

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет»
Геологический факультет

А. Т. Корольков

ГЕОДИНАМИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ



УДК 553.411 : 551.2(571.5)
ББК 26.325.1 : 26.2(2P54)

Печатается по решению научно-методического совета геологического факультета
Иркутского государственного университета

Монография подготовлена при поддержке аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы (2006–2008) проект РНП.2.2.1.1.7334 «Научно-образовательный центр Байкал»

Научный редактор академик РАН, профессор **Ж. В. Семинский**

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор **А. П. Кочнев**,
доктор геолого-минералогических наук, профессор **Е. Т. Бубнов**

Корольков А. Т.

Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири / А. Т. Корольков. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – 251 с.

Рассмотрена геодинамика крупных золоторудных районов юга Восточной Сибири: Бодайбинского, Муйского, Еравненского, Гарганского, Балейского. Они приурочены к орогенным поясам трех типов – пассивной континентальной окраины, аккреционно-коллизионному, внутриплитному плюмтектоническому.

Важнейшее значение для оруденения золоторудных районов имеют структуры коллизионного и постколлизионного этапов: поддвиговые ороклины, террейны, различные купола, сдвиги, комплексы метаморфических ядер, рифтогенные впадины.

Монография предназначена для специалистов-геологов, аспирантов и студентов.
Библиогр. 279 назв. Ил. 102. Табл. 11.

ISBN 978-5-9624-0195-9

УДК 553.411 : 551.2(571.5)
ББК 26.325.1 : 26.2(2P54)

ISBN 978-5-9624-0195-9

© Корольков А. Т., 2007
© ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет», 2007

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
Глава 1	
ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	8
1.1. Золоторудные месторождения, связанные с магматизмом	8
1.2. Золотое оруденение, связанное с метаморфизмом	13
1.3. Купольно-сводовый тектогенез и золотое оруденение	16
1.4. Вулкано-плутонические пояса и золотое оруденение	21
1.5. Золотое оруденение в зонах глубинных разломов и скрытых разломов фундамента.....	22
1.6. Теория литосферных плит и металлогенический анализ	26
1.7. Металлогеническое районирование региона	31
1.8. Главные эпохи образования месторождений золота	35
1.9. Металлогенические формации	38
Глава 2	
ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСАХ ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ	41
2.1. Строение металлогенических поясов складчато-надвиговых орогенов окраины кратона.....	41
2.2. Геодинамика и металлогения Бодайбинского золоторудного района	42
2.2.1. Тектоническая позиция района	