозойского и мелового возраста, интродуцированы раннемеловыми гранитами сандинского комплекса, которые в свою очередь прорываются позднемеловыми гранитоидами бабинского комплекса.

С гипербазитами, по Э. П. Изоху и другим (1962 г.), связаны слабые проявления гидросиликатов никеля, с раннемеловыми гранитами — механические ореолы рассеяния олова и вольфрама и скарновый тип полиметаллического оруденения, а с позднемеловыми гранитами — кварцево-жильная и грейзеновая минерализации редких металлов, олова и вольфрама, а также хлорит-турмалин-сульфидные зоны минерализации и кварцево-сульфидные жилы. К проявлениям кварцево-жильного оруденения (Э. П. Изох и др., 1962 г.) относится Богбасинское проявление, представленное кварцево-прожилковыми и штокверковидными зонами и кварц-топазовыми жилами с вольфрамитом, арсенопиритом, касситеритом и сульфидами. Этот тип минерализации, по тем же данным, заметно развит на Томчинском рудопроявлении, где наряду с грейзенами и кварцевыми жилами присутствуют хлорит- и турмалин-сульфидные зоны.

Скарново-полиметаллическое оруденение представлено Таунгинским месторождением. Оно, по данным С. Л. Штейнберга (1963 г.), располагается в приподнятом блоке палеозойских карбонатно-кремнисто-вулканогенных и терригенных пород, ороговикованных и скарнированных. Месторождение связано с одной из поперечных (слабозолотоносных) зон повышенной трещиноватости. Рудоносные гранато-пироксеновые скарны приурочены к пластам мраморизованных известняков; они представлены двумя залежами (мощностью 14,5 и 24 м) — сложными массивными, вкрапленными

и прожилковыми рудами с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и подчиненными борнитом, блеклыми рудами, пиритом и арсенопиритом. В одной из залежей 9,5 м из 14,5 м приходится на массивные и вкрапленные руды, со средними содержаниями: Pb 2,17%, Zn 6,39%; Cu 2,4%. В другой залежи среднее содержание (на мощность в 24 м) составляет; Pb 1,4% и Zn 3,04%. В рудах месторождения обнаружено до 0,3% олова. Месторождение слабо изучено.

Если учесть, что в его окрестностях на площади около 100 км² известен целый ряд аналогичных по типу рудопроявлений (ключи Угрюмый и др.), а также обнаружены вкрапленно-прожилковые и минерализованные зоны дробления, содержащие свинец, медь и цинк, то становится очевидной необходимость возобновления в этом районе поисково-оценочных работ. Проведенные в 1963 г. на площади Таунгинского месторождения и его окрестностей геофизические исследования (Головки и Котляровский, 1964 г.) не подтверждают ранее высказанной геологами отрицательной оценки.

Несколько отлично Джаурское скарново-олово-вольфрамо-полиметаллическое месторождение, расположенное северо-западнее Таунгинского, в пределах той же поперечной (слабозолотоносной) полосы трещиноватости, которая ограничивает район с севера и в которой располагается Таунгинское месторождение. Оруденение приурочено к гранат-пироксеновым скарнам, образовавшимся в зоне брекчий за счет диабазовых порфириров. Выделяются несколько парагенезисов: скарновый, шеелит-сфалеритовый, кварц-касситерит-вольфрамитовый и карбонат-галенитовый (В. К. Финашин, 1959 г.). В составе руд преобладают галенит и сфалерит.

В районе имеются также проявления апоэффузивных скарнов с редкометальной минерализацией.

Таким образом, Анойский район перспективен для поисков редких металлов и полиметаллических руд. Его изучение целесообразно продолжить. С точки зрения поисков полиметаллических месторождений скарнового типа представляет интерес вся площадь между Таунгинским и Джаурским месторождениями. На ней целесообразна постановка крупномасштабных съемочно-поисковых работ. Заслуживает внимания и площадь Томчинского рудопроявления (юго-западная часть района). Таким образом, кроме северо-западной полосы Таунга — Джаур, крупномасштабное геологическое картирование и поиски следовало бы провести на участках площади северо-восточного фланга зоны Томчи — Аной — Джаур.

Верхнехорский район олово-вольфрамовой и молибденовой минерализации (34) и Хорский район олово-вольфрамовой минерализации (35). К юго-западу от Анойского последовательно располагаются Верхнехорский и Хорский рудные районы. Северо-западная и юго-восточная границы их — Центрально-Сахотэалинская и Катэн-Копчинская зоны разломов, а северо-восточная и юго-западная — поперечные (слабо золотоносные) зоны повышенной трещиноватости — Верхнехорская и Гвасюгинская. Оба района имеют близкие черты геологического строения и рудоносности, поэтому граница

между ними несколько условна, несмотря на довольно четко проявленную зону Мухено-Самаргинского разлома. Приводим их совместное описание.

Каждый район имеет форму, приближающуюся к прямоугольной, и площадь порядка 7500—8000 км². По данным В. А. Ярмолюка (1949 г.) и А. В. Кочубея (1952 г.), в их строении принимают участие два структурно-формационных комплекса, сложенные геосинклинальными образованиями: а) позднепалеозойский (в западной части района) и б) позднетриасово-среднеюрский (в восточной). В восточной части Верхнехорского района имеются небольшие поля флишоидов позднеюрско-раннемелового и терригенных образований баррем-раннесенонского структурных этажей. Проявления оруденения имеются лишь на площадях развития пород первых двух этажей.

Верхнехорский район, подобно Анюйскому, характеризуется развитием раннемеловых гранитов хунгарийского комплекса, локализующихся в зоне позднепалеозойских образований. В восточной части имеются небольшие массивы позднемеловых гранитоидов. Аналогичное положение и в Хорском районе, однако здесь наряду с гранитоидами на его площади проявлены ультрабазиты, образующие веретенообразные тела вдоль Центрально-Сихотэалинского разлома.

По материалам В. Е. Проскурникова (1955 г.), А. В. Кочубея (1952 г.) и других, в районах имеются проявления олова и вольфрама, молибдена, свинца и цинка, никеля. Вольфрам-оловянная минерализация представлена малоперспективными кварцево-прожилковыми и грейзеновыми образованиями в экзо- и эндоконтактовых частях гранитных массивов. Эти проявления являются источниками широко распространенных ореолов рассеяния касситерита, вольфрамита и редкометальных минералов.

Молибденовая минерализация проявлена в южной половине Верхнехорского района среди позднетриасово-среднеюрских пород, интродуцированных хунгарийскими гранитами. Ее представители — рудопроявления горы Купол и ключа Сысоева, выявленные работами В. А. Ярмолюка в 1948 г. Они располагаются в краевых частях небольших массивов мелкозернистых аплитовидных гранитов и представляют собой штокверковидные тела, несущие вкрапленность молибденита, пирита, арсенопирита, халькопирита, иногда гнездовые обособления касситерита и вольфрамита.

Свинцово-цинковая минерализация представлена несколькими рудопроявлениями в Хорском районе. Они характеризуются вкрапленным оруденением (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, гематит) в зонах трещиноватости и дробления среди терригенных и вулканогенно-терригенных образований, интродуцированных гранитами хунгарийского комплекса. Некоторые из них слабо никеленосны и содержат вкрапленность молибдена. В этом же районе, в зоне Центрально-Сихотэалинского разлома, имеются слабые проявления никелевой минерализации типа пропилитов (кальцит, кварц,

альбит, актинолит, пирит, миллерит, магнетит, марказит), располагающиеся близ гранитовых массивов хунгарийского комплекса, среди верхнемеловых вулканитов и туфодиабазов позднепалеозойских кремнисто-вулканогенных формаций.

Катэнский район золото-полиметаллической минерализации (36). Это самый южный район Хорско-Анъюской металлогенической зоны. Специфической особенностью его рудоносности является существенно золото-полиметаллическая, вольфрамовая и никелевая минерализация. К сожалению, многие детали геологического строения и металлогении района еще недостаточно изучены.

Границами района с запада и востока являются Центрально-Сихотэалинская и Катэн-Коппинская зоны разломов, а на севере — близширотная зона повышенной трещиноватости. В сторону Южного Приморья граница района открыта. Район сложен позднепалеозойскими, позднеtriasово-среднеюрскими и позднеюрско-раннемеловыми сложно дислоцированными породами, кое-где перекрытыми небольшими полями меловых эффузивов и мелкими телами позднепалеозойских (катэнский комплекс) и позднемеловых (бачелазский комплекс) гранитов.

По имеющимся данным, золотая минерализация представлена преимущественно пропилитовой формацией, а в южной части района кварцевожильной. С зонами палеозойских пропилитизированных эффузивов связано преимущественно прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит). Аналогичны и зоны золотоносных пропилитов. К ним относится **Катэнское рудопоявление**, представляющее собой субмеридиональную зону мощностью около 200 м и протяженностью до 2000 м, включающую жилы и линзы кварца, зоны брекчирования и окварцевания с вкрапленностью пирита и золота. Содержание последнего достигает 4 г/т. Возможно, этот тип рудного золота и служит источником россыпной золотоносности, установленной в бассейне рек Катэн и Кафэ.

Проявления кварцевожильного типа золотого оруденения имеются в бассейне рек Матай, Химы и других местах. Они локализуются близ Центрально-Сахотэалинского разлома и известны по свалам кварцевых жил и окварцованных, пиритизированных и обохренных брекчии, содержащих до 1,5 г/т золота.

Интересна шеелитоносность Катэнского района. Содержание шеелита в аллювии р. Катэн достигает 100 г/м³, а в протоочках гидротермально измененных вулканогенно-терригенных образований до 800 г/т (И. А. Плотников, 1961 г.). В верховьях р. Катэн, т. е. за рамками характеризуемого района, содержание шеелита в аллювии резко снижается до знаковых (М. Ф. Кохановский, 1963 г.).

Таким образом, максимальная шеелитоносность сосредоточена на площади Катэнского района. В связи с этим Катэнский район может представлять интерес для поисков скарновых золото-шеелитовых месторождений, аналогичных приморским, которые связаны

с позднеюрскими (?) (татибе-синанчинскими) гранитоидами, локализующимися в зоне Центрально-Сихотэалинского структурного шва (Ю. Н. Размахнин, 1964 г.).

Коппинская оловоносная металлогеническая зона

Коппинская зона наиболее перспективна по олову (рис. 25). Она располагается восточнее Хорско-Ануйской зоны, к которой непосредственно примыкает по Катэн-Коппинскому разлому и вытягивается в северо-восточном направлении до 380 км (от Хунгарийской зоны разломов до южных границ Хабаровского края). Ширина зоны варьирует от 20—30 до 80 км. Ее восточная граница — западная кромка Прибрежного вулканогена. На юге зона переходит в Главную оловоносную зону Южного Приморья.

По материалам исследований Б. Я. Абрамсона (1951 г.), Г. В. Золотухина (1954 г., 1957 г.), Э. П. Изоха и др. (1962 г.), Н. Н. Пагольского (1957, 1958 гг.), М. А. Ахметьева (1962 г.), А. В. Палагина (1968 г.) и многих других, в геологическом строении зоны принимают участие три структурно-стратиграфических комплекса: позднеюрско-валанжинский, баррем-раннесенонский и позднесенон-палеогеновый. Первый комплекс представлен преимущественно терригенно-флишеидными образованиями мощностью около 600 м, интенсивно дислоцированными в складки северо-восточного простирания. Эти образования слагают в основном северную часть зоны (рудную зону Монау).

Второй структурный этаж сложен менее дислоцированными морскими терригенными образованиями мощностью свыше 7000 м (уктурская, ларгасинская, удоминская свиты), слагающими южную большую часть зоны.

Слабее развит третий структурный комплекс, представленный вулканогенными образованиями среднего и кислого состава, образующими небольшие поля слабо дислоцированных порфиров, кварцевых порфиров и их туфов, андезитов и дацитов мощностью до 2000 м, тяготеющие к границе с прибрежным вулканогенным (ольгинская, тахобинская, самаргинская свиты).

В зоне интенсивно проявлен поздне меловой и поздне меловой-палеогеновый интрузивный магматизм (бачелазский и бапинский, верхнеудоминский и июльский комплексы), контролируемый разломами сихотэалинского, отчасти монголо-охотского направлений. При этом размер и форма интрузивов, их состав и рудоносность заметно различны для северной и южной частей зоны.

В северной части зоны интрузивов меньше, но они крупнее, сложены гранитами и вытянуты вдоль разломов. В южной части зоны интрузивы более обильны, но отличаются небольшими размерами, изометричной формой и несколько повышенной основностью состава. Граница между этими частями зоны совпадает с поперечной Ботчинской зоной повышенной трещиноватости.

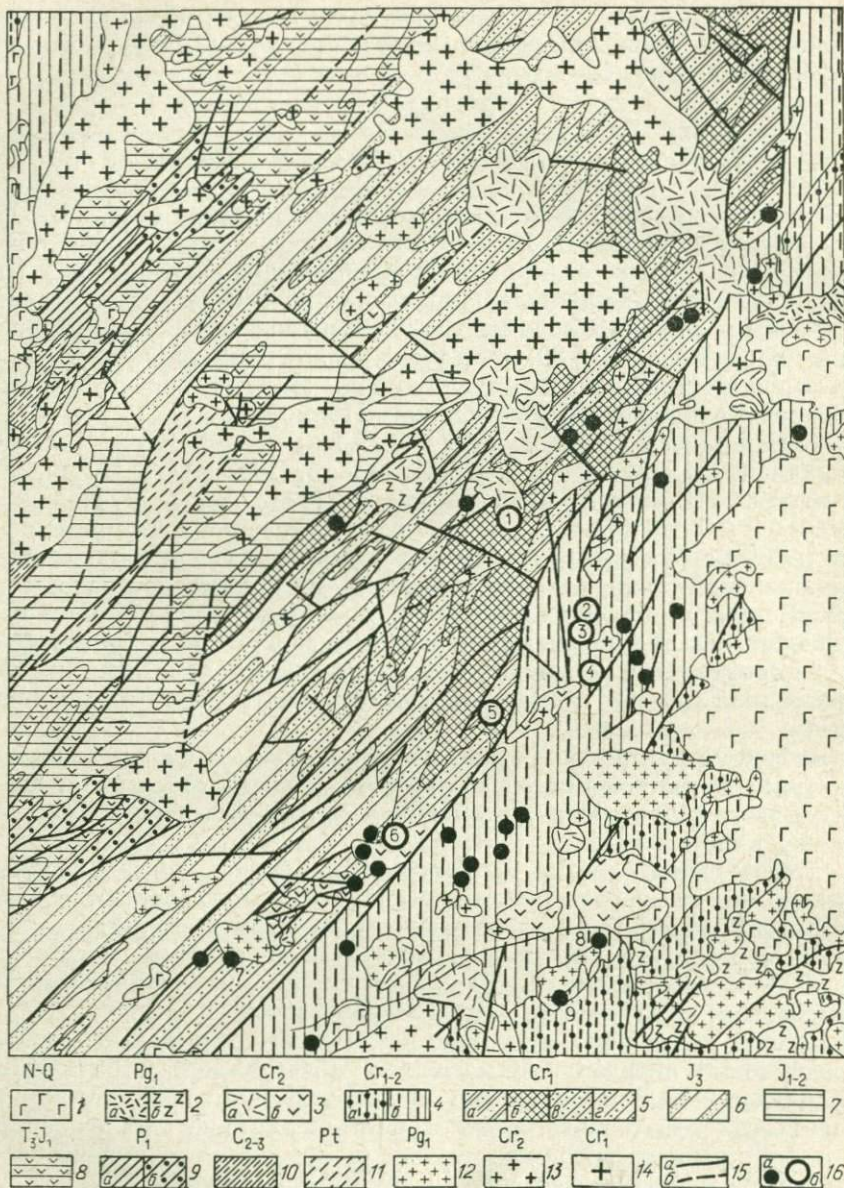


Рис. 25. Схема геологического строения Северо-Сихотэалинской оловянной площади. Составлена по материалам А. В. Палагина, М. В. Мартынюка, Е. Б. Бельтенева, А. А. Головневой, К. М. Худодея, Ю. М. Вдовина, Н. Н. Пагольского, Б. А. Абрамсона, А. Б. Разживина, Я. И. Файна, Г. М. Левитана, М. А. Ахметьева и др.

1 — базальты, долериты и андезит-базальты (совгаванская и кизинская свиты); 2 — а — липариты и их туфы, б — андезиты, дациты, порфириты, туфы (самаргинская свита); 3 — а — кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы (татаркинская свита); б — порфириты, дациты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты (амутская свита); 4 — а — конгломераты, але-

Неодинаков и характер минерализации. Северная часть зоны отличается хлорит-сульфидной оловянной минерализацией, сопровождаемой свинцово-цинковой, отчасти проявлениями молибденового и золотого оруденения. Рудоносность южной части зоны проявлена слабее, что, может быть, объясняется и слабой ее изученностью (в связи с меньшей эрозией площади). Последнее тем более вероятно, что прилегающие районы Южного Приморья (Верхнебикинский) отличаются большей насыщенностью рудопоявлениями олова, вольфрама, молибдена, золота, киновари, свинца и цинка. По формационным признакам оруденения и геологическим условиям его проявления в пределах зоны выделяются несколько рудных районов, рудных зон и узлов.

Мопауская оловорудная зона (37). Занимает северный фланг Коппинской металлогенической зоны, охватывающий верховья рек Бута и Коппи и соответственно площадь развития пород верхов позднелюрско-раннемелового и баррем-раннесенонского структурно-формационных комплексов. Простирается рудной зоны северо-восточное. Протяженность ее от Хунгарийского разлома, ограничивающего ее с северо-востока, до Ботчинского на юго-западе составляет 130 км; с северо-запада и юго-востока зона ограничена также разломами. Ее ширина достигает 40 км. Эта рудоносная площадь именуется также Бута-Коппинским рудным районом. В настоящее время это относительно наиболее изученная часть Коппинской металлогенической зоны.

По материалам А. В. Палагина и М. В. Мартынюка (1967 г.), Мопауская зона сложена позднелюрско-раннемеловыми флишеидными отложениями, отчасти баррем-раннесенонскими терригенными и позднемеловыми и палеогеновыми эффузивами, которые интродуцированы гранитоидами бабинского и июлийского комплексов. Гипабиссальные массивы этих комплексов сопровождаются роговиковыми полями, в которых выделяются околотитризовная биотит-кордиеритовая зона и внешняя зона слабо ороговикованных пород. Близповерхностные интрузивы контактовым метаморфизмом практически

вролиты, туфы, туффиты, порфириты, глинистые сланцы (ларгасинская свита); б — то же и кремнисто-глинистые породы (уктурская свита); 5 — а — алевролиты, песчаники и гравелиты, конгломераты (пиванская свита); б — алевролиты, глинистые сланцы, песчаники (пионерская свита); 6 — песчаники, алевролиты, гравелиты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, известняки (горюнская свита); 7 — нерасчлененные валажнинские отложения; 8 — песчаники и алевролиты, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, спилиты, диабазы, известняки; 9 — глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, алевролиты (хунгарийская свита); 10 — кремнистые и глинистые сланцы, диабазы, спилиты, песчаники, известняки (джаурская свита); 11 — а — песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, известняки (кафасинская свита); б — кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, известняки (ходийская свита); 12 — диабазовые порфириты, спилиты, кремнистые сланцы, филлиты, алевролиты (джокемийская свита); 13 — мусковитовые, серицитовые, слюдяно-кварцевые и слюдяно-альбитовые сланцы и филлиты; 14 — граниты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты; 15 — граниты и гранит-порфиры, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, монцитониты и кварцевые монцитониты, диориты и габбро-диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты; 16 — граниты высокоглиноземистые, адамеллиты, гранит-порфиры, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты и диориты, диоритовые порфириты 17 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 18 — рудопроявления (а) и месторождения (б): Мопау (1), Руднинское (2), Таусинское (3), Налекда (Сакай-Багу) (4), Пионерское (5), Уджакинское (6), Яно-Яни (7), ключа Ольхового (8), высота 1176 (9)

не сопровождаются. Как отмечают А. В. Палагин и М. В. Мартынюк, продукты контактового метаморфизма гипабиссальных интрузивов одинаковы для всех комплексов. Различия заключаются лишь в биотитизации, которая наиболее характерна для молодых комплексов. При этом она почти не затрагивает гранитов; она сопровождает контактовые ореолы и вместе с ними, распространяясь на большие площади, предшествует постмагматической минерализации. Биотитизацией объясняются некоторые магнитные аномалии, совпадающие с надинтрузивными криптобатолитовыми ареалами, в связи с чем биотитизацию следует рассматривать в качестве прямого поскowego признака.

Гидротермальные изменения пород сопровождают преимущественно малоглубинные интрузивные комплексы и особенно иолийский. Эти изменения представлены: 1) грейзенизацией, сопровождаемой высокотемпературной минерализацией олова, вольфрама и висмута; 2) турмалинизацией, хлоритизацией и актинолитизацией, проявляющимися в форме вкрапленности, кварц-турмалиновых, кварц-хлоритовых и актинолитовых прожилков, метасоматических зон окварцевания, турмалинизации и окварцевания в мощных зонах дробления. Последние всегда сопровождаются повышенным содержанием олова, вольфрама и других рудных элементов и представляют собой рудоносные зоны. А. В. Палагин и М. В. Мартынюк отмечают частую приуроченность оруденения к трещинам и трещинным зонам, радиально ориентированным по отношению к массивам гранитоидов. Сопоставляя характеризующую рудную зону с Арму-Иманским рудным районом Южного Приморья, они дают высокую оценку ее перспектив.

Зона включает ценные по типовым особенностям рудопроявления и месторождения олова, выдвигающие ее в разряд наиболее перспективных рудоносных структур. Среди известных месторождений и рудопроявлений, которых насчитывается около 30, грубо можно выделить три главных типа: грейзеновый, касситерит-хлорит-турмалиновый и касситерит-кварц-пирротин-арсенопиритовый, принадлежащие, соответственно, касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формациям.

Среди представителей касситерит-кварцевой формации известны рудопроявления: Болойкинское, Судулюнэ, Сисинку, Муни и другие, однако они не заслуживают внимания. Эти рудопроявления располагаются либо в гранитах, либо в непосредственной близости от них и представлены сетью варцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков в грейзенах и сетчатых прожилков в зонах дробления среди ороговикованных пород. Их состав: кварц, мусковит, реже топаз и флюорит, вольфрамит, шеелит и касситерит, реже молибденит и висмутин, пирит, халькопирит и др.

Проявления оловянного оруденения касситерит-силикатной формации распространены значительно шире. Из относительно более крупных объектов отметим месторождение Сакай-Бапу (Надежда), относящееся к хлорит-турмалиновому типу. Проявления этого типа оруденения располагаются в ороговикованных осадочных породах,

реже в эффузивах, сравнительно близко от гранитных массивов в их криптобатолитовых ареалах. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления, окварцевания, серицитизации, хлоритизации и турмалинизации, содержащие кварцевые жилы или участки прожилкового окварцевания; иногда они представляются как брекчии с кварц-хлорит-турмалиновым цементом. Их протяженность достигает 1—2 км, а мощность — нескольких метров.

Наиболее распространенным и достаточно перспективным представляется кварц-касситерит-сульфидный тип оруденения, соответствующий арсенопирит-пирротиновому и галенит-сфалеритовому типам классификации Е. А. Радкевич (1956). Его проявления располагаются вне связи с интрузивными массивами полийского комплекса и ареалов контактово-метаморфизованных пород, среди осадочных пород, реже эффузивов и гранитов бабинского комплекса, сопровождающихся лишь слабым окolorудным окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией.

Рудные тела представляют собой крупные минерализованные зоны дробления протяженностью до 3—6 км и мощностью от 5 до 30 м. В их строении принимают участие кварцевые и кварц-сульфидные жилы, несущие основную рудную минерализацию, а также кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые метасоматиты. Рудоносные зоны сопровождаются дайками диоритового и диабазового состава. Представителями этого типа являются месторождения Таусинское, Пионерское, Уджакинское, Мопау и ряд рудопроявлений. Все они рассредоточены в северной и южной частях Мопауской зоны, условно именуемых нами узлами — Мопауским и Бюленейским.

Мопауский рудный узел представляет наибольший интерес. Площадь узла охватывает верховье бассейна р. Бута. Она сложена в основном флишoidными отложениями юрско-мелового формационного комплекса и совпадает с участком повышенной «проницаемости», обусловленной сочетанием близширотных разломов (Джегдаминского и Мопауского и др.) со структурами сихотэалинского направления. В связи с этим в пределах узла, наряду с доминирующей оловянной, проявляется также слабая золотая минерализация (рудопроявление «Золотой ключик»); имеются единичные слабо изученные проявления молибдена, вольфрама и сурьмы. Наиболее представительны Мопауское месторождение, Пионерское, Надежда и Таусинское.

Мопауское месторождение, по данным Н. И. Познякова (1954 г.), В. К. Финашина (1955 г.), Е. А. Балуева (1963 г.), А. В. Палагина (1963 г.), Н. С. Деревянко (1970 г.), располагается в верховьях одноименной реки (левый приток р. Бута), бассейн которой сложен терригенно-флишoidными образованиями пионерской свиты (ранний мел) и кислыми вулканитами верхнего мела, интродуцированными позднемеловыми и палеогеновыми гранитами, дайками порфириров, фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров (см. рис. 25). Эффузивные образования сопровождаются жерловыми фациями.

Месторождение приурочено к структуре вулканического аппарата, локализуется среди эффузивов. Его площадь слагают: кварцевые порфиры, их ксенолавобрекции и лавобрекции фельзитов, прорванные экструзиями и дайками фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Рудовмещающими являются зоны дробления, группирующиеся в три полосы длиной от 500 до 950 м и залегающие среди фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Ширина зон варьирует от 70 до 200 м; простираение северо-восточное, падение крутое, морфология сложная, контакты нечеткие. Их сопровождают продукты окварцевания, хлоритизации, серицитизации, отчасти карбонатизации. Площадная гидротермальная переработка пород рудного поля очень слабая.

Рудные тела в зонах дробления имеют также нечеткие очертания. Они представляют собой линзовидные участки интенсивно гидротермально измененных пород и по существу являются кварц-серицитовыми метасоматитами. Их сопровождает тонковкрапленная и наложенная тонкопрожилковая минерализация касситерит-кварц-полевошпатового, кварц-касситерит-серицитового и флюоритового, кварц-касситерит-хлоритового и кварц-касситерит-арсенопирит-хлоритового состава. Мощность прожилков колеблется от волосовидных до 0,5 см (иногда до 5—10 см). Их густота достигает 7—10 на 1 м поперечного сечения рудного тела, но иногда они оказываются сближенными и образуют богатые по содержанию олова, но очень сложные по строению и форме рудные участки.

Протяженность рудных тел более 400 м, а мощность — десятки метров, при среднем содержании олова порядка 0,3%. Наряду с этим имеются и более крупные штокверковые участки мощностью до 100 м и с промышленным содержанием олова. Таким образом, в грубых чертах на месторождении выделяются две стадии (и два типа) оруденения: метасоматическая и прожилковая, разделенные послегранитовыми дайками диоритовых и диабазовых порфиритов. Для минерализованных зон и заключенных в них рудных тел как метасоматического, так и прожилково-штокверкового типа, характерна нечеткость их границ с вращающимися породами. Это затрудняет изучение месторождения. Имеющиеся предварительные материалы горно-буровых работ характеризуют это месторождение как очень интересный в геологическом плане, но сложный по геометрии объект, оценка которого потребует значительного объема работ.

М е с т о р о ж д е н и е Н а д е ж д а, по материалам А. В. Демина и В. А. Фальковского (1963 г.), Г. А. Тарасова и Р. Д. Печинского (1966 г.), А. В. Палагина (1968 г.), располагается на участке S-образного изгиба — синклинальной складки, сложенной преимущественно песчаниками и алевролитами раннего и низов позднего мела (уктурская и ларгасинская свиты). Породы интродуцированы и метаморфизованы серией небольших гранитоидных штоков и разбиты разломами северо-восточного и близмеридионального направления. Последние контролируют размещение дайковых тел диабазовых и диоритовых порфиритов, а также рудоносные минерализованные

зоны окварцевания, серицитизации, аткинолитизации и хлоритизации.

На участках активного контактового метаморфизма они сопровождаются тонкими прожилками топаз-мусковит-кварцевых грейзенов, иногда с игольчатой вкрапленностью касситерита. Рудоносные зоны имеют изменчивую морфологию и значительную протяженность — от 100 до 2000 м, при мощности от 0,25 до 13 м. Им подчинены участки интенсивно гидротермально измененных пород, разбитых сетью кварцевых жил и прожилков, несущих основную рудную минерализацию. Эти участки представляют собой рудные тела. В их составе присутствуют: кварц, арсенопирит, касситерит, вольфрамит, шеелит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и др. На месторождении выявлено около 8 рудных тел. Их протяженность колеблется от 40 до 500 м, средняя мощность от 0,5 до 1,5 м, а среднее содержание олова достигает 0,3—0,9%.

Проведенные здесь поисково-разведочные работы показали, что при удовлетворительном содержании олова в рудах месторождение обладает небольшими размерами.

Пионерское месторождение располагается по ключу Мутному, правому притоку р. Буты. По материалам Л. С. Штейнберга, А. К. Егорова, Н. Ф. Смирнова, О. С. Богатырева, А. В. Палагина и Ю. В. Рипинского, месторождение располагается в сводовой части антиклинальной складки северо-восточного простирания, сложенной переслаиванием алевролитов и песчаников пионерской свиты, а местами средне- и крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами уктурской свиты. Месторождение располагается вдали от интрузий; его породы не несут следов контактового метаморфизма; они разбиты широкой зоной разломов того же северо-восточного простирания — это главная рудоконтролирующая структура. В ней выявлено семь рудоносных минерализованных зон, протяженность их 3500 м, мощность до 30 м.

Морфология зон очень сложная. Наиболее протяженная из них — зона Пионерская, длина которой достигает 3650 м и мощность до 13 м. Остальные зоны (Вторая, Неожиданная, Промежуточная, Ближняя, Кулисная) кулисно располагаются в направлении, в общем параллельном Пионерской зоне, отличаются меньшей протяженностью, хотя мощность их на отдельных участках значительна.

Оруденение в зонах связано с прожилковым окварцеванием, которое является основным типом гидротермального изменения пород. Иногда в осевых частях зон наряду с прожилками располагаются кварцевые жилы и линзовидные тела брекчий, сцементированные кварцем. Интервалы зон и участки развития кварцевых жил, окварцованных брекчий и тонкопрожилковых образований в алевролитах представляют собой рудные тела. На месторождении выявлено более трех десятков таких рудных тел. Их протяженность колеблется от 40 до 300 м, мощность — от 0,6 до 3,7 м, а содержание олова — от 0,30 до 1,07%. В составе рудных тел присутствуют: касситерит, арсенопирит, вольфрамит, пирротин, халькопирит,

галенит, сфалерит и др. Около 7% олова представлено сульфидной формой.

Таусинское месторождение располагается в 10 км севернее месторождения Надежда, по одноименному ключу в истоках р. Бута. Его площадь слагают терригенные, кремнисто-терригенные и мергелистые породы уктурской свиты, перекрытые конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами ларгасинской свиты. Подобно Пионерскому месторождению вмещающие его породы никаких контактовых изменений не обнаруживают; отмечается лишь слабое окварцевание, серицитизация и хлоритизация вблизи рудоносных зон. Последние имеют близмеридиональное (север-северо-восточное) простирание и, вероятно, следуют вдоль нарушений, оперяющих разломы субмеридионального направления.

Строение рудоносных зон менее сложное, чем на Пионерском месторождении, хотя они также сопровождаются апофизами. На месторождении выявлено три зоны: Лимонитовая, Кварцевая и Таусинская. Лимонитовая самая крупная, ее длина составляет 2280 м, мощность от 0,4 до 9 м. Вмещающие породы в основном лишь окварцованы. Характерно, что прожилковое окварцевание развивается в основном лишь в алевролитах. В составе минерализованных зон: брекчии, сцементированные кварцем, кварцевые метасоматиты и окварцованные песчаники, иногда лимонитизированные породы и измененные диабазовые порфириды. Все эти образования обрамлены «чехлом» брекчированных и рассланцованных пород, сопровождающихся сетью кварцевых и кварц-лимонитовых прожилков. Ввиду этого геологические границы рудоносных зон нечеткие.

Рудная минерализация приурочена главным образом к брекчиям. В рудоотложении намечается несколько стадий: кварц-арсенопирит-касситеритовая, сульфидная, кварцевая и карбонатная. Самая продуктивная первая стадия; во вторую отлагались пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, марказит, станнин. На месторождении выделено свыше 10 рудных интервалов (рудных тел), в том числе шесть в зоне Лимонитовой. Их длина колеблется от 27 до 350 м, средняя мощность от 0,9 до 2,11 м, а среднее содержание олова от —0,29 до 0,85%. По данным фазового анализа, в рудах месторождения не менее 90% олова представлено окисной минеральной формой.

В 1 км севернее Таусинского располагается Руднинское месторождение. По существу оно представляет собой продолжение Таусинского месторождения, и вмещающие их породы аналогичны. Они здесь также нарушены разломами близмеридионального и близширотного направлений, которые сопровождаются зонами дробления и минерализацией. Однако, в отличие от Таусинского месторождения, породы интродуцированы небольшим штоком позднемеловых диоритов, обуславливающих ореол контактовых изменений в зоне до 300—500 м. На месторождении выявлены две рудоносные зоны: Верхняя и Хлоритовая. Морфология зон сложная; иногда они имеют форму «конского хвоста». Строение зон аналогично зонам

Таусинского месторождения. Протяженность зон до 2700 м, мощность до 28 м. Оловоносны в зоне все породы, однако наиболее оруденелыми оказываются брекчированные породы. В составе оруденелых участков зон присутствуют: касситерит, пирротин, пирит, ильменит, галенит, арсенопирит, сфалерит, гематит, аргентит, магнетит, халькопирит, золото и вторичные минералы. Рудные интервалы характеризуемых зон (рудные тела) достигают 242 м в длину и до 2,3 м мощности, при среднем содержании в них олова 0,32—0,45%. По данным фазового анализа, 89,6% олова в рудах представлено окисной формой.

В южной части зоны Мопау — на площади Бюленейского рудного узла рудопроявления заключены в треугольный блок, ограниченный разломами север-северо-восточного, северо-западного и северо-восточного направлений. Площадь узла охватывает бассейн р. Бюленей (приток р. Кюппи) и р. Уджаки (правый приток р. Анюй) и сложена валакжинскими и баррем-альбскими терригенными осадками и позднемеловыми эффузивами, интродуцированными небольшими телами позднемеловых и раннепалеогеновых гранитоидов. На этой площади особенно среди терригенных и вулканогенных пород имеются довольно многочисленные проявления минерализации кварц-хлоритового, хлорит- и турмалин-сульфидного типов, в форме минерализованных зон дробления, окварцевания, хлоритизации, турмалинизации и сульфидизации (рудопроявления Яко-Яни, Волочаевское, Ночное, ключей Кварцевого, Большого, Длинного, Ивановского и др.).

Характерным их представителем является Уджакинское месторождение. Месторождение выявлено работами А. К. Егорова (1964) и Н. Ф. Смирнова (1965 г.). По материалам В. П. Палагина (1967 г.), Г. А. Ткаченко (1970 г.) и других, площадь месторождения сложена позднемеловыми андезитами, андезито-дацитами и дацитами больбинской свиты, несогласно залегающими на позднеюрских и раннемеловых, преимущественно терригенных образованиях. Это сближает его с Мопауским месторождением, расположенным в северной части характеризуемой зоны. Породы разбиты разломами близмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, контролирующими размещение дайковых тел андезитов, фельзитов, диоритовых и диабазовых порфиритов.

В полосе нарушений северо-восточного простирания длиной до 1400 м выявлен ряд кулисно располагающихся зон дробления и минерализации, сопровождаемых многочисленными апофизами. Главнейшие из них — Центральная, Северная, Трояна и др. Протяженность зон варьирует от 130 до 725 м, при средней мощности около 10 м. Зонам дробления подчинены рудоносные тела серицит-кварцевых метасоматитов, кварцевых жил и прожилков, несущих вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение, представленное касситеритом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, станнином, иногда сфалеритом и богатыми охрами.

В составе рудоносных метасоматитов содержание кварца достигает 40—50%, а иногда и 80—90%. При этом кварцевые жилы располагаются в осевой части тел метасоматитов и облекаются чехлом серицит-кварцевых агрегатов. Образование оловоносных метасоматитов происходит на фоне площадной биотитизации и хлоритизации вмещающих пород; околорудные породы изменены очень слабо. Всего выявлено свыше 10 тел рудоносных метасоматитов. Морфология их сложная; протяженность тел колеблется от 40 до 480 м, а мощность достигает более 2 м (в среднем 1,5 м); содержание олова колеблется от 0,4 до 1,46%.

Месторождение изучено только с поверхности. Его благоприятные особенности позволяют рекомендовать постановку более детальных работ и прежде всего изучение месторождения на глубину.

Оригинальные структурные особенности рудопроявления Яко-Яни. По данным Л. Н. Серебрякова, оно локализуется среди валанинских осадочных флишoidов, частично среди интрузирующих их гранитоидов иолийского комплекса. Последние окружены роговиковыми ареалами шириной до 2 км. Непосредственно у контакта располагаются биотитовые и кордиеритовые роговики шириной 450—800 м, которые с удалением от массива сменяются ороговикованными породами. Минерализованные рудоносные зоны дробления располагаются в эндо- и экзоконтакте массива гранитоидов. При этом максимальная степень гидротермальных изменений наблюдается в зонах дробления, располагающихся по радиальным трещинам, идущим от интрузива (зоны Центральная, Копшинская, Гранитная), т. е. они начинаются в интрузиве и проходят в роговики. При этом в интрузиве они сложены грейзенизированными и окварцованными гранитоидами, пересеченными кварцевыми и кварц-турмалиновыми прожилками; в зоне контакта — кварц-серицитовыми метасоматитами (вплоть до монокварцитов), разбитыми густой сетью тех же прожилков, а в экзоконтактной зоне представлены кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, с которыми связана сульфидная минерализация.

Зоны, удаленные от интрузива (Западная, Яко-Янинская, Конгломератовая), располагаются на границе роговиков и ороговикованных пород; они сложены кварц-серицитовыми метасоматитами, рассеянными кварцевыми прожилками. А зоны, еще более удаленные от интрузива и залегающие среди слабо ороговикованных пород (Малютка, Сульфидная), сложены тонкими кварцевыми прожилками, сопровождающимися интенсивной сульфидной минерализацией, кварцево-сульфидными жилами, а также обособлениями сплошных сульфидных руд, сложенных арсенопиритом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами.

Таким образом, состав и типовые особенности минерализованных зон характеризуемого рудопроявления, проявляя зависимость от степени удаленности от интрузива гранитоидов, приводят к зональному их расположению, при котором выделяются зоны: внутриинтрузивная касситерит-грейзеновая, близинтрузивная кварц-серицит-

турмалиновая и внеинтрузивная касситерит-сульфидной минерализации. Последняя наиболее благоприятна. Простираение рудоносных зон северо-восточное; протяженность колеблется от 800 до 1000 м, мощность от 2 до 7 м (иногда более). Содержание олова неравномерное: от сотых долей процента в гранитоидах до 0,3 и более процента во внеинтрузивных зонах.

Коппинский район комплексной минерализации (38). Юго-восточнее Мопанской зоны, примыкая к Бюленейскому узлу по Катэн-Коппинскому разлому, располагается Коппинский рудоносный район (см. рис. 25). С юга и севера он ограничивается поперечными зонами разломов (Верхнекоппинской и Мопанской), а с востока — западной кромкой Прибрежного вулканогенного пояса. Площадь района охватывает среднее течение р. Коппи и составляет около 3000 км². По данным Н. Н. Пагольского (1953 г., 1958 г.), М. А. Ахметьева (1962 г.), Л. Н. Серебрякова (1965 г.), М. В. Чеботарева, С. Ф. Усенко и др. (1965 г.), А. В. Палагина, М. В. Мартынюка и др. (1967 г.), она сложена баррем-раннесенонскими и сеноман-туронскими терригенными вулканогенно-терригенными и кремнистыми породами уктурской и ларгасинской свиты. Их перекрывают небольшие разрозненные поля позднемиоценовых и палеогеновых вулканитов среднего и кислого состава. И те и другие интродуцированы гранитами полийского комплекса.

В районе имеются проявления молибденовой, свинцово-цинковой и оловянной минерализации. Рудопроявления тяготеют к Бяполинскому гранитному массиву и располагаются как непосредственно в гранитах, так и в экзоконтактовой зоне массива, вблизи мелких интрузивных выходов. Оловянная минерализация должным образом еще не изучена и ее проявления малочисленны, хотя И. А. Плотников (1953 г.) отмечает значительную роль оловоносности в этом районе; им высказано предположение о приуроченности оруденения к северо-восточному тектоническому нарушению, параллельному зоне Катэн-Коппинского разлома и проходящему через бассейны рек Коппи и Дю. Здесь среди поля палеоценовых гранит-порфиров бассейна р. Инды известны свалы кварцевых жил с грейзенизированными зальбандами и вкрапленностью касситерита, топаза и флюорита.

В южной части района, в приустьевой части р. Джаусы, среди терригенных пород известны зоны турмалинизации, хлоритизации и лимонитизации мощностью до 30 м, которые могут представлять интерес в отношении оловоносности. Судя по интенсивной лимонитизации, в составе минерализованных зон существенную роль играли сульфиды. Молибденовая минерализация подчинена северо-восточным и близмеридиональным сравнительно маломощным минерализованным зонам дробления и кварцево-грейзеновым прожилковым зонам и реже — молибденит-кварцевым прожилкам в гранитах и песчаниках экзоконтактовой зоны палеогеновых гранитов.

В минеральном составе этих образований, наряду с молибденитом, присутствуют арсенопирит, халькопирит, пирит, галенит,

сфалерит и флюорит, образующие гнездовую вкрапленность в породах, кварцевых жилах и прожилках. Оруденение сопровождается окварцеванием, серицитизацией и каолинизацией вмещающих пород. Этот тип оруденения представлен рудопроявлениями ключа Ольхового, высоты 1176,4 м и другими (А. А. Головнева, 1952 г.; И. А. Плотников, 1953 г.; Л. Г. Шилькер, 1954 г.).

В районе имеются зоны рудоносных пропилитов того же направления, связанные со средними эффузивами, ассоциирующими с мелкими телами гранитоидов. Ширина зон достигает 6 м, а протяженность 400 м. В них обособляются кварц-эпидотовые линзы (размером 1×10 м), несущие халькопирит, галенит, сфалерит, пирит. Содержание свинца достигает 6,25%; присутствует молибден.

Копшинский район изучен очень слабо. Первоочередная задача — крупномасштабное геологическое картирование восточной его части в сопровождении комплекса поисковых работ.

Кукшинский оловоносный район (39). Специальному изучению также не подвергался. По данным Н. Н. Пагольского (1953 г.), В. Е. Проскурникова (1955 г.) и Б. Г. Матвеева (1964—1965 гг.), район охватывает бассейны Кукши и истоков Джаусы, располагается южнее Копшинского и граничит с ним по Верхнекопшинской зоне разломов. Будучи близким к нему по геологической обстановке, Кукшинский район, тем не менее, отличается своей рудоносностью. Как и Мопаская рудная зона, это существенно оловоносный район с силикатно-сульфидным типом оловянного оруденения. С запада район ограничивается зоной Катэн-Копшинского разлома, а с юга, востока и юго-востока — эффузивами Прибрежного вулканогена и второстепенными разломами.

Площадь района сложена терригенными и туфогенно-осадочными формациями уктурской и ларгасинской свит, дислоцированными в складки северо-восточного простиранья и усложненными продольными и поперечными нарушениями. Выше залегают позднемеловые и раннепалеогеновые кислые и средние эффузивы, образующие второй структурный этаж. Их перекрывают небольшие поля практически недислоцированных неоген-раннеантропогеновых базальтов. Все добазальтовые образования интродуцированы многочисленными штоками и дайками гранитоидов позднемелового (баппинского) и позднемелового-раннепалеогенового (иолийского) комплексов, сопровождающихся ороговикованием и гидротермальными изменениями; к ним тяготеют оловорудные проявления преимущественно турмалин-сульфидного типа, образующие узловые скопления. Последние располагаются как среди терригенных и вулканогенных, так и среди интрузивных пород и слабо еще изучены. Они располагаются в крупных зонах дробления и минерализации (турмалинизации, хлоритизации, пиритизации, окварцевания) в песчано-глинистых отложениях и эффузивных, отчасти интрузивных породах, на участках, изобилующих мелкими телами, пластовыми залежами и дайками разнообразных интрузивных пород — лейкократовых

гранитов, гранодиоритов, диоритов, диоритовых порфиритов и габбро-монцититов.

Простирающиеся зоны северо-восточное и северо-западное, протяженность достигает 1000 м при ширине до 200 м. Степень дробления и минерализации в пределах зон неодинакова. Наиболее интенсивно гидротермальные изменения пород проявляются лишь на отдельных участках, достигающих 500 м в длину и 150 м в ширину. На таких участках различаются: а) кварцитовидные породы с вкрапленностью сульфидов; б) турмалинизированные и сульфидизированные осадочные и изверженные породы; в) кварц-арсенопиритовые прожилковые образования штокерского типа; г) прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение в дайках диорит-порфиров и др. В их составе присутствуют: касситерит, вольфрамит, шеелит, арсенопирит, пирит, пирротин, висмутит и нередко обильные лимонитовые охры. Содержание олова в минерализованных породах достигает 0,37%, а на участках интенсивной лимонитизации до 3%, свинца и цинка до 1%, меди до 0,3%. В арсенопирите и пирротине почти повсеместно устанавливается присутствие золота.

Наиболее представительны два рудопроявления — Кукшинское и Великан (Н. Н. Пагольский, В. Е. Проскурников, В. Г. Матвеев).

Кукшинское рудопроявление представляет собой значительный участок площади на водоразделе рек Бо-Джаусы и Кукиши с проявлениями: кварц-арсенопиритовых жил и прожилковых зон, прожилково-вкрапленных зон в диоритовых порфиритах, зон турмалинизации и сульфидной минерализации и зон лимонитизированных брекчий среди кварцитов.

Рудопроявление располагается на западном крыле антиклинали, сложенной песчаниками и алевролитами уктурской свиты, интродуцированных и ороговикованных многочисленными штоками, дайками и пластовыми телами гранит-порфиров и кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов. Впоследствии в этих породах образовались зоны повышенной трещиноватости и брекчий, локализовавшие гидротермальные изменения (окварцевание, турмалинизацию, хлоритизацию, серицитизацию, эпидотизацию) и рудную минерализацию (вольфрамит, касситерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит). Содержание олова, свинца и меди до 1% каждого; присутствует золото в количестве до 0,01 г/т.

Рудопроявление Великан располагается в экзо-контакте палеогеновых гранитов, интродуцирующих эффузивы амутской и ольгинской свит. Последние ороговикованы, серицитизированы, рассечены густой сетью маломощных прожилков и жил кварцевого, кварц-турмалинового, кварц-хлоритового и хлоритового состава. Рудная минерализация представлена касситеритом, арсенопиритом, пиритом и обильными охрами. Содержание олова достигает 0,1%, меди и цинка 0,03%, свинца 0,5%. Район представляется перспективным для поисков оловорудных месторождений благоприятного генетического типа и заслуживает постановки крупно-

масштабных поисково-съёмочных работ, а также детального поисково-разведочного изучения участков с выявленным оруденением.

Верхнесукпайский район олово-вольфрамовой и молибденовой минерализации (40). Северной рамкой район непосредственно примыкает к Кукшинскому району и, вытягиваясь в юго-западном направлении, охватывает бассейн рек Сукпай и ее левого притока Татему площадью около 6000 км². Его северо-западной границей служит зона Катэн-Коппинского разлома, южной — близширотная зона Гвасюгинского разлома; с северо-востока район окаймляется вулканитами Прибрежного вулканогена. Степень геологической изученности и опоскованности района низкая. По данным Б. Я. Абрамсона (1951 г.), Э. П. Изоха и др. (1954 г.), Г. В. Золотухина (1954 г., 1957 г.) и др., геологическая обстановка района близка Кукшинскому.

В строении района принимают участие два структурных комплекса: баррем-раннесенонский, терригенный и туфогенно-осадочный и позднемеловой-палеогеновый — вулканогенный. И тот и другой интродуцированы небольшими телами и дайками позднемеловых-раннепалеогеновых гранитоидов иолийского комплекса. Однако, несмотря на близость к Кукшинскому району и схожесть геологической обстановки, сведения о рудоносности района очень скудны. Здесь известны большей частью шлиховые ореолы касситерита и вольфрамита и несколько точек минерализации по рр. Дагды и Дугло. Последние представлены или обломками гидротермально измененных песчаников (в аллювии), пронизанных прожилками кварца с вкрапленностью касситерита, или дельювиальными свалами гранитов с пленками молибденита вдоль тонких трещин. И только у южной кромки района, около близширотного Гвасюгинского разлома, на границе с Приморским краем, по данным Э. П. Изоха и других, имеются рудопроявления силикатно-сульфидного типа, аналогичные Верхнебикинскому рудному району Приморья.

Одно из них (рудопроявление Сихотэ) располагается в контактовой зоне небольшого массива гранитоидов, интродуцирующих песчано-сланцевые породы, и представлено зонами грейзенизированных, турмалинизированных и хлоритизированных песчаников и алевролитов, содержащих шеелит, молибденит, касситерит, висмутин, флюорит, топаз и вольфрамит.

Другое рудопроявление (Адинское) располагается в близкой геологической обстановке, но за пределами границ Хабаровского края. Оно локализуется в зонах дробления среди кислых эффузивов, интродуцированных теми же гранитоидами, подвергшихся окварцеванию и грейзенизации, турмалинизации, хлоритизации и альбитизации. Простираение зон северо-западное. В их составе: касситерит, деревянистое олово, шеелит, вольфрамит, молибденит, арсенопирит, пирит, цирротин, золото, висмутин, галенит, сфалерит. Содержание олова, вольфрама и висмута в зонах достигает 1%. Присутствуют также свинец, цинк и др.

Рудопроявления и шлиховые ореолы располагаются в восточной

части района, где наиболее интенсивно проявлены интрузии гранитоидов, тесно ассоциирующие с эффузивами.

Верхнекатэнский район олово-вольфрамовой и золотой минерализации (41). Примыкает к относительно более изученному Верхнебикинскому району, расположенному на территории Приморского края. Однако геологические особенности и известные проявления минерализации, сближающие его с Верхнебикинским районом, выдвигают его в число районов, заслуживающих изучения. По данным Л. М. Саялиной (1952 г.) и Т. О. Забокрицкого (1953 г.) и др., район сложен в основном туфогенно-осадочными и терригенными породами баррем-альбского и сеноман-туронского ярусов, кое-где перекрытыми позднемеловыми и палеоценовыми эффузивами, интродуцированными сенон-датскими и палеоценовыми гранитоидами.

Северо-западная граница района — та же зона Катэн-Коппинского разлома. С востока район ограничивается западной кромкой базальтовых покровов Прибрежного вулканогена, а с севера — Гвасюгинской зоной повышенной трещиноватости. Южная, притом значительно большая часть района выходит за пределы Хабаровского края, в рамках последнего находится лишь небольшая площадь размером около 1200 км².

Район слабо изучен. На его площади известно несколько рудопроявлений, локализованных вне интрузивных массивов. Это зоны типа штокверков среди терригенных контактово- и гидротермально-метаморфизованных меловых образований (окварцованных, грейзенизированных, серицитизированных и хлоритизированных). По данным Э. П. Изоха и других, зоны прослеживаются в северо-западном (секущем по отношению к складчатым структурам) направлении до 1,2 км в длину при ширине до 0,5 км. Они нарушены послерудными продольными разломами, контролирующими размещение послерудных даек кислого и среднего состава. В штокверковых зонах обособляются «рудные тела» длиной до 130 м и мощностью 6 м, имеющие зональное строение. В осевой части тел располагаются преимущественно кварц-мусковитовые и кварц-редкометалльные прожилки с вольфрамитом и касситеритом, а в периферических частях — кварц-хлоритовые и сульфидно-флюоритовые. Из рудных минералов в прожилках присутствуют: молибденит, вольфрамит, касситерит, шеелит, базовисмутин, арсенопирит, пирит и др.

В районе имеются также рудопроявления хлорит-сульфидного типа, представляющие собой минерализованные зоны дробления мощностью до 3 м. Они простираются в северо-западном направлении и секут вмещающие породы, прорванные дорудными дайками спессартитов и диоритовых порфириров. Вмещающие породы окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы. Из рудных минералов присутствуют: касситерит, пиррит, пирротин, шеелит, базовисмутит, гематит, сфалерит, иногда золото. Содержание олова в зонах, по данным единичных проб, достигает 0,3%.

Особенности геологического строения и рудоносности Верхнекатэнского района позволяют рекомендовать на его площади постановку

крупномасштабного геологического картирования и поисков, в первую очередь на участках известных рудопроявлений.

Рудные районы Коппинской металлогенической зоны заслуживают самого пристального внимания. Эта зона служит непосредственным продолжением Главной, наиболее продуктивной оловоносной металлогенической зоны Приморья. Она изучена очень неравномерно и в целом совершенно недостаточно.

Подавляющая часть оловянных месторождений и рудопроявлений зоны относится к касситерит-сульфидной формации и пространственно тяготеет к сочленению валанжинских и баррем-альбских отложений (см. рис. 25). Однако, располагаясь в единой зоне меловой складчатости, в типовом отношении они неодинаковы. Последнее, как показывают фактические данные, зависит от того, в каком из ярусов зоны располагается то или иное месторождение или рудопроявление: в валанжинском — терригенно-флишoidном, баррем-раннесенонском — туфогенно-осадочном или позднесенон-палеоценовом — эффузивном. Каждому из этих ярусов присущ свой состав, характер и степень дислоцированности, сказавшиеся и на структурно-морфологических особенностях сформированных в них месторождений.

В связи с этим рудопроявления и месторождения северной части зоны, относительно более изученной, можно разделить на три группы: 1) месторождения типа Пионерского, располагающиеся в относительно более дислоцированных флишoidах валанжина (первый ярус); 2) месторождения типа Таусинского и Руднинского, залегающие среди баррем-раннесенонских терригенных и туфогенно-терригенных слабее дислоцированных и явно регрессивных образований позднегеосинклинальной стадии развития мезозой (второй ярус), и 3) месторождения типа Монау, представляющего специфическую группу месторождений, локализованных в субаэральных вулканитах третьего яруса.

Неодинаковое «стратиграфическое» положение месторождений, а следовательно, и фациально-структурная обстановка их формирования в заметной мере отразились на морфоструктурных особенностях и особенностях вещественного состава месторождений.

Месторождения первой группы располагаются в породах относительно небольшой дислоцированности и неоднородности разреза, которые благоприятствовали формированию протяженных и сложных по строению рудовмещающих зон, согласных с простиранием вмещающих их складчатых образований; эти месторождения относятся к арсенопирит-пирротинovому типу касситерит-сульфидной формации и во многом напоминают месторождения Арму-Иманского района в Приморье (Дальнетаежное, Ноябрьское и др.), располагающиеся в аналогичной геологической обстановке.

Месторождения второй группы располагаются в сравнительно однородных слабее дислоцированных, преимущественно песчанико-алевролитовых и аргиллитовидных породах. Эта литолого-структурная обстановка, по-видимому, не способствовала формированию много-

численных хорошо проработанных и сложных по строению рудолокализирующих зон дробления. Рудные зоны этой группы месторождений имеют близкое к меридиональному простирание, т. е. под заметно большим углом секут складчатые структуры, их размеры меньше, а строение и общий структурный рисунок в плане значительно проще. По минеральному составу они тяготеют в основном к свинцово-цинковому типу касситерит-сульфидной формации.

Месторождения третьей группы, залегающие среди практически недислоцированных вулканитов, обладают рядом специфических особенностей и, по-видимому, представляют особый класс месторождений. Они не выходят за пределы площади эффузивных образований. Их рудные поля сопровождаются всевозможными лавобрекчиями и обильным комплексом дайковых образований, обладают менее выраженными линейными рудолокализирующими структурами, а иногда представляют явные вулканические аппараты, отличающиеся, по-видимому, значительной глубиной.

Из приведенной краткой характеристики типов месторождений вытекает характерная тенденция в эволюции структурных особенностей рассмотренных месторождений: от крупных четко выраженных и сложно построенных линейных форм для месторождений, локализуемых в нижнем структурном ярусе, через сравнительно простые линейные структуры, характерные для среднего яруса, до более или менее изометричных структур центрального типа (среди которых возможны кольцевые и радиальные) в эффузивах верхнего структурного яруса. Таким образом, роль тектоники очень важна для понимания закономерностей размещения и прогнозирования оловорудных месторождений, а отсюда вытекают и основные задачи исследования месторождений. Это — изучение их структур, формирующихся на основе и в связи со структурами более крупных форм, присущих той или иной из структурно-фациальных зон, вмещающих месторождения.

6. Оловоносность Нижнеамурской золотоносной области

Нижнеамурская золотоносная область представляет собой северную часть Сихотэалинского пояса. В отличие от южной (Северо-Сихотэалинской) она сложена исключительно мезозойскими (юрско-раннемеловыми и позднемеловыми) складчатыми образованиями северо-восточного фланга Горинского синклинория, интродуцированными в основном сенонскими гранитоидами нижнеамурского комплекса, относящимися к гранодиоритовому типу формаций. Западной границей области служит Центрально-Сихотэалинский разлом, имеющий здесь близмеридиональное направление, восточная граница определяется западной кромкой Прибрежного вулканогена. С севера ее ограничивает Охотское море, береговая линия которого, видимо, также следует близширотному направлению разломов, а южная — это линия сочленения с Северо-Сихотэалинской оловоносной областью; она совпадает с близширотной зоной Тумнинского

разлома. Последний представляет собой очень важную структуру: а) за пределы этого разлома не распространяются позднепалеозойские складчатые образования, развитые в южной области пояса; б) по Тумнинскому разлому структуры Сихотэалинского пояса заметно уклоняются от северо-восточного (сихотэалинского) простирания, характерного для южной части пояса, к близмеридиональному (сахалинскому); в) Тумнинский разлом контролирует проявление интрузий гипербазитов, представляя, таким образом, глубинную структуру; г) Тумнинский разлом является контрастной границей, разделяющей области проявления разнородного магматизма и рудности — гранодиоритового в Нижнеамурской золотоносной области и гранодиорит-гранитового в Северо-Сихотэалинской оловянной области.

В геологическом строении Нижнеамурской области принимают участие несколько структурно-стратиграфических комплексов (ярусов): позднеtriasово-юрский терригенно-кремнисто-вулканогенный мощностью от 2000 до 5000 м; позднеюрско-раннемеловой терригенно-флишеидный мощностью около 7000 м; баррем-раннесенонский терригенный и туфогенно-терригенный мощностью до 5000 м и позднесенон-палеогеновый вулканогенный мощностью свыше 600 м, развитый в основном на юге области. Интродуцирующий эти образования нижнеамурский диорит-гранодиоритовый комплекс, отчасти верхнеудоминский гранодиорит-гранитовый, сопровождаются широкими ореолами контактового метаморфизма, золотым, вольфрамовым, сурьмяным, отчасти ртутным и оловянным оруденением, а на участках развития эффузивов — развитием вторичных кварцитов и пропилитов с алунитовой и золото-серебряной минерализацией.

Рудопроявления размещены в области неравномерно. Выделяется до десятка в основном золотоносных районов и зон, объединяемых двумя близмеридиональными металлогеническими зонами — Лимур-Херпучинской и Холанской (М. В. Чеботарев, С. Ф. Усенко, А. Ф. Баранов и др., 1965 г.). Характерные типы минерализации: золото-арсенопиритовый и золото-кварцевый, кварц-карбонатно-сульфидный, кварц-антимонитовый, антимонит-киноварный и кинноварный, тип алунитовых вторичных кварцитов и золотоносных пропилитов.

Наряду с преобладающей золотоносностью в зоне имеются проявления редкометальной минерализации — высокотемпературные кварцевожильные, грейзеновые и штокверковые образования, локализованные в экзо- и эндоконтактных ореолах интрузивных массивов нижнеамурского комплекса. Это молибденовые, молибден-вольфрамовые месторождения и рудопроявления (месторождение Большереченское, рудопроявления мыс. Александра, Мофета, Врангеля) и редкометально-вольфрамовые касситеритсодержащие (месторождение Учаминское, рудопроявления рек Левая Джатка, Большие Битки, кл. Ивановского и др.).

Представителем существенно оловянной минерализации в Нижне-

амурской области является Бичинское олово-вольфрамовое месторождение, расположенное в нижнем течении р. Бичи. Месторождение располагается среди ранне- и позднемеловых терригенных и груботерригенных пород, сопровождаемых туфоконгломератами, туфами и порфиритами, образующими антиклинальную складку северо-восточного простираения. Породы контактово метаморфизованы и прорваны дайками гранит-порфиров, аплитов и спессартитов, контролируемых зонами дробления близмеридионального направления.

По данным Г. А. Петровой (1957 г.), месторождение представляет собой систему кварцевых жил и прожилков типа штокверка, выполняющих трещины отдельности в дайках гранит-порфиров и песчано-сланцевых отложениях. Площадь штокверка 0,2 км². Кварцевые жилы и прожилки сопровождаются грейзеновыми оторочками. Рудные минералы жил и прожилков: касситерит, вольфрамит, редко молибденит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и магнетит. Содержание олова в жилах колеблется от 0,0039 до 0,196%, вольфрама 0,082—0,155%, молибдена до 0,01%.

Близ Бичинского месторождения известны небольшие касситерит-вольфрамитовые аллювиально-делювиальные россыпи по ключам Рудному, Лагерному с содержанием касситерита 200—320 г/м³, вольфрамита 50—60 г/м³. В северной и северо-западной частях площади месторождения выявлены шлиховые ореолы касситерита и редкоземельных минералов, являющиеся частью крупных ореолов, уходящих за пределы площади месторождения.

3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

а. Положение оловоносных областей в системе советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса

Олово наряду с золотом — один из важнейших элементов эндогенной металлогении Приамурья. Вместе эти металлы профилируют и важнейшие отрасли экономики Хабаровского края. Олово, в отличие от золота, предпочитающего большей частью фемическую или близкую к ней среду эвгеосинклинальных зон, связано преимущественно с кислым и умеренно кислым (коровым) магматизмом, развивающимся в областях с мощной сиалической корой. В этой обстановке олово образует преимущественно кислородные формы минеральных образований. Однако оно довольно широко представлено и сульфидными соединениями. В этом проявляется двойственность геохимической природы олова. Ассоциируя с литофильными, халькофильными и сидерофильными элементами, олово обнаруживает многосторонние геохимические связи со многими другими элементами, особенно с рудными — вольфрамом, танталом, ниобием, литием (в высокотемпературных формациях), а также железом, медью, свинцом,

цинком и др. (в более низкотемпературных формациях). Все это приводит к разнообразию формационных и минеральных типов оловорудных проявлений, а также к сложному минеральному и химическому составу руд месторождений.

Главнейшие оловоносные площади Приамурья располагаются на продолжении приморских оловоносных площадей, вместе с которыми они образуют единую Сихотэалинскую оловоносную провинцию (рис. 26).

Исследования последних лет, проведенные Дальневосточным геологическим управлением и научно-исследовательскими учреждениями Министерства геологии и АН СССР (ВСЕГЕИ, ДВГИ, ДВИМС), показали, что главнейшие оловоносные структуры Приамурья располагаются в южных его районах, характеризующихся калиевым характером рудоносных гранитоидов. Установлена также важная особенность структурного развития Приамурья, заключающаяся в том, что формы проявления тектогенеза на ранних и поздних стадиях развития подвижных зон различны и пространственно разобщены. Ранние стадии характеризуются устойчивым прогибанием, слабой дифференциацией тектонических движений и преобладанием сиалического и сиало-фемического литогенеза, слабым магматизмом и эндогенной рудоносностью. На поздних стадиях резко возрастает контрастность тектонических движений, особенно вдоль разломов, происходит устойчивое воздымание, интенсивное разломообразование, формирование сводово-глыбовых структур и активный риолит-гранитоидный магматизм, несущий основной фонд эндогенного оруденения.

При этом зоны проявления начальных стадий тектогенеза занимают более восточное (фронтальное) положение, тогда как зоны проявления поздних стадий «отстают» и располагаются в краевых (западных) геоантиклинальных поднятиях, охватывая при этом и краевые части срединных массивов. Такая тенденция развития приводит к образованию крупных блоково-глыбовых магматогенных структур, являющихся главнейшими рудоносными структурами. Последние тяготеют к срединным массивам и по существу представляют структуры их облекания. Эта закономерность характерна для всех оловоносных провинций и является следствием общности особенностей истории развития подвижных зон и формирования рудоносных структур.

Оловоносные структуры Приамурья, как и аналогичные структуры сопредельных областей (Приморья, Восточного Забайкалья и Северо-Востока) (табл. 9), слагающие внешнюю зону советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, представляют собой продукты развития в основном послегерцинских (киммерийских и альпийских) подвижных систем. Интересно, что все они закладывались на участках повышенной мощности сиалической коры и консолидированных структурах фундамента. Последним являлись либо структуры подвижной платформы (Северо-Восток), либо складчатые зоны байкалид и каледонид (Сихотэ-Алинь и Забайкалье). Это

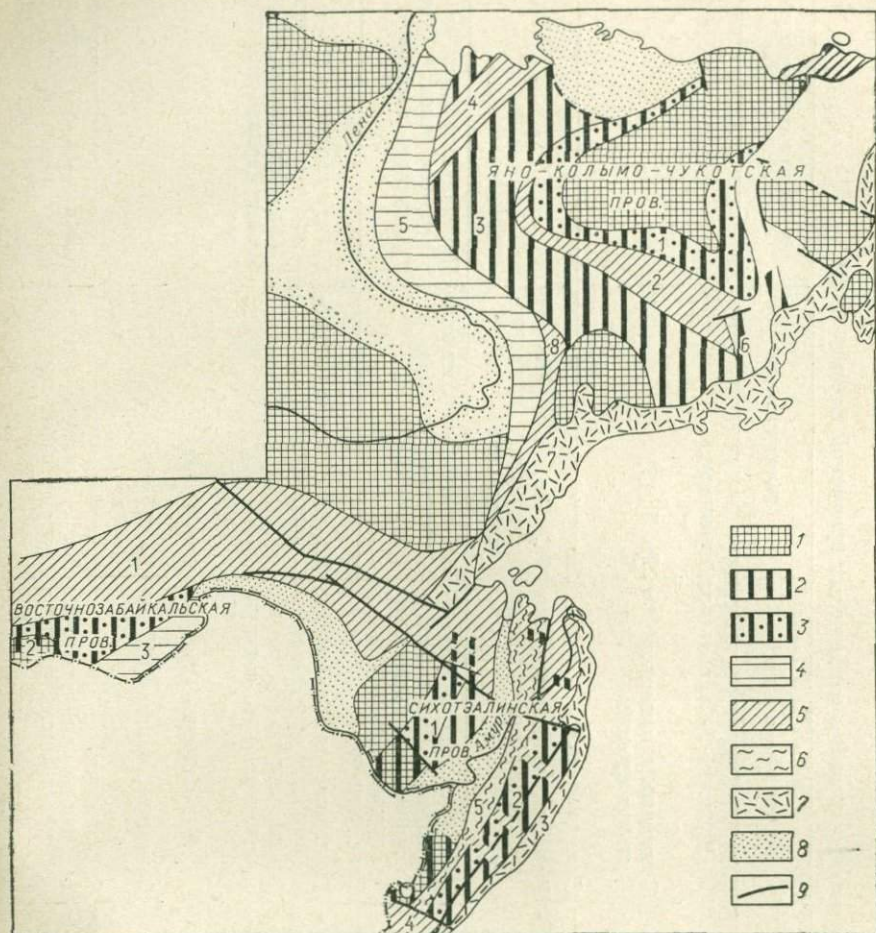


Рис. 26. Положение оловоносных площадей Приамурья в системе структур и оловоносных провинций советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса

1 — Сибирская платформа и срединные массивы. Оловоносные пояса и зоны: 2 — в мезозойских с преобладанием касситерит-силикатного и касситерит-сульфидного оруденения; 3 — в герцинидах с преобладанием олово-вольфрам-редкометалльного (кварцевожильного, отчасти скарнового и метасоматического) оруденения; 4 — зоны полиметаллического оруденения; 5 — золотоносные зоны в складчатых структурах разного возраста; 6 — зоны ртутного и золото-ртутного оруденения в кайнозойских структурах; 7 — позднемезозойско-кайнозойские вулканические пояса; 8 — позднемезозойско-кайнозойские впадины; 9 — главнейшие зоны разломов.

Яно-Колымско-Чукотская оловоносная провинция. Оловоносные пояса (цифры на схеме): Приколымский (1), Яно-Колымский (3), Омсукчанская зона (6); золотоносные структуры: Яно-Индиго-Колымский пояс (2), Куларская (4) и Аллах-Юньская (8) зоны; Западно-верхоянский полиметаллический пояс (5); Охотско-Чукотский вулканогенный золото-серебро-алунит-ртутноносный пояс (7). Восточно-Забайкальская оловоносная провинция. Центрально-Забайкальский оловоносный пояс (2); Пришिल्ковский золотоносный пояс (1); Приаргунский полиметаллический пояс (3). Сихотэалинская оловоносная провинция: Хинганско-Охотский (1) и Сихотэалинский (2) оловоносные пояса, Прибрежный вулканогенный золото-серебро-алунит-полиметаллический пояс (3), Южноприморская золотоносная зона (4), Присихотэалинская ртутноносная зона (5).

Схема строения и развития оловоносных провинций Востока СССР

Стадии	Осадочные и эффузивные формации	Интрузивные комплексы	Минерализация	Рудоносные структуры и их местоположение
Восточно-Забайкальская провинция				
S — C ₁	Терригенно-карбонатные и эффузивно-терригенные	Возможно, основные и ультраосновные	Fe, Ti (?)	
C ₂ — T ₂	Терригенные молассоидные	Складчатость Граниты, гранодиориты и лейкократовые граниты	Fe, Au, Sn, Mo, W скаривая и кварцевожилная	
T ₃ — J ₂	Преимущественно терригенные	Лейкократовые и ультракислые граниты борщевочного, одунчелонского и других комплексов Складчатость	Sn, W пегматитовая, кварцевожилная, грейзеновая	Центральный пояс, на северо-восточном фланге Агинского массива
J ₃ — Cr ₁	Терригенные и грубо-терригенные молассоидные	Гранодиориты, кварцевые диориты, гранит-порфиры нерчинско-заводского, шахтаминского, дарасунского и др. комплексов	Au, Mo, Pb, Zn кварцевожилная	Приаргунский (Pb — Zn) и Пришилкинский (Au — Mo) пояса в краевых зонах геосинклинали
Яно-Колымо-Чукотская провинция				
C — J ₂	Терригенные	Возможно, силлы габброидов	Fe, Ti (?)	
J ₃ — Cr ₁	Терригенные и субэвральные вулканогенные	Складчатость 1. Догранитовый комплекс малых интрузий среднего состава	Au преимущественно кварцевые жилы	Яно-Индигиро-Колымский пояс, совпадает с Инъяли-Дебинским спиклином

		2. Лейкократовые и субщелочные граниты и гранодиориты колымского комплекса	Sn, W, As, Pb, Zn кварцевожилная и грейзеновая	Яно-Колымский и Приколымский оловоносные пояса, окаймляющие Колымский массив, Западноверхоянский полиметаллический пояс
Cr ₂ —Pg	Континентальные терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные (алуцитизированные, серицитизированные и диаспорирированные)	1. Диориты и гранодиориты охотского комплекса 2. Лейкократовые и аляскистовые граниты омсукчанского комплекса	Mo, Ag, Al, S скарпы, кварцевые жилы, вторичные кварциты Sn, Fe, S касситерит-сульфидная	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс Омсукчанская зона на юго-восточной окраине Колымского массива

Сихотэалинская провинция

C ₂ —T ₂	Вулканогенно-кремнисто-терригенные и терригенные	Гранодиориты, граниты, лейкократовые и щелочные граниты тырмобуреинского, куканского, катанского и других комплексов Складчатость	Sn, Mo, Ta, Nb слабая пегматитовая и кварцевожилная	
T ₃ —Cr ₁	Терригенно-флишодные, реже кремнисто-терригенные	Габбро-диориты и гипербазиты хунгарийского и др. комплексов Складчатость	Cr, Ni	
Cr ₁ —Pg	Терригенные, туфогенно-осадочные и субэральные вулканогенные	Гранодиориты, граниты, гранит-порфиры хинганоолохойского, хунгарийского, мяочано-баджальского, эзопеко-дуссеалинского, бачелазского, верхнеудоминского и др. комплексов	Sn, W, Pb, Zn, Cu касситерит-кварцевой, касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций	Хингано-Охотский и Сихотэалинский пояса в краевых геосинклинальных поднятиях и окраинных срединных массивов

обстоятельство предопределило и заметное подобие их развития, выражающееся в близости литолого-фациальных, структурных, магматических и металлогенических особенностей. Поэтому представляется вполне правомерным следующий вывод: оловоносные провинции Востока СССР, несмотря на индивидуальные особенности, обусловленные локальной неоднородностью фундамента и временем заложения и созревания рудоносных структур, в совокупности представляют собой единую Притихоокеанскую геотектоническую систему (Ициксон, 1964). На основе присущих им особенностей В. И. Смирнов (1962) относит их к системам типа «Д», соответствующим группе сиалических провинций по Е. А. Радкевич (1959, 1960) или поясам восточноазиатского материкового типа по М. И. Ициксону (1964, 1966).

Таким образом, структурная позиция оловоносных поясов во всех рудоносных провинциях Востока СССР одинакова. Все они представляют собой магматизированные блоково-глыбовые зоны окаймления срединных массивов (Буреинского, Ханкайского, Колымского, Агинского и др.), отчасти включающие и краевые зоны самих массивов (см. рис. 26). Для Северо-Востока это подчёркивали С. С. Смирнов (1938) и позднее указывал В. И. Смирнов (1963). Аналогичную позицию рудных районов отмечал Б. С. Батлер (1937) для рудоносных структур западных штатов США, М. И. Ициксон и др. (1960) — для Китая и Колорадо, Р. М. Константинов, С. Ф. Лугов и др. (1969) — для оловоносных районов Западной Европы и Юго-Восточной Азии. Варисские калиевые граниты, как и связанные с ними оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения Европы, располагаются по периферии Чешского, Армориканского и Иберийского массивов, а мезозойские оловоносные структуры Юго-Восточной Азии — Бирмано-Малайско-Индонезийская и Северо-Вьетнамская — с запада и востока огибают Индосинийский массив.

Из этого следует, что тектоническая позиция оловоносных структур не зависит от возраста и во всех случаях остается постоянной.

Близкие тектонические условия формирования оловоносных провинций и их зон обусловили, естественно, и формационное подобие осадочных и магматических образований, а также типовые особенности оруденения. Вещающие руды породы — преимущественно терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные формации андезито- и дацито-липаритового типа. Интрузирующие их продуктивные формации представлены большей частью близкими к гранитам.

Наряду со структурно-геологическими значительные черты сходства намечаются и в металлогении характеризуемых областей, отличающихся широким набором минерализации олова, вольфрама, золота, молибдена, свинца, цинка, фтора и др. Причем этот комплекс минерализации (это отчасти ясно и из вышеизложенного) распадается на две, часто пространственно разобщенные, а иногда и разновозрастные минеральные ассоциации — «золотую» и «оловянную». По-

следние локализуются большей частью в различных структурно-фациальных условиях, хотя иногда более поздняя накладывается на предшествующую. Более ранней ассоциацией чаще всего оказывается «золотая» (Sn-W-Sb), за ней следует «оловянная» (Sn-W-Mo-Bi и др.). Однако имеются и исключения.

Сочетание в пределах оловоносных провинций и поясов Востока СССР двух минеральных ассоциаций, соответствующих иногда различным минералогическим эпохам, является закономерностью, повторяющейся и в других оловоносных провинциях мира. Так, в Боливийской провинции выделяются те же две ассоциации: раннетретичная «золотая» и позднетретичная «оловянная» (Ahlfeld, 1932, 1936, 1937). При этом отмечается антагонизм золота и олова. Районы проявления золотой минерализации располагаются на восточных, а оловянной — на западных склонах кордильеры Реаль (Turneaure a. Welker, 1947).

Это сходство в минерализации различных оловоносных провинций определяет преемственные их связи. Для Приамурья на это указывали М. И. Ициксон и др. (1960). При этом в качестве одного из важнейших элементов сходства и преемственности отмечался переход главнейших золотоносных структур из одной провинции в другую. Так, например, крупнейший Забайкало-Амурский золотоносный пояс, протягиваясь от Забайкалья до приустьевой части р. Амур, связывает оловоносные провинции Забайкалья и Сихотэ-Алиня.

Вместе с тем, как отмечали С. С. Смирнов и В. А. Цареградский (1957), а позднее и М. И. Ициксон и др. (1960), этот пояс проявляет большое сходство (в характере фундамента и типа развития) с Яно-Индигино-Колымским золотоносным поясом, и не исключено, что через прибрежные районы Западного Приохотья (районы рек Охоты и Кухтуя) эти пояса соединяются и, следуя далее вдоль северного обрамления Колымского массива через Чукотку, уходят в золотоносные районы Аляски и Западной Канады (М. И. Ициксон и др., 1960).

Приамурским звеном Забайкало-Амурского (или Забайкало-Чукотского) золотоносного пояса распространение оловоносности Сихотэалинской области к северу резко ограничивается (см. рис. 26). Эта граница проходит по линии Сонахско-Тумнинского отрезка крупной трансрегиональной разрывной структуры — южного борта золотоносного пояса. К югу оловоносные структуры приамурской части Сихотэалинской области уходят на территорию Южного Приморья и на широте г. Уссурийска, как и на севере в Приамурье, снова обрезаются близширотной Южноприморской золотоносной зоной. Последняя уходит к западу на соединение с золотоносными районами Китая и во многом аналогична Забайкало-Амурскому золотоносному поясу. И здесь, как и в Приамурье, в зоне ограничения оловоносности и смены ее золотоносными районами устанавливается крупный Южноприморский разлом, который является, по видимому, восточным флангом Янцзинской зоны разломов, вдоль

которой, возможно, происходит и сочленение Сихотэалинской складчатой области с Сино-Корейской платформой.

Таким образом, близмеридиональные оловоносные структуры Сихотэалинской оловоносной провинции с севера и юга ограничиваются близширотными золотоносными трансструктурами, выходящими далеко за ее рамки. Единство Сихотэалинской оловоносной провинции подчеркивается и тем, что известные в Приамурье и Приморье оловоносные структуры, с учетом всех их геологических особенностей, можно объединить в три региональные оловоносные зоны:

1) Западную или Буреино-Ханкайскую, характеризующуюся преимущественно палеозойской минерализацией с наложенной мезозойской (Sn, W, Au, As, F, Pb, Zn); зона протягивается от Бурейского массива в Приамурье до Ханкайского массива в Приморье;

2) Центральную зону, отличающуюся преимущественно мезозойской минерализацией (Sn, W, Au, Mo, Cu, Pb, Zn); на территории Приморья она охватывает Даубихинскую и Улахинскую оловоносные зоны, а в Приамурье — западную часть Хингано-Охотского пояса и Хорско-Анхойскую зону Сихотэ-Алиния;

3) Восточную, или собственно Сихотэалинскую зону позднемезозойской и третичной минерализации, охватывающую позднемезозойские складчатые структуры.

Правомерность этой схемы оловоносных структур Сихотэалинской складчатой области основывается прежде всего на аналогии их составных частей — оловоносных зон Приамурья и Приморья по отношению к Бурейскому и Ханкайскому массивам. В Приамурье, как и в Приморье, оловянное оруденение в типовом и возрастном отношении последовательно изменяется в направлении с запада на восток. В западной части Приамурья преобладающая там палеозойская оловянная минерализация представлена в основном высокотемпературными типами и располагается в пределах Бурейского массива. Восточнее, в приключенной к этому массиву зоне палеозойской складчатости, проявления мезозойской минерализации, наряду с высокотемпературными типами оруденения, представлены также среднетемпературными, преимущественно касситерит-силикатными. Еще далее к востоку, в зоне мезозойского позднемелового и палеогенового оруденения характеризуется касситерит-силикатным и касситерит-сульфидным типами минерализации. Аналогичная же зональность в самых общих чертах имеет место и в Приморье.

При этом следует принять во внимание, что зона палеозойской складчатости Сихотэалинского хребта на юге области так же приключается к Ханкайскому массиву, как и аналогичная ей зона в Приамурье, которая нарачивает Бурейский массив с востока. Обе эти зоны сочленяются с Ханкайским и Бурейским массивами через передовые прогибы — Даубихинский и Урмийский. Отсюда вполне очевидна аналогия между Приамурьем и Приморьем и в истории его геологического развития, в строении и рудоносности. Иными

словами, оловоносные структуры Приамурья представляют собой продолжение оловоносных структур Приморья. Их цельность нарушена Уссури-Охотской зоной кайнозойских дислокаций, и сочленение следует, по-видимому, искать под рыхлыми осадками Среднеамурской депрессии.

б. Оловорудные формации и геологические условия их размещения

В классификации оловорудных месторождений Е. А. Радкевич (1956), являющейся усовершенствованным вариантом классификации С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого и Е. А. Радкевич и др. (1947), выделено шесть типов оловорудных формаций, объединяемых в две минералого-геохимические группы — силикатно-кварцевую и силикатно-сульфидную. Она успешно выдержала более чем десятилетнее испытание, и только в последние годы практика изучения и освоения месторождений потребовала уточнения отдельных ее положений.

Первая такая попытка (Материкив, 1964) приводит к выделению, в дополнение к силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной, третьей — силикатно-карбонатной группы формаций, куда включаются оловоносные скарны. Этим трем классификационным группам М. П. Материкива в известной мере соответствуют три геохимические группы оловорудных формаций М. И. Ициксона (1967) — калиево-кремниевая, железистая и кальциевая; они же вписываются отчасти в более общую схему «рядов главнейших постмагматических рудных формаций» — кремне-щелочной и железо-магнезиальной, намечаемых Е. А. Радкевич (1966). В классификации М. П. Материкива геологически более обосновано положение риолитовой формации в силикатно-сульфидной группе.

В соответствии с классификациями Е. А. Радкевич (1956) и М. П. Материкива (1964) среди оловорудных месторождений Приамурья имеются представители всех формаций, объединяемых в три генетические группы или три типа формаций: 1) силикатно-кварцевую, 2) силикатно-карбонатную и 3) силикатно-сульфидную (табл. 10).

Месторождения силикатно-кварцевой группы формаций. Формация оловоносных пегматитов связана в основном с палеозойскими глубоко эродированными гранитами Буреинского массива и проявлена сравнительно слабо. Небольшие месторождения этого типа располагаются главным образом вдоль восточной окраины Буреинского массива, в бассейнах Ниман (р. Агдони и кл. Обещающий), Тырмы, Мироники и Самары. Единичные находки известны на Сихотэ-Алине (р. Сукпай) в связи с мезозойскими гранитами. Во всех случаях это мелкие тела, преимущественно линзы и жилы, залегающие в эндо- и экзоконтактных зонах гранитов. В большинстве они относятся к кварц-микроклиновому типу. В зальбандах жил и линз наблюдаются аплитовидные оторочки с биотитом, светлыми слюдами и касситеритом, иногда и с флюоритом, ильменитом,

Оловорудные формации Приамурья

Группы	Формации	Минеральные типы	Распространенность и значение	Месторождения
Силикатно-кварцевая	1. Пегматитовая	Преимущественно кварц-микроклиновый	Слабая, значения не имеет	Агдони (Буреинский массив)
	2. Касситерит-кварцевая	1. Полевощпат-кварцевый 2. Грейзеновый 3. Топаз-кварцевый 4. Кварцевожильный 5. Касситерит-кварц-сульфидный	Значительная, перспективы небольшие	Иппата-Мерекского гр-на, отчасти хребтов Баджала, Эзонского и др.
Силикатно-карбонатная	1. Скарновая	Преимущественно сульфидный	Слабо развитая, неперспективная	Канхойское (Малый Хинган), Ольгинское, ключа Оленьего (Эзон), Болто-ро (хр. Баджал)
	2. Касситерит-карбонатно-сульфидная	Преимущественно сульфидный	Слабо развитая, неперспективная	Верхнебиджанское (Малый Хинган)
Силикатно-сульфидная	1. Касситерит-силикатная	1. Кварц-турмалиновый 2. Хлоритовый	Широко развитая, наиболее перспективная	Хингаи-Олонойского и Комсомольского р-нов
	2. Касситерит-сульфидная	1. Пирротит-арсенопиритовый 2. Галенит-сфалеритовый	Значительно развитая, перспективная	Эзонской зоны и районов Северного Сихотэ-Алиня
	3. Риолитовая		Редкая, неперспективная	Джалиндинское (Малый Хинган)

цирконом, эпидотом, топазом и сульфидами. Касситерит крупнокристаллический темно-бурого, почти черного цвета с повышенным содержанием тантала и ниобия. По простирацию пегматитовые жилы нередко переходят в кварц-полевошпатовые, а затем и в кварцевые, сопровождающиеся грейзеновыми оторочками. В бассейне нижнего течения р. Ниман за счет этой формации образованы небольшие россыпи.

К а с с и т е р и т - к в а р ц е в а я ф о р м а ц и я проявлена значительно шире и связана преимущественно с мезозойскими гранитоидами. Ее месторождения представлены касситерит-кварцевыми, реже полевошпат- и топаз-кварцевыми жилами и грейзенами, залегающими в эндо- и экзоконтактных частях интрузивов. Районы преимущественного развития этой формации располагаются восточнее площадей проявления пегматитовой формации, вдоль восточной и северо-восточной кромок Буреинского массива, переработанной мезозойскими тектоно-магматическими процессами (бассейн верховьев Буреи и Нимана), а также в зонах позднегерцинского складчатого обрамления массива — Баджальском и Центрально-Сихотэалинском антиклинориях (месторождения: Средне-и Верхне-Ипатинское, Усманское, Мерекское, Совиное и др.). Иногда за счет месторождений этой формации образуются небольшие россыпи (Талыминское, Серегектинское и др. месторождения). Присущий этой формации тип полевошпат-кварцевых жил развит слабо; в основном он сопутствует пегматитовым и реже кварцевым жилам и связан как с палеозойскими, так и позднемеловыми гранитоидами. Качественный минеральный состав жил подобен составу пегматитовых жил. Его рудная часть представлена вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, реже арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом и пиритом.

Районы развития грейзенового типа оруденения совпадают с районами развития кварцевожильного типа. Оловорудные тела этого типа локализуются в апикальных частях куполовидных выступов интрузивов и их экзоконтактных зонах и часто сопровождают кварцевые жилы, образуя оторочки в их зальбандах, нередко намного превышающих мощность кварцевых жил. Имеются и более или менее самостоятельные грейзеновые тела жильного типа обычно с кварцевым выполнением осевой части, а также гнездовые и пологозалегающие плащеобразные тела (Олгаканское месторождение на хр. Эзоп), образующиеся как за счет гранитов, так и за счет перекрывающих их эффузивов. Преобладает кварц-мусковитовый тип грейзенов. Их минеральный состав однообразен и представлен преимущественно кварцем и светлой слюдой, с резко подчиненными касситеритом, вольфрамитом, флюоритом, шеелитом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, молибденитом и самородным висмутом.

Тип топаз-кварцевых жил более редок. Как и грейзеновый, он тесно связан с кварцевожильным. К нему относятся некоторые проявления Эзопского (Талыминское месторождение), Софийского (рудоявление Бурейка) и Баджальского (к.л. Аленушкин) районов.

Наиболее распространен касситерит-кварцевый тип оруденения. Его месторождения в основном развиты в бассейне верхнего течения Буреи, отчасти на Сихотэ-Алине и в других районах. Жилы залегают в эндо-, реже в экзоконтактах интрузивов. Это небольшие крутопадающие жилы, прожилковые и сетчато-прожилковые зоны, сложенные кварцем, светлой слюдой, флюоритом, в меньшей мере турмалином, топазом, полевым шпатом и рудными минералами — касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, висмутином, пирротин; иногда присутствуют сфалерит и галенит.

Для жил этого типа характерна постоянная ассоциация касситерита и вольфрамита, содержание которых иногда достигает промышленных значений. В зависимости от преобладания того или другого рудопроявления оказывается или вольфрам-оловянным или оловянно-вольфрамовым. Оруденение неравномерное, вкрапленное и гнездовое. Сопровождающие жилы грейзеновые оторочки (иногда очень мощные) несут мелкую и хотя неравномерную, но нередко обильную вкрапленность вольфрамита и касситерита. Состав рудной минерализации на разных глубинах месторождений неодинаков. На глубоких горизонтах преобладает вольфрамит, на средних — касситерит, а в верхних — возрастает роль сульфидов и прежде всего арсенопирита. Например, на месторождениях Серегектинском и Усманском (Иппата-Мерекский район) эти границы смены характера минерализации соответствуют абсолютным отметкам 600—700 и 1000—1100 м. Перспективы месторождений касситерит-кварцевого типа, несмотря на их относительно значительную распространенность, в Приамурье невелики. Вместе с тем имеются мнения о возможности открытия более значительных месторождений этого типа в областях активизации древних структур, в частности на Алданском щите (М. И. Ицксон, 1967). То же, по-видимому, относится и к Бурейскому массиву.

Проявления касситерит-кварц-сульфидного типа характеризуются меньшей распространенностью. Пространственно они тесно связаны с проявлениями касситерит-кварцевого типа и представляются как переходные звенья к более низкотемпературным образованиям — касситерит-силикатной и касситерит-карбонатно-сульфидной формациям. При той же роли кварца и жильной морфологии рудных тел для месторождений этого типа характерно увеличение роли сульфидов в составе руд (арсенопирит, пирит, халькопирит, реже сфалерит и галенит). К этому типу относятся рудопроявления, месторождения, а также отдельные рудные тела некоторых месторождений. Софийского (Эбканское, Имганах и др.), Эзопского (Талыминское) и других районов.

Месторождения силикатно-карбонатной группы формаций. Месторождения немногочисленны и не имеют пока практического значения. Они образуются в основном в связи с карбонатными породами и известны преимущественно в районах развития домезозойских складчатых образований — в Баджальском и Малохинганском районах (Болторо, Канхойское, Верхнебиджанское месторождения),

в Эзопском (рудопроявления Олгинское и кл. Оленьего) и Анюйском районах (Джаурское, Таунгинское месторождения). Эта группа объединяет две формации: 1) скарновую, которая по условиям образования стоит, по-видимому, ближе к предыдущей группе, и 2) касситерит-карбонатно-сульфидную, относительно более низкотемпературную, тяготеющую к гидротермальным месторождениям силикатно-сульфидной группы формаций; ее представляет единственное пока Верхнебиджанское месторождение. Таким образом, группа в целом занимает промежуточное положение между силикатно-кварцевой и силикатно-сульфидной группами формаций.

Месторождения силикатно-сульфидной группы формаций. Эта группа включает гидротермальный класс наиболее важных в промышленном отношении месторождений олова, принадлежащих к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формациям. К этой же группе М. П. Материков (1964) относит и формацию деревянистого олова (риолитовую).

К а с с и т е р и т - с и л и к а т н а я ф о р м а ц и я представляется наиболее важной. Ее отличительная черта — тесная парагенетическая связь касситерита с железо-магнезиальными алюмосиликатами, при переменной роли сульфидов. Формация является как бы промежуточным звеном между касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной, оставаясь ближе к последней, с которой она, из-за наличия сульфидов, связана переходными типами. Вместе эти формации представляют группу месторождений, образующихся на небольших глубинах, среди терригенных и вулканогенных пород, в криптобатолитовых зонах интрузивов или вдали от них, в форме протяженных рудоносных зон дробления и смятия. Формация представлена минеральными типами: турмалиновым и хлоритовым, с большей или меньшей ролью сульфидов. Генетически они близки и часто, по мере удаления от интрузивов, турмалиновый переходит в хлоритовый, с последовательным увеличением роли сульфидов. Распространены довольно широко; первый тип более характерен для Хингано-Баджальской, а второй — для Северо-Сихотэалинской оловоносных областей.

Турмалиновый (кварц-турмалиновый, турмалин-сульфидный) тип наиболее характеризует оруденение Баджальского, Дукинского, Верхнекурского и особенно Комсомольского оловорудных районов, в Хингано-Олонойском районе преобладает хлоритовый тип оловянного оруденения.

Хлоритовый (кварц-хлоритовый и хлорит-сульфидный) тип оруденения в отличие от турмалинового не имеет столь четко очерченных «максимумов» своего развития; его проявления имеются и в Северо-Сихотэалинской и в Хингано-Баджальской области, хотя преобладает он все же в первой. Структурная позиция его проявлений и морфологические особенности в целом близки турмалиновому типу. Отличия заключаются лишь в ведущей роли железистого хлорита и относительно большем значении сульфидов, среди которых значительное место занимает арсенопирит. В Хингано-Баджальской

области проявления хлоритового типа характеризует Хингано-Олонойский, отчасти Баджалский, Эзопский и другие районы. В Северо-Сихотэалинской области хлорит-сульфидный тип оловянного оруденения почти целиком характеризует всю Восточно-Сихотэалинскую металлогеническую зону.

Касситерит-сульфидная формация отличается, естественно, большей ролью сульфидов в составе руд. Незначительная часть олова в рудах, наряду с преобладающей окисной, образует сульфидные формы соединений. Месторождения этой формации локализуются также среди эффузивных и терригенных образований в форме минерализованных зон дробления и брекчий на значительном удалении, а нередко и вне видимой связи с интрузивами. Преобладающая в Восточно-Сихотэалинской металлогенической зоне, они занимают в ней крайнее восточное положение, ближе к зоне Прибрежного вулканогена (Пионерское, Таусинское месторождения). Вместе с тем представители этой формации имеются и в Хингано-Баджалской области — в Эзопском и Софийском районах, где они представлены пирротин-арсенопиритовым или арсенопиритовым типами (Алкахинское, «18 августа», Эзопское), а также близкими к галенит-сфалеритовому типу (месторождение ключа Широного). В Комсомольском районе к касситерит-сульфидным относятся месторождения Озерное, Снежное, отчасти Перевальное.

Риолитовая формация в Приамурье представлена небольшим и единственным Джагиндинским месторождением, связанным с субинтрузивной фацией меловых липаритов. Месторождение представлено кварцевыми метасоматитами, обогащенными «деревянистым» касситеритом, и располагается в пределах Хингано-Олонойского оловоносного района, связанного с одноименной меловой вулканогенной структурой, сформированной на восточной окраине Буреинского массива.

Пространственное размещение оловорудных формаций. Пространственное размещение главнейших оловорудных формаций Приамурья подчиняется общей геологической закономерности структурного развития территории, в соответствии с которой в направлении с запада на восток от структур более древних к более молодым высокотемпературные (глубинные) рудные формации сменяются менее высокотемпературными.

Так, пегматитовые и кварц-полевошпатовые рудные образования, связанные преимущественно с палеозойскими гранитами, располагаются на восточной окраине Буреинского массива. Восточнее и юго-восточнее, в зоне мезозойской тектоно-магматической переработки Буреинского массива и прилегающей к нему зоне поздних герцинид (Хингано-Охотский рудоносный пояс), широко развит касситерит-кварцевый тип месторождений, связанный с меловыми, относительно также глубоко эродированными интрузиями. К югу, северу и востоку в зоне мезозойских, прилегающих к позднегерцинскому окаймлению Буреинского массива, т. е. в районах со слабо эродированными меловыми гранитоидами, в составе оруденения возра-

стает роль железисто-магнезиальных алюмосиликатов и сульфидов, появляются фации меньшей глубинности, по составу приближающиеся к касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формациям (Эопская и Баджальская группы рудопроявлений, месторождения Хингано-Олонойского и Комсомольского районов).

Подобная смена рудных формаций наблюдается и на оловоносных площадях Сихотэалинского рудоносного пояса. Преимущественно кварц-касситеритовый тип минерализации, сравнительно слабо проявляющийся в Центрально-Сихотэалинской зоне и связанный с относительно глубоко эродированными поздне- и раннемеловыми гранитами, к востоку в зоне прилегающих мезозойд сменяется месторождениями кварц-хлоритового и хлорит-сульфидного типов. Последние связаны с позднемеловыми и палеогеновыми слабо эродированными гранитоидами, тесно ассоциирующими с эффузивами. Еще восточнее, в зоне господства палеогенового эффузивно-интрузивного магматизма, проявляется в основном касситерит-сульфидная минерализация.

Таким образом, в региональном плане размещение оловоносности Приамурья, как и Сихотэалинской области в целом, проявляет отчетливо выраженную зональность, увязывающуюся с зональным расположением разновозрастных складчатых зон и магматических комплексов. Характерно, что аналогичный характер зональности в размещении различных типов оловянного оруденения отмечается и для Северо-Востока (Зильберминц, Лабути, Павлов, 1967). Пегматитовый тип оруденения там также представляет собой наиболее глубинную фацию, которая размещается в породах основания разреза верхоянского комплекса; касситерит-силикатная и касситерит-кварцевая формации тяготеют к нижним и средним горизонтам комплекса, а касситерит-сульфидная и риолитовая располагаются среди еще более молодых его образований.

Зональное размещение оруденения, лишь в меньшем масштабе, нередко наблюдается и в пределах отдельных оловорудных районов и даже месторождений обеих оловоносных областей (Иппата-Мерекский, Эопский, Комсомольский районы, зона Монау и др.). В качестве примера сошлемся на месторождение Яко-Яни (зона Монау), где, по данным М. В. Мартынюка и А. В. Палагина (1967 г.), в размещении типов минерализации вокруг интрузива намечается четкая зональность в последовательности от оловоносных грейзенов (интрузивная зона) через минерализацию кварц-серицитового и турмалинового типа (близинтрузивная зона) до касситерит-сульфидной минерализации (внеинтрузивная зона). Каждая из формаций — касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная — занимает определенное структурное и пространственное положение по отношению к рудоносному интрузиву, отражая последовательную смену структурных и фациальных условий рудоотложения, по мере удаления от рудоносного очага.

В апикальных частях интрузивов или в непосредственной близости от них локализуются проявления касситерит-кварцевой формации (кварцевые, кварцево-грейзеновые жилы и грейзены). По мере

удаления от интрузивов проявления касситерит-кварцевой формации сменяются минерализацией касситерит-силикатной, а еще далее — касситерит-сульфидной формации, т. е. происходит последовательная смена высокотемпературных формаций и типов оруденения менее высокотемпературными и менее глубинными.

В этом же направлении усложняется минеральный состав рудных образований. В них все более возрастает роль сульфидов, а рудоотложение осуществляется уже не в трещинах отдельности и разрыва, расположенных вблизи или непосредственно в интрузивах, а в значительно более крупных структурах типа зон смятия и дробления. Последние располагаются на значительном удалении от материнских интрузивов и вмещают оруденение касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и сульфидной формаций. Параллельно с этим изменяются морфологические особенности рудных тел и их размеры в сторону значительного их усложнения.

Достаточно отчетливо бывает выражена и вертикальная зональность оруденения, особенно в районах с интенсивно расчлененным рельефом (Комсомольском, Эзопском, Верхне-Буреинском). Причины и формы рудной зональности сложны и многообразны. Они являются следствием комплекса тектонических, структурно-литологических и физико-химических условий рудообразования, в значительной мере определяемых расстоянием от рудоносного очага (Павловский, 1966). К числу главнейших причин Е. А. Радкевич (1959) относит физико-химические факторы и прежде всего температурный, определяемый, по-видимому, опять-таки расстоянием от магматического очага. Роль последнего особенно наглядна на примере рудных районов и узлов и менее сказывается в более крупных структурах, где чаще проявляется роль структурно-фациальных обстановок (Радкевич, 1959; Константинов, 1965). Из этого следует, что тот или иной тип месторождения в значительной мере определяется степенью его удаленности от интрузива и уровнем эрозии.

Многочисленные примеры зонального размещения свидетельствуют о тесной связи оруденения с интрузивами гранитоидов, которые, независимо от того, являются ли они потенциально рудоносными или только экстрагентами рудного вещества из окружающей среды, имеют большое рудогенетическое значение. На это указывал и В. С. Домарев (1967), отмечая, что большая роль метаморфизма в рудообразовании не снижает практического значения структурных и магматических факторов. В связи с этим несомненно важное значение приобретает изучение величины эрозионного среза в том или ином рудном районе: а) как одного из факторов, объясняющих природу разнообразия типов оловорудных формаций в пределах одной и той же структурно-фациальной зоны или блока и б) как еще более важный фактор оценки перспектив месторождений и оловорудных районов в целом.

в. Факторы, контролирующие оловянное оруденение

Главнейшими факторами, определяющими локализацию оруденения в пределах рудоносных областей, являются магматические, структурные, литологические, геохимические и геофизические. Они тесно взаимосвязаны, и говорить о решающей роли какого-либо одного из них не всегда возможно.

Магматический фактор рудоконтроля проявляет себя в тесной пространственной и структурной связи оловянного оруденения с интрузиями калиевых гранитоидов и в зональном размещении оруденения относительно интрузивов. При этом расположение формационных и минеральных типов оловянного оруденения относительно рудоносных интрузивов соответствует окружающим их геоизотермическим зонам. Последние имеют, однако, не только концентрические формы, соответствующие более или менее изометрическим участкам проявления рудоносного магматизма или отдельным массивам, но и протяженные линейные, совпадающие с магмоконтролирующими зонами разломов. Последнее свидетельствует о том, что локализация магматизма, как одного из важнейших факторов рудогенеза, определяется структурным фактором и прежде всего системами разломов.

Вместе с тем, как это отмечалось выше, химизм и металлогеническая специализация интрузивных образований во многом зависят от состава и геохимических особенностей среды, в которой они формируются, т. е. от литологического фактора. Об этом, в частности, говорит и тот факт, что калиевый тип оловоносных гранитоидов образуется лишь на участках сиалического фундамента повышенной мощности. Налицо, таким образом, тесная взаимосвязь главнейших факторов рудообразования. Однако такую взаимозависимость магматизма и литологии можно допускать, по-видимому, только в нижних структурных ярусах, на уровнях формирования магматических очагов.

В верхних горизонтах коры, на уровнях становления интрузивов и рудоотложения, литологический фактор играет в основном роль среды, в большей или меньшей мере способствующей проникновению растворов и рудоотложению. Е. А. Радкевич (1958) отмечала, что наиболее благоприятными для оловянного рудоотложения являются глинистые сланцы и флишoids и, в меньшей мере, песчаники. В настоящее время это подтверждается многочисленными материалами по Комсомольскому району и Северному Сихотэ-Алиню. Как отмечают и другие исследователи, для рудоотложения имеет, по-видимому, значение пористость и химизм пород, их сорбционные свойства, а для некоторых элементов и наличие органических остатков (Орлова, 1965). Влияние всех этих факторов на состав магматических образований и оруденения почти не сказывается. Имеющиеся данные химических анализов гранитоидов и вмещающих пород, как и геологические условия их проявления, не подтверждают сколько-нибудь заметной роли ассимиляционных процессов в

верхних структурных этажах (П. И. Кошман, 1962 г.; Э. П. Изох, 1962 г.).

Большинство разнотипных оловорудных месторождений залегает среди терригенных образований, кислых и средних эффузивов или среди гранитов, т. е. главным образом среди алюмосиликатных образований. Среди основных пород их нет, а в карбонатных известно всего лишь несколько рудопоявлений типа оловоносных скарнов (Канхойское и Эзопское в Хингано-Баджалской области, отчасти Таунгинское и Джаурское в Северо-Сихотэалинской) и единственное пока Биджанское месторождение, расположенное в Самаро-Бирakanской зоне (Буреинский массив), которое относится к сульфидно-карбонатной (Радкевич, 1956) или касситерит-карбонатно-сульфидной (Материки, 1964) формации. Примерно аналогичное положение имеет место и в других оловоносных провинциях. Так, на Северо-Востоке около 60% оловорудных месторождений располагаются среди терригенных пород, 30% — среди кислых интрузивных, 8% — в карбонатных породах и 1% — в эффузивах (Зильберминц и др., 1967).

Литологический фактор сказывается прежде всего на интенсивности трещинообразования, обеспечивающего ту или иную степень проницаемости пород, образование рудомещающих полостей, а следовательно, и влияющего на морфологию рудных тел.

Роль структурного фактора в локализации оруденения едва ли не наиболее существенна. Особенно это относится к разрывным формам дислокаций. Выше отмечалось, что систематизация этого рода структур (Чеботарев, Усенко, 1967) позволила выделить в пределах оловоносных областей две главные системы разломов: более молодую четко выраженную северо-восточную — Сихотэалинскую и слабее проявленную поперечную ей (близширотную) — Монголо-Охотскую, которые представляют собой отражение расколов фундамента, выраженных в мезозойских структурах как зоны повышенной трещиноватости.

Сихотэалинская система разломов, т. е. кардинальные ее северо-восточные направления и оперяющие их и сопряженные с ними менее крупные разрывы — это оловоносная система. За редкими исключениями (Малый Хинган, Эзоп) она контролирует весь поздне-мезозойский магматизм и большинство оловоносных зон и районов Приамурья. При этом главные ее направления являются большей частью магмоконтролирующими, тогда как структуры оперения оказываются непосредственно рудолокализирующими.

Поперечные (близширотные) зоны повышенной трещиноватости по аналогии с Монголо-Охотской складчатой областью имеют золотую специализацию и в Сихотэалинской области. Для оловянного оруденения они являются рудоограничивающими и в подавляющем большинстве случаев оказываются границами оловоносных площадей. Еще раньше в Южном Приморье на эти структуры указывали Е. А. Радкевич и И. Н. Томсон (1956 г.), И. И. Берсенов (1959 г.), Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1960 г.), а для северной части

Сихотэ-Алиня — Г. П. Воларович (1959 г.), Э. П. Изох (1962 г.) и ряд других исследователей. Было замечено, что эти структуры обуславливают ступенчато-блоковое (поперечно-зональное) строение Сихотэ-Алиня с последовательным возрастающим погружением блоков в северо-восточном направлении. В ортогональном и кососекущем сочетании с разломами Сихотэалинской системы они обусловили расчленение сихотэалинских структур на блоки и сыграли решающую роль в размещении мезозойского и кайнозойского эндогенного оруденения. Несмотря на несколько расплывчатый и не всегда четкий характер проявления, «поперечные» разломы в большей или меньшей мере проявляют золотоносность (Радкевич, Усенко, Чеботарев, 1965). Таких слабо «просвечивающих» золотом поперечных зон трещиноватости между Нижнеамурской и Южноприморской золотоносными областями в Сихотэалинской оловоносной провинции насчитывается несколько. В Приамурье золото установлено в трех таких зонах: 1) в зоне Малмыж — Мопан — бассейн р. Чипали (располагается между Джегдаминской и Мопанской зонами разломов); 2) в зоне Халхили — р. Кадади — истоки р. Коппи (между Верхнекоппинской и Ботчинской зонами разломов) и 3) в зоне Вяземская — верховья Бикина (совпадает с Нахтахинской зоной разломов). Последняя, самая южная и наиболее крупная из них, располагается на юго-восточном продолжении Сутарского золотоносного района.

Геохимический и геофизический факторы, контролирующие оловянное рудообразование, тесно связаны с охарактеризованными. Оловоносные площади располагаются на участках гравитационных и магнитных минимумов, соответствующих площадям, сложенным сиалическим типом геологических формаций и отличающихся пониженной плотностной характеристикой. Развивающиеся в их пределах разломы или участки разломов имеют калиевую геохимическую специализацию, которая обуславливает калиевый тип гранитоидов и их оловоносность.

г. Особенности проявления оруденения в оловоносных областях

Характерные особенности строения и рудоносности двух главных оловоносных областей Приамурья представляют собой те основные типические черты, которыми отличаются или должны отличаться их оловорудные районы. Поэтому они являются в то же время и наиболее общими геологическими критериями оценки их перспектив.

Все известные оловорудные районы Приамурья располагаются в Хингано-Баджалской и Северо-Сихотэалинской оловоносных областях, представляющих собой южные звенья более крупных поздне-мезозойско-кайнозойских орогенических структур — Хингано-Охотского и Сихотэалинского поясов. Эти области характеризуются повышенной мощностью разуплотненной коры, наличием отрицательных аномалий гравитационного поля и пониженной магнитной

восприимчивостью пород (Волхонин и Лишневский, 1960; Лишневский и др., 1965). Их формирование завершилось в течение позднего мела и палеогена и связано с завершающим этапом орогенного развития мезозойских складчатых зон.

Изученность этих областей неравноценна и далеко еще недостаточна. Относительно лучше изучены оловоносные районы Хингано-Баджальской области и в меньшей мере — Северо-Сихотэалинской. Во всяком случае в пределах последней пока что не выявлено достаточно крупных месторождений. Вместе с тем общие геологические предпосылки позволяют рассматривать Северо-Сихотэалинскую область, наряду с Хингано-Баджальской, как одну из наиболее перспективных для поисков оловорудных месторождений.

Несмотря на принципиальную общность тектонической позиции областей, как орогенических структур, они отличаются временем и местом формирования, структурно-фациальными условиями проявления магматизма и типовыми особенностями связанного с ним оруденения. Хингано-Баджальская оловоносная область занимает крайнее западное положение и охватывает восточную окраину Буреинского массива (байкалиды) и окаймляющую зону герцинид, отчасти ранних мезозойских, где мощность коры на отдельных участках достигает 40 км (Лишневский, 1965). Магматизм и рудоносность области сформированы в интервале от верхов раннего до позднего мела включительно. Следовательно, между временем формирования рудоносной области и возрастом ее субстрата был значительный промежуток времени; меловой рудоносный магматизм наложен на разнородные структуры, претерпевшие значительную подчас консолидацию и метаморфизм пород. Иными словами, характеризуемая оловоносная область относится к типу дейтероорогенных структур (Боголепов, 1968).

Ее рудоносный липарито-гранитоидный магматизм, образующий эффузивно-интрузивные ассоциации, геологически контрастно проявляется среди значительно более древних вмещающих его складчатых образований; в составе его эффузивных фаций значительная роль принадлежит игнимбрикам. Пространственно тесно связанные с ним оловорудные месторождения и рудопроявления отличаются значительной линейной протяженностью рудоносных зон (до 7—15 км) и в типовом отношении представлены в основном проявлениями касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций, с заметной ролью летучих — бора и фтора. Среди представителей последней доминирующее значение имеют месторождения кварц-турмалинового и хлоритового типов, при небольшой сравнительно роли сульфидов. В этой области имеются также проявления риолитовой формации, что вместе с существенной ролью игнимбриков свидетельствует о своеобразных условиях проявления магматических процессов и ассоциированного с ними оруденения.

Характерной особенностью большинства оловорудных месторождений Хингано-Баджальской области является также тесная пространственная связь с меловыми эффузивно-интрузивными обра-

зованиями. Исключение представляют лишь месторождения касситерит-кварцевой формации, которые почти целиком располагаются среди древних пород фундамента, однако также в непосредственной близости от массивов сравнительно глубоко эродированных меловых гранитов. Месторождения же касситерит-силикатной формации размещаются или непосредственно в эффузивах (Малый Хинган, Баджал, Эзон), или же в эффузивах и подстилающих их складчатых образованиях (Комсомольский район). Но и в последнем случае «подэффузивные» рудные залежи все же тяготеют к эффузивам и располагаются большей частью близ поверхности несогласия между эффузивным покровом и их складчатым субстратом. При этом оруденение среди эффузивов часто затухает, в чем сказывается, по-видимому, экранирующее влияние их покровов.

Северо-Сихотэалинская оловоносная область в отличие от Хингано-Баджальской занимает восточное положение в Сихотэалинской складчатой области, где мощность коры достигает 32,5 км (Линневский, 1965 г.). Она сформирована в позднемеловое-палеогеновое время, т. е. позднее Хингано-Баджальской, охватывает Центрально-Сихотэалинский антиклинорий и Восточно-Сихотэалинский синклинорий, сложенные палеозойскими, триасово-юрскими и меловыми складчатыми образованиями. Причем наиболее перспективная Коппийская металлогеническая зона располагается в зоне позднемеловой складчатости. Таким образом, возраст рудоносного магматизма и оруденения области близки вмещающим их складчатым образованиям.

Следовательно, область заметно отличается по месту и времени своего образования, возрасту вмещающих пород и мощности коры. Для нее характерно прежде всего отсутствие той возрастной «оторванности» от своего субстрата, которая характерна для Хингано-Баджальской области. Ее продуктивные магматические комплексы располагаются среди ранне- и позднемеловых морских вулканогенно-терригенных и терригенных молассовых образований, из которых «вырастают» и их субаэральные эффузивные фации. Последние надо понимать в том смысле, что в составе баррем-раннесенонских моласс, на которых сформирована наиболее продуктивная по олову часть области, в направлении к конечной стадии их формирования последовательно возрастает роль вулканогенного материала. К позднему сезону в связи с наступлением континентального режима баррем-раннесенонская терригенно-вулканогенная моласса сменяется субаэральными вулканогенными покровами, которые в связи с этим оказываются тесно связанными с вулканитами своего основания.

Таким образом, позднемеловые и палеогеновые продуктивные магматические комплексы Северо-Сихотэалинской области органически связаны с образованиями, на котором они сформированы, и, следовательно, лишены той геологической (возрастной и литологической) контрастности, которая характерна для Хингано-Баджальской области. Они слабо эродированы, а их монзонитоидный характер вскрывает черты гибридности и в целом заметно повышенную основность, что, может быть, объясняется также составом коры в зоне,

близкой к океану. Все эти особенности позволяют характеризовать область относить к типу протоорогенных структур (Боголепов, 1968 г.).

Отличается эта область и типом минерализации. Ее оловянное оруденение, в отличие от Хингано-Баджалской, в типовом отношении представлено менее высокотемпературными формациями, характеризующимися более сложными по составу рудами. Среди месторождений и рудопроявлений преобладают представители касситерит-силикатной и особенно касситерит-сульфидной формаций. Причем, касситерит-силикатная формация представлена проявлениями в основном хлорит-сульфидного типа, т. е. более близкими к касситерит-сульфидной формации. Все это обуславливает более сложный — «мезократовый» по М. И. Ициксону — минеральный состав руд Северо-Сихотэалинской области, который соответствует повышенной мезократовости магматических комплексов, с которыми это оруденение пространственно ассоциирует.

Месторождения Северо-Сихотэалинской области проявляют также заметно меньшее пространственное тяготение к магматическим образованиям. Правда, здесь также имеются месторождения, залегающие среди эффузивов (Мопауское, Уджакинское). Однако более многочисленны случаи расположения их и в осадочных породах на значительном удалении, а то и вне видимой связи с эффузивными образованиями субаэральных покровов, подобно тому, что имеет место и в Южном Приморье. Вместе с тем для месторождений этой области и ее рудных полей более характерно, чем для Хингано-Баджалской, развитие разнообразных и разновременных дайковых образований. Рудные зоны отличаются меньшей линейной выраженностью и протяженностью, которая, например, для Пионерского месторождения достигает максимум 4 км.

Различия геологических условий проявления оловянного оруденения в двух главнейших оловоносных областях Приамурья важны для перспективной оценки рудных районов и месторождений. Их учет, думается, будет особенно полезным при оценке оруденения в оловоносных районах Северо-Сихотэалинской области, где рудопроявления по ряду существенных признаков и прежде всего по форме и строению, размерам и составу рудных тел должны отличаться от таковых Хингано-Буреинской области. Вместе с тем преобладание оруденения касситерит-сульфидной формации и приуроченность оловоносных районов к зоне проявления относительно слабо эродированных рудоносных гранитоидов, располагающихся среди слабо консолидированных мезозойских структур, возраст которых близок возрасту оруденения, обуславливает, по-видимому, не только состав руд, формы проявления оруденения и параметры рудных тел на выходах; представляется, что оруденение в Северо-Сихотэалинской области должно отличаться также и распространением на глубину.

В настоящее время степень изученности оловорудных месторождений различных генетических типов и групп в пределах районов их размещения, в том числе и в Северо-Сихотэалинской области,

позволяет рассматривать их как фации, фиксирующие разнообразие геологических условий протекания рудного процесса, определяемые прежде всего степенью удаленности от рудоносных интрузивов. Отсюда следует вывод о большой важности для оценки месторождений изучения эрозионного среза. Последнее с исчерпывающей убедительностью аргументируется также материалами изучения месторождений Северо-Сихотэалинской области, из которых следует, что тип оловянного оруденения, а следовательно, и перспективная оценка того или иного месторождения определяются двумя важнейшими факторами: удаленностью месторождения от интрузива и уровнем его эрозии.

На основе изложенных материалов представляется, что в рудных районах Северо-Сихотэалинской области оруденение должно отличаться меньшими параметрами на выходах и в то же время большей площадной рассредоточенностью рудопроявлений, чем в Хингано-Баджальской. В результате проявление оруденения на поверхности выражается недостаточно компактно или слабо. Иначе говоря, при более слабой разработанности магмо- и рудоконтролирующих разломов, связанной, по-видимому, с недостаточной консолидацией молодых складчатых образований области и обилием оперяющих их разрывов, наконец, при меньшем значении экранирующих структур и небольшом эрозионном срезе рудоносных площадей, оценка рудопроявлений на выходах в рудных районах Северо-Сихотэалинской области представляется более трудоемкой, чем в районах Хингано-Баджальской области.

Имеющиеся геологические предпосылки позволяют надеяться на значительную глубинность оруденения на месторождениях Сихотэалинского пояса и наличие более перспективных типов руд на глубоких горизонтах, подобно тому, как это установлено изучением аналогичных месторождений в Южном Приморье (Е. П. Сапрыкин, 1966 г.; Т. В. Забарина, 1964 г.). Оценка месторождений Сихотэалинского пояса требует, по-видимому, большого внимания к изучению их глубинных горизонтов, а следовательно, и реализации больших объемов горных и буровых работ.

4. ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Оловоносные структуры Приамурья характеризуются несомненно большими потенциальными возможностями открытия новых оловоносных районов и месторождений. Для их поисков имеется много еще перспективных площадей и в Хингано-Баджальской и в Северо-Сихотэалинской областях. Нужен лишь более широкий фронт работ, основанных на рациональном комплексе методических приемов поисков. Представляется, что поиски должны осуществляться по двум главным направлениям: 1) по линии более углубленного изучения известных оловорудных районов, на основе разработки и применения более совершенных методов поисков скрытых рудных тел

и месторождений, и 2) постановкой исследований в новых или слабо изученных районах, отличающихся наличием благоприятных геологических обстановок и признаков.

Первое направление соответствует первоочередным задачам научно-производственного характера, которые в той или иной мере уже решаются усилиями Дальневосточного геологического управления и другими геологическими организациями (ДВГИ, ГЕОХИ, ДВИМС и др.). Это направление должно реализовываться в основном в известных уже и относительно лучше изученных оловорудных районах, таких как Хингано-Олонойский, Комсомольский, отчасти Баджальский и Буту-Копшинский, т. е. в тех районах, поверхность которых более или менее изучена.

Другое направление не менее важно и актуально. Оно связано с необходимостью расширения фронта поисковых исследований за пределы известных уже рудных районов. В настоящее время большие производственные задания и объемы по поискам и разведочным работам выполняются большей частью в давно и надежно зарекомендовавших себя оловорудных районах — Хингано-Олонойском, Комсомольском, отчасти в Буту-Копшинском. Однако такую привязанность к районам традиционной оловоносности, по-видимому, нельзя считать правильной, тем более в условиях, когда большая часть приповерхностных месторождений в них уже открыта, а рядом имеются значительные перспективные площади слабо или вовсе еще не изученные.

Эти площади имеются как в Хингано-Баджальской, так и в Северо-Сихотэалинской областях. В последней они характеризуются небольшим эрозионным срезом и преобладанием малоглубинных фаций оруденения на выходах. В этой области, являющейся северо-восточным продолжением оловоносных структур Приморья, наряду с рудной зоной Мопаской (Буту-Копшинский район), очень важен с позиций открытия новых месторождений целый ряд районов слабо еще опоскованных (с юга на север: Верхнекатэнский, Верхнесукпайский или Тагему-Сукпайский, Кукшинский, Копшинский и Верхнеудоминский). Почти все они укладываются в Копшинскую металлогеническую зону, являющуюся продолжением Главной зоны Приморья, и не охвачены еще в должной мере поисково-съемочными работами масштаба 1 : 50 000 и связанным с ними комплексом других, применяемых в настоящее время методов поисков. А между тем есть множество благоприятных геологических признаков и рудопроявлений, сближающих их с известными уже оловорудными районами.

На площади Хингано-Баджальской области к таким слабо изученным, но перспективным относятся районы юга Прихотской области — Нимеленский и Тугурский, а также прилегающая к ним с юга Эзонская оловоносная зона. Последняя характеризуется наличием крупных близширотных зон касситерит-сульфидной минерализации, степень изученности которых совершенно не соответствует их роли в строении близширотной структуры хр. Эзон.

С точки зрения оловоносности важными представляются также районы, расположенные западнее Хингано-Баджаловской области, и прежде всего площадь Буреинского массива, как потенциальный источник не только рудного, но и россыпного олова. Можно указать на наличие рудопроявлений олова и россыпей касситерита в бассейнах рек Архары и Гари.

Таким образом, следует признать необходимость выхода за пределы зарекомендовавших себя оловоносных районов и широкого развития поисков перспективных месторождений на новых площадях.

Изложенные выводы и рекомендации представляются в достаточной мере обоснованными. Их реализация может обернуться значительной эффективностью, однако при одном очень важном условии — традиционные методы поисков и оценок должны быть дополнены новыми, более эффективными.

В настоящее время все оловоносные площади Приамурья покрыты среднемасштабными съемками, а наиболее известные оловорудные районы закартированы в более крупных масштабах и в значительной мере опробованы с применением металлотометрии и различных методов геофизики. Они охвачены соответствующими обобщениями, тектоническими и прогнозно-металлогеническими (мелко-, отчасти среднемасштабными) картами. Эти карты позволили выявить главные региональные закономерности в размещении оловянного оруденения и оконтурить основные оловоносные структуры — области и рудные районы — и сделали возможной постановку более детальных исследований. Однако попытки более углубленного изучения известных оловорудных районов с целью поисков новых месторождений оказываются мало эффективными. Постановка работ по средне- и особенно крупномасштабному прогнозированию оловянных месторождений, как правило, не приводит к желаемым результатам. Последнее объясняется тем, что большая часть месторождений, выходящих в той или иной мере на поверхность, уже открыта; остались месторождения, слабо проявляющие себя с поверхности или же залегающие на глубине. Иными словами, существующий арсенал геологических методов поисков и оценок, основанных прежде всего на визуальных аналогиях и учете в основном лишь качественной стороны явлений, не обеспечивает крупномасштабного прогнозирования.

Для этого нужны другие приемы, учитывающие не только качественную, но и количественную сторону наблюдаемых явлений и фактов; нужны новые теоретические основы поисков и оценок. Попытки количественного прогнозирования не имеют еще достаточной научной основы, хотя разработка соответствующих методик несомненно имеет важное значение. С точки зрения прогнозирования и оценки оловорудных месторождений, особенно закрытых, по-видимому, перспективны исследования методом термометрии (Е. А. Радкевич, А. Н. Кокорин), а также геохимические методы, основанные на изучении поведения некоторых элементов — спутников оруденения (ниобия, скандия, индия, бора, фтора и др.).

Предварительные исследования по этой проблеме показали положительные результаты; концентрация присутствующих в касситерите примесей ниобия и скандия с глубиной закономерно возрастают, а индия убывают (Никулин, 1966, 1967). Методика геохимической оценки глубинных месторождений по фтору разрабатывается В. Л. Барсуковым. Кроме того, представляется реальным определение размаха оруденения по бору и отношению бора к фтору (Н. Н. Никулин, Ю. И. Бакулин), а также поиски месторождений путем изучения литогеохимических ореолов. В этой связи возникает перспектива создания методик, с помощью которых на основе установленных закономерностей распределения элементов можно было бы прогнозировать глубину распространения оруденения, «слепые» рудные тела и месторождения, определять уровень эрозионного среза, а вместе с тем и перспективную оценку месторождений и районов в целом.

Таким образом, назрела серьезная задача, заключающаяся в выработке новых приемов и методик прогнозов, поисков и предварительных оценок оловорудных месторождений, отвечающих современному состоянию изученности территории и задачам практики. Несомненно, это большая многоплановая задача, посильная только большим научным и научно-производственным коллективам.

Многолетний опыт изучения оловорудных и других эндогенных рудных месторождений приводит к представлениям, в соответствии с которыми оловорудное, как и другое жильное месторождение или рудное поле, представляет собой объемную геологическую систему, сформированную в определенных условиях глубинности и структурно-литологической обстановки. Главнейшие элементы этой системы: структура вмещающей среды, магматизм и оруденение, сопровождаемое различными видами зональности — рудной, околорудной метасоматической и геохимической. При этом представляется, что структура является главнейшим элементом системы, контролирующим формы и особенности проявления остальных элементов, в том числе магматических образований, их состава и форм связи с оруденением. Несомненно, все эти элементы находятся в определенной функциональной зависимости, и их совместное изучение как системы, по-видимому, должно являться главным условием и методологической основой для разработки научных основ крупномасштабного прогнозирования рудных полей и месторождений, в том числе не выходящих на поверхность.

Исходя из этого, намечаются три главнейших направления исследований:

а) изучение структур рудных полей и месторождений и их связи с элементами более крупных структур региона, с целью структурно-морфологической классификации месторождений;

б) изучение вещественного состава, минералого-геохимических и формационных особенностей месторождений и их связи с особенностями структуры, состава слагающих пород и магматизма;

в) изучение особенностей проявления магматизма, присущего тому или иному типу рудного поля и формационному типу оруденения, форм его проявлений и связей с оруденением.

Сбор и обобщение материалов по этим направлениям, с учетом геологических особенностей каждого из районов, их рудных полей и месторождений, в конечном итоге предполагают геологическую типизацию оловорудных районов и классификацию месторождений на основе структурно-формационных признаков.

Актуальность такого рода исследований очевидна. Имеющиеся материалы позволяют с достаточной уверенностью говорить о роли крупных структурных форм, предопределяющих специфику структурных особенностей того или иного месторождения или рудного поля, его рудноформационные свойства, формы проявления магматизма и связи с ним оруденения. Иначе говоря, главные особенности рудных районов и месторождений тесно связаны с особенностями крупных структур, в которых они образуются.

Ценные данные приносят и геохимические исследования. Материалы исследований В. Л. Барсукова и Н. Н. Никулина, проведенных в различных районах (в том числе и Комсомольском), свидетельствуют о больших возможностях геохимических методов прогнозирования, при их относительной простоте, дешевизне и значительном количестве возможных модификаций. Несомненно, еще большего можно ожидать при сочетании геохимических методов с изучением структур рудных полей и месторождений.

Количественное изучение распределения химических элементов, а также минеральных парагенезисов в трехмерном пространстве рудного поля позволит систематизировать оловорудные месторождения по их геохимическим особенностям и решить ряд не только теоретических вопросов, связанных с уяснением закономерностей рудогенеза, но и выявить минералого-геохимические критерии оценки оловоносных зон и месторождений. С другой стороны, литолого-структурный аспект исследований рудных полей позволил бы в значительной мере повысить процент достоверности интерпретации геохимических аномалий и прогнозирования, а при учете геофизических и поисковых данных — и перспективную оценку месторождений на различных стадиях их изучения.

Важным представляется изучение магматизма на рудных полях и месторождениях, его структурно-петрологических особенностей, форм проявления и связей с особенностями структуры и литологии, типом оруденения, характером рудной и геохимической зональности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обширный многосторонний материал по геологии Приамурья позволяет подчеркнуть ряд положений, отражающих закономерности развития региона, особенности его магматизма и рудоносности.

1. Геологическое развитие Приамурья (Сихотэалинской подвижной области) носило полициклический характер и продолжалось в течение байкальского, герцинского и мезо-кайнозойского тектономагматических циклов. Полициклическое развитие обусловило перемежаемость и наложение разновозрастных седиментогенных и магматогенных комплексов различного формационного типа и связанных с ними рудных образований. В развитии каждого цикла различаются периоды или этапы геосинклинального и геоантиклинального (орогенного) режимов развития, с характерными для каждого из них тектоническими процессами и магматизмом. Геосинклинальные периоды (ранний протерозой — кембрий восточной половины складчатой системы Буреинского массива, силур — карбон и триас — юра Монголо-Охотской складчатой системы, карбон — пермь и триас — поздний мел Сихотэалинской складчатой области) отличались тенденцией к прогибанию земной коры и осадконакоплению с базальтоидным магматизмом в зонах эвгеосинклинального развития, а также складкообразованием; в эти периоды происходило наращивание мощности земной коры за счет накопления осадочных толщ.

Геоантиклинальные периоды (ордовик — поздний мезозой восточной половины Буреинского массива, поздний мезозой Монголо-Охотской складчатой системы, ранний мел — кайнозой западной половины и поздний мел — кайнозой восточной половины Сихотэалинской области) характеризовались преимущественно сводово-глыбовыми поднятиями складчатых структур и интенсивным эффузивно-интрузивным магматизмом гранитоидного ряда; осадконакопление в геоантиклинальный период имело локальный характер главным образом в межсводовых опусканиях. В эти периоды преобладали преимущественно гранитогенные процессы. Таким образом, в геосинклинальные периоды возникали седиментогенно-складчатые структурные формы, а в геоантиклинальные периоды формировались сводово-глыбовые и глыбовые структуры, а также вулканоплутонические пояса, т. е. преимущественно магматогенно-глыбовые

структурные формы. Между сводово-глыбовыми поднятиями формировались впадины.

Последовательное сокращение в ходе развития геосинклинальных седиментационно-складчатых форм тектогенеза к позднему мезозою привело к господству геоантиклинальных, магматогенно-глыбовых форм тектогенеза на всей территории характеризуемой области.

Различные по времени формирования складчатые системы (Буреинская, Монголо-Охотская) в последующие этапы не были преобразованы в платформы, а сохранились как подвижные структуры с геоантиклинальным режимом развития, обусловленным развитием сопредельной мезозойской геосинклинальной системы, вместе с которой они составляли единую подвижную область. Связь и взаимобусловленность развития геосинклинальных и геоантиклинальных структур в единой подвижной области отражена в процессах литогенеза, тектогенеза, магматизма и рудообразования.

Формирование гранитоидов в основном относится к послескладчатым, геоантиклинальным периодам развития подвижных зон; оно происходило на фоне сводово-глыбовых поднятий и по времени нередко совпадало со складчатыми процессами в смежных геосинклиналях. При этом имеет место постоянная пространственная разобщенность зон складчатости и синхронного ей гранитоидного магматизма. Формирование гранитоидов в геоантиклинальных сводово-глыбовых поднятиях нередко протекало синхронно базальтоидному магматизму соседних геосинклиналей. В этом случае намечается своеобразный литоральный магматический ряд, представленный липаритами и гранитами в геоантиклинальных зонах и спилитами и диабазами в соседних с ними геосинклиналях. Гранитообразование ограничено лишь структурами с достаточно мощной корой, т. е. послегеосинклинальными зонами завершенной складчатости, испытывающими сводово-глыбовые поднятия. Именно поэтому наиболее древняя в Приамурье складчатая система Буреинского массива, длительно развивавшаяся как геоантиклинальная структура, оказалась ареной мощного палеозойского и мезозойского гранитообразования и в результате превратилась в структуру полициклического гранитоидного магматизма и связанного с ним рудообразования.

Характерную особенность геологического развития региона представляет проявившаяся в мезозое миграция активных зон тектогенеза по направлению к Тихому океану, что обусловило асимметрию его тектонического плана и омоложение структур в указанном направлении.

2. Сихотэалинская складчатая область с ее особенностями осадконакопления и складчатости, магматизма и рудоносности является продуктом мезо-кайнозойского тектоно-магматического цикла. Анализ геологических формаций, отражающих основные геологические события этого цикла, позволяет наметить характерные тенденции развития осадконакопления, магматизма и рудоносности. В геосинклинальный этап развития цикла осадконакопление, как и присущие

этому этапу магматизм и рудоносность, подчинены сравнительно узким и глубоким трогообразным прогибам и по составу тяготеют к сиало-фемическим образованиям. На орогенном (геоантиклинальном) этапе развития в связи со сводовым воздыманием осадконакопление имеет локальный характер, хотя происходит на более обширных площадях сводовых воздыманий; состав отложений преимущественно сиалический — терригенный и вулканогенно-терригенный, а интрузивные образования представлены гранитоидами, которые вместе с субэвральными вулканитами образуют вулканоплутонические комплексы. Последние локализуются на обширных пространствах, однако, как правило, к западу от изохронных геосинклинальных прогибов, претерпевших инверсию. Такая тенденция в поэтапном развитии подвижных зон характерна не только для мезозоя; несовпадение зон проявления орогенного магматизма и геосинклинальных прогибов имеет место и в герцинидах и байкалидах. Таким образом, почти во всех случаях геосинклинальные прогибы в ходе развития подвижных областей занимают фронтальное (восточное) положение, в то время как связанный с их замыканием магматизм «отстает» и локализуется в обрамляющих их (западных) геоантиклинальных структурах предыдущего этапа складчатости.

Благодаря этому складчатые зоны каждого тектоно-магматического цикла, наращиваясь, все далее «оттесняют» последующие прогибы. В результате в условиях Приамурья с его односторонней (в сторону океана) миграцией геосинклинальных систем устанавливается последовательное смещение зон проявления активных геологических процессов, в том числе и магматизма, к востоку; вероятно, это связано с особенностями инверсии геотектонических условий, реализующихся через краевые (западные) поднятия. В восточном же направлении последовательно эволюционируют и формационные особенности орогенного магматизма и связанной с ним рудоносности. В результате разновременные зоны складчатости, магматизма и эндогенного оруденения в Приамурье проявляют последовательное (эшелонированное, или каскадное, по Х. М. Абдуллаеву, 1960) расположение и омоложение в направлении от Бурейского массива к Тихоокеанской впадине.

Увеличение площади эпицентров тектоно-магматических процессов, наблюдаемое в ходе развития цикла от начальных к конечным его этапам, увязывается со столь же последовательным перемещением гипоцентров тектогенеза из примантийских сфер в область верхних горизонтов коры, т. е. в постепенном уменьшении глубинности процессов. В результате, как отмечает и Ю. М. Шейнманн (1968), наиболее зрелая стадия развития гранитоидного магматизма характеризуется наименьшей глубиной.

К конечным стадиям развития мезозойского цикла возрастает и становится преобладающим сиалический тип геологических формаций. Как показывает анализ домезозойских формаций (Плотников, Усенко, 1967), это является преемственной формой выражения более общей закономерности развития позднепротерозойско-мезозойского

мегацикла, в котором от байкалитид до мезозоид в составе слагающих их формаций последовательно возрастает роль сиалита; в этом же направлении снижается продуктивность геосинклинальных формаций (Fe, Mn, P, Au) и последовательно возрастает роль эндогенной минерализации, вплоть до позднего мезозоя, где она проявилась особенно ярко в связи с максимальной активизацией гранитоидного магматизма на заключительных стадиях полициклического развития мезозойского цикла.

3. В соответствии с эволюцией состава магматических проявлений от геосинклинального этапа развития к геоантиклинальному изменяется и характер эндогенной минерализации. С основным и ультраосновным магматизмом геосинклинального этапа в Приамурье связаны слабые проявления кобальта, никеля, марганца, отчасти хрома, возможно железа и меди, т. е. концентрации в основном сидерофильных элементов. Интрузивные породы периода инверсии сопровождаются контактово-метасоматическими концентрациями золота, свинца, цинка, отчасти гидротермальными — олова, вольфрама, молибдена и некоторых других элементов. Орогенному гранитоидному магматизму особенно позднегеоантиклинального этапа развития соответствует наиболее перспективная гидротермальная и гидротермально-метасоматическая преимущественно минерализация (Sn, Mo, W, Au, Cu, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb и др.). С ней связаны главные черты эндогенной рудоносности Приамурья.

Для оловоносной части этой территории характерно последовательное снижение роли высоко- и среднетемпературных рудных образований в направлении с запада на восток, в соответствии с омоложением складчатых зон. При этом происходит увеличение роли сульфидов и усложнение состава минерализации, которая все более приближается к «мезократовому» типу, свойственному внутренним зонам подвижных систем (М. И. Ициксон, 1964). Все это увязывается со столь же последовательным омоложением магматизма в направлении к востоку, усложнением его состава, строения интрузивных массивов и возрастанием мезократовости, щелочности и гибридности (М. И. Ициксон и др., 1960).

4. Важной представляется проблема рудоносной специализации орогенных гранитоидов. Ее решению в настоящее время посвящено много исследований, и большинство ученых разделяют представления о решительной роли среды, в которой (и за счет которой) формируются рудоносные коровые магматические очаги. Некоторые подчеркивают, что для формирования оловорудных месторождений непременным условием является наличие мощной сиалической коры с повышенной оловоносностью, в которой формируются оловоносные интрузивные комплексы и происходит сепарация олова из глубинных систем коровых разломов с калиевой геохимической специализацией (М. И. Ициксон, 1967).

В этом отношении достаточно характерным примером служит Приамурье. Неодинаковые структурно-фациальные условия развития северной и южной частей региона в течение байкальского

и герцинского циклов обусловили различный тип фундамента и особенности развития мезозойд (М. И. Ициксон, Музылев, 1963). Южная часть мезозойд Приамурья характеризуется относительно мощной сиалической корой пониженной плотности, преимущественным развитием гранитоидов калиевого типа и ведущей ролью оловянной минерализации. Мезозойды же северной части (Приохотья и Нижнего Приамурья) сформировались на фундаменте, сложенном эвгеосинклинальными формациями, характеризуются преобладанием гранитоидов натрового типа и развитием преимущественно золотого оруденения.

Столь четко выраженная пространственная связь золото- и оловянности с областями различного типа развития и магматизма представляется закономерной; она соответствует установленным геохимическим связям щелочных металлов с главными элементами рудного процесса. Как показал В. В. Щербина (1963), среди щелочных металлов наибольшую геохимическую близость к олову проявляет калий, так же как к золоту — натрий. С этим выводом согласуются расчетные данные М. И. Ициксона (1967), в соответствии с которыми коэффициент концентрации олова для кислых пород в два раза больше, чем для основных, и достигает трех.

5. Все более очевидно решающее значение разломов в истории геологического развития территории. Разломы явились главными факторами глыбовых движений и локализации зон рудоносного магматизма. Они же оказали прямое влияние и на зоны седиментации и складкообразования. Подчеркивая значение разломов, А. В. Пейве еще в 1945 г. указывал, что земная кора, в целом, оказывается гораздо более хрупкой, чем это принято думать, и разломы, а не складки играют ведущую роль в структуре Земли.

Все больше подтверждений находит положение о том, что складкообразование — процесс длительный. Формирование складчатых зон происходит на протяжении всей истории развития геосинклинальной области от начальных движений блоков коры и заложения геосинклинали до посторогенного этапа развития складчатых зон и охватывает лишь верхние структурные этажи (Пейве, 1945; Херасков, 1963; Чебаненко, 1963). Разломы же как форма дислокаций — явление более глубинное и более значительное, чем складчатость. Особенно велика роль разломов в геоантиклинальный период развития подвижных областей, когда оформлялись преимущественно секущие по отношению к складчатым структурам межблоковые разломы различного масштаба и глубины заложения. Они контролировали размещение магматических, постмагматических образований и предопределили формирование важнейших рудно-магматических поясов и зон.

Очень велико рудолокализирующее значение разломов, особенно внутриблоковых, представляющих собой систему оперения межблоковых и более крупных разрывов. Рудолокализирующие разломы как структуры малых форм закономерно связаны с элементами более крупных структур. Отсюда вытекает важное значение изучения

структуры месторождений (и не вообще, а в конкретной геологической обстановке) и ее связи со структурами крупных форм. Изучение тектоники месторождений тем более важно, если учесть слабую еще разработанность тектонической стороны генезиса месторождений. Как отмечал Н. П. Херасков (1967), известно много конкретных примеров тесной связи месторождений с тектоникой. Однако не везде одна и та же тектоническая форма, будь то складчатая или разрывная, рудоносна; всякого рода безрудных структур гораздо больше, и наука пока еще не в состоянии их распознавать.

Следовательно, существующая классификация структур пока еще несовершенна для прикладных целей, как несовершенна, по-видимому, и классификация связанных с ними месторождений, которая по справедливому замечанию Н. П. Хераскова должна строиться на тектонической основе. С этими недостатками связаны и основные трудности прогнозирования месторождений. Правомерным поэтому представляется следующий вывод: до тех пор пока изучение структур оловорудных месторождений не станет методологической основой исследований рудных районов и необходимой формой тектонического осмысления процессов рудогенеза, попытки установления однозначных закономерностей размещения оруденения, как и основанные на них прогнозные построения, не обеспечат должной геологической эффективности поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. — «Советская геология», 1960, № 5.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1.
- Барсуков В. Л., Генетические связи сульфидно-касситеритовых месторождений с интрузиями. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Батлер Б. С. Связь рудных месторождений в Западных штатах со стратиграфией, структурой и изверженными породами. — В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. ОНТИ, 1937.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. А., Л. А. Баскакова. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Берсенева И. И. О тектоническом районировании Приморья. Владивосток, 1959. (Сообщение ДВФ СО АН СССР, вып. 10.)
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. тр., т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Власов Г. М., Ицксон М. И. и др. Геологические предпосылки локализации полезных ископаемых на территории Востока СССР. — «Советская геология», 1963, № 12.
- Волярович Г. П. Сочленение тихоокеанских и монголо-охотских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Генкин А. Д., Муравьева И. В. Индит и джалиндит — новые минералы индия. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 4, 1963.
- Говоров И. Н., Моисеенко В. Г. и др. Роль литогенеза, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. Владивосток, 1966. (Материалы симпозиума, посвящ. акад. С. С. Смирнову.)
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Классификация типов металлогенических зон земной коры. — Изв. вузов, «Геология и разведка», № 1, 1965.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
- Довгал В. Н., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В. О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. — «Геология и геофизика», 1964, № 10.
- Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. — «Геология и геофизика», 1965, № 8.
- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. — «Советская геология», 1967, № 4.
- Зимин С. С. Особенности состава интрузивных комплексов гипербазитов и зональность верхней мантии в главном синклинии Сихотэ-Алиня. — Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.

Зильберман А. В., Лабутин А. Н., Павлов Г. Ф. Оловянные месторождения Северо-Востока СССР. — В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.

Иванов Ю. Г. Основные черты металлогении Ханкайского рудного района. — Сообщение ДВФ СО АН СССР, вып. 10. Владивосток, 1959.

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения и пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов ДВ). — «Советская геология», 1961, № 4.

Изох Э. П., Кунаев И. В., Русс В. В. Редкометальное и золотое оруденение Северного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов Приамурья. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Изох Э. П., Русс В. В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.

Ицксон Г. В., Рунквист Д. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Ицксон Г. В., Чеботарев М. В. Распределение интрузивных комплексов и сопутствующей им минерализации. — Тр. ВСЕГЕИ, т. 55, 1961.

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

Ицксон М. И., Кормилицин В. С. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Ицксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее (Опыт палеотектонической реконструкции). Мат. по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.

Ицксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 2.

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

Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1964, № 1.

Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1966, № 1.

Ицксон М. И., Ицксон Г. В., Матвеев В. Т. Металлогенические ассоциации в вулканических поясах Тихоокеанского кольца. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связь с ними минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1966.

Ицксон М. И. Геологические и геохимические типы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. — «Советская геология», 1967, № 11.

Ицксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. Материалы металлогенической конференции. Фрунзе, 1968.

Князев Г. И. О систематике замкнутых рудных поясов. — «Геотектоника», 1967, № 2.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. — В кн.: Закономерности размещения ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Комарова Г. Н. Вещественный состав и особенности формирования Джалиндзинского месторождения на Малом Хингане. ИГЕМ, 1960.

Константинов Р. М., Лугов С. Ф. и др. Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969.

Константинов Р. М. Некоторые вопросы изучения рудных формаций при металлогенических исследованиях. М., «Недра», 1965. (Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК).

Константинов Р. М., Жариков В. А. и др. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кропоткин П. Н. Концентрическая и температурная зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. — «Советская геология», 1957, № 5.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 37, 1960.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма внескладчатых областей. — Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1960.

Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. — «Советская геология», 1961, № 10.

Красный Л. И. (отв. редактор). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.

Красный Л. И. Тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. XIX, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., изд-во АН СССР, 1960.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1965.

Кушев В. Б., Селезнев П. Н. Некоторые структурные особенности оловянных рудопроявлений среди меловых эффузивов Комсомольского района. Владивосток, 1966. (Материалы симпозиума, посвящ. акад. С. С. Смирнову.)

Масайтис В. И., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85, 1963.

Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Матвеевко В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1960.

Материков М. П. Структурно-металлогенические зоны и некоторые геологические особенности оловорудных месторождений Приморья. — «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.

Материков М. П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород. — «Советская геология», 1961, № 9.

Материков М. П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений. — «Советская геология», 1964, № 11.

Материков М. П. Группировка месторождений по промышленным типам. — «Советская геология», 1966, № 8.

Музылев С. А., Ициксон Г. В. и др. Геологическое строение и вопросы металлогении Малого Хингана. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С., Потапова Ю. И. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба. Тр. ГИН АН СССР, вып. 139, 1965.
- Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, № 5, 1959.
- Никольский А. П. О генезисе оловорудной магмы. — «Советская геология», 1941, № 4.
- Никулин Н. Н. К вопросу об определении глубины формирования оловорудных тел по концентрации индия в касситеритах. Владивосток, 1966. (Материалы симпозиума, посвящен. акад. С. С. Смирнову.)
- Никулин Н. Н. Распределение индия, ниобия и скандия в касситеритах Хинганского месторождения. — Вестник ЛГУ, № 6, 1967.
- Орлова А. В. Литологический контроль оруденения и его металлогеническое значение. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. М., изд-во «Недра», 1965.
- Павлов Е. С. Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения на территории Приморья. — «Советская геология», 1964, № 2.
- Паталаха Е. И. Магматическая проницаемость и энергетическая сущность «подвижности» зон глубинных разломов. — «Советская геология», 1967, № 11.
- Онихимовский В. В. Геотектоническое районирование южной части Хабаровского края, Амурской и Сахалинской областей. Тр. ДВФ АН СССР, сер. геол. т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Планетарные разломы и геосинклинальные прогибы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Плотников И. А., Усенко С. Ф. Магматизм в истории развития складчатых систем Приамурья. — «Геология и геофизика», 1969, № 12.
- Плотников И. А., Усенко С. Ф. Цикличность и стадийность геотектонического развития на примере Приамурья. Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, 1967. (Тезисы докладов V сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.)
- Плотников И. А., Усенко С. Ф. К истории формирования Восточно-и Западно-Сихотэалинского вулканогенных поясов. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967. (Материалы I петрограф. совещания.)
- Плотников И. А., Усенко С. Ф. и др. Петрохимические особенности мезозойско-кайнозойских орогенных интрузивных комплексов Сихотэалинской подвижной системы. Ленинград, 1969. (Тезисы доклада к петрохимическому совещанию.)
- Плотников И. А., Усенко С. Ф. Вулканогенные зоны Приамурской части Сихотэалинской складчатой системы. — В кн.: Проблема геологии и металлогении вулканогенных поясов. Владивосток, 1968.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — «Советская геология», 1956, № 53.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.
- Радкевич Е. А. Касситерит-сульфидные месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Радкевич Е. А. Металлогения рудных районов как новое направление исследований. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. — «Советская геология», 1959, № 9.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий. М., Изд-во АН СССР, 1960. («Прикладная геология». Вопросы металлогении. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК.)

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Радкевич Е. А. Особенности минерагении Приморья. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

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

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. — В кн.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока. — «Советская геология», 1966, № 3.

Радкевич Е. А., Баранов А. Ф. и др. Общие закономерности распределения золотоносности на Дальнем Востоке. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.

Радкевич Е. А., Коростелев П. Г. и др. Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967.

Радкевич Е. А. Металлогения Востока СССР. — В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1967.

Руб М. Г., Онихимовский В. В. и др. Гранитоиды Мяочанского района и связанные с ними постмагматические образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. Металлогенические особенности гранитоидов Мяочанского интрузивного комплекса (Хабаровский край). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.

Русс В. В. Петрографическая характеристика Нижнеамурского золотоносного интрузивного комплекса (Северный Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 107, 1964.

Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967.

Смирнов А. М. Сопряжение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1937.

Смирнов С. С. Некоторые новые данные относительно оловоносности Северо-Востока Азии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5, 6.

Смирнов С. С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. — «Природа», 1946, № 2.

Смирнов С. С., Левицкий О. Д. и др. Геология олова. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-Восток Азии, его металлогения и оловоносность. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.

Смирнов С. С. Металлогения и рудные месторождения Охотско-Колымского края. — В кн.: Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов М. П. Исторические типы осадконакопления. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.

Сухов В. И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. — «Советская геология», 1967, № 4.

Томсон И. Н. Особенности строения ослабленных зон над скрытыми разломами фундамента в складчатых областях Дальнего Востока. — В кн.: Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Томсон И. Н., Полякова О. П., Кочнева Н. Т. Структурное положение рудных районов Юго-Восточного Забайкалья. — «Советская геология», 1970, № 10.

Томсон И. Н. Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях. М., «Недра», 1965. (Докл. Сов. геол. на XXII сессии МГК, 1965).

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — В кн.: Геохимия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Усенко С. Ф. Оловорудные формации Приамурья. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964.

Усенко С. Ф., Чеботарев М. В. Структурные особенности локализации оловоносных площадей Приамурья. — «Советская геология», 1965, № 11.

Усенко С. Ф. Оловоносность Хабаровского края и закономерности локализации ее площадей и месторождений. Владивосток, 1966. (Материалы симпозиума, посвящ. акад. С. С. Смирнову.)

Усенко С. Ф. Вольфрамовая минерализация на территории Хабаровского края и Амурской области. Владивосток, 1966. (Материалы симпозиума, посвящ. акад. С. С. Смирнову.)

Усенко С. Ф., Плотников И. А. Основные этапы магматической деятельности в истории развития складчатых систем Приамурья. Хабаровск, 1967. (Материалы I петрограф. совещания ДВ СССР.)

Усенко С. Ф. Геологические особенности и типы оловянного оруденения в Приамурье. Новосибирск. Тр. ЦНИИОлово, № 3, 1967.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — «Советская геология», 1959, № 3.

Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.

Фаворская М. А. Новые данные об особенностях взаимоотношения магматизма и оруденения. М., «Недра», 1965. (Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК.)

Федчин Ф. Г. О рудоконтролирующих структурах Хингано-Олонойской структурной зоны. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Федчин Ф. Г. Особенности структуры магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М., «Наука», 1964.

Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. — Изв. вузов «Геология и разведка», № 3, 1963.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Возрожденные (эпи платформенные) орогенные пояса и их тектоническая природа. — «Советская геология», 1965, № 7.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН СССР, 1963.

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

Чеботарев М. В., Усенко С. Ф., Плотников И. А. Магматические комплексы Приамурья и их положение в геологических

структурах. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967. (Материалы I петрогр. совещания.)

Чеботарев М. В., Усенко С. Ф. Разломы Приамурья и западного Приохотья. — «Советская геология», 1967, № 7.

Шаталов Е. Т. Металлогеническое изучение рудных районов. — Вестник АН СССР, серия. № 9, 1958.

Шандцын К. А. Особенности аномальных физических полей и некоторые черты глубинного строения. «Геология СССР», т. XIX. М., «Недра», 1966.

Шаталов Е. Т., Контев-Дворников В. С. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.

Шаталов Е. Т. О металлогении рудных районов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Шаталов Е. Т. и др. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960

Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. — «Советская геология», 1958, № 1.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.

Шейнманн Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой. — «Советская геология», 1964, № 2.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники. — «Геотектоника», 1967, № 5.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968.

Штилле Г. «Субсеквентный» магматизм. Избр. тр. М., «Мир», 1964.

Шутлив Ф. А. Геология и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — «Геохимия», 1963, № 3.

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

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геология, т. XV (5), 1964.

Ярмолюк В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. В кн.: Геология и металлогения северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ahlfeld F. Die Erzlagerstätten der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Zentralanden. Min. Beil., vol. 65, 1932.

Ahlfeld F. The Bolivian Tin Belt. — Econ. Geol., N 1, 1936.

Ahlfeld F. Tipen Bolivianischer Goldlagerstätten. Zentralbl. f. min., geol. U. pal., Aht. A., N 7, 1937.

Turneure F. S. a. Welker K. K. The Ore Deposits of the Eastern Andes of Bolivia. The Cordillera Real. — Econ. Geol., N 7, 1947.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Общие сведения о геологических структурах Приамурья	7
Глава II. История изучения оловоносности	11
Глава III. Стратиграфия	18
1. Протерозой и ранний палеозой	18
2. Палеозой и мезо-кайнозой	21
Глава IV. Магматизм	34
1. Этапы тектоно-магматического развития и магматические комплексы	34
2. Петрохимические особенности интрузивных комплексов	44
3. Некоторые закономерности размещения магматических комплексов	54
Глава V. Тектоника	60
1. Особенности тектонического развития	60
2. Геосинклинальные структуры	65
3. Орогенные структуры	69
а. Хингано-Охотский сводово-глыбовый пояс	77
б. Сихотэалинский сводово-глыбовый пояс	80
в. Прибрежный вулканогенный пояс	83
г. Уссуро-Охотский пояс кайнозойских депрессий и базальтоидного магматизма	85
4. Бурейнский срединный массив	88
Глава VI. Металлогения	91
1. Металлогеническое районирование	91
2. Характеристика оловоносных площадей	100
А. Хингано-Охотский металлогенический пояс	100
а. Хингано-Баджалская оловоносная область	100
б. Оловоносность Приохотской золотоносной области	161
Б. Сихотэалинский металлогенический пояс	167
а. Северо-Сихотэалинская оловоносная область	167
б. Оловоносность Нижнеамурской золотоносной области	193
3. Основные закономерности размещения оловянного рудения	195

	Стр.
а. Положение оловоносных областей в системе советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса . . .	195
б. Оловорудные формации и геологические условия их размещения	203
в. Факторы, контролирующие оловянное оруденение	211
г. Особенности проявления оруденения в оловоносных областях	213
4. Оценка перспектив и направления дальнейших исследований	217
Заключение	222
Список литературы	228

Сергей Фокич Успенко, Михаил Васильевич Чеботарев
ГЕОЛОГИЯ И ОЛОВОНОСНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*, Технический редактор *А. Г. Иванова*
 Корректор *Т. Ю. Шульц*

Сдано в набор 17/VII 1972 г. Подписано в печать 24/X 1972 г. Т-17140.
 Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 14,75. Уч.-изд. л. 17,17. Тираж 1000 экз.
 Заказ 1870/11356—4. Цена 1 р. 83 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
 Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Государственного Комитета
 Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
 Московский пр., 91.

1 р. 83 к.

586

2

НЕДРА · 1973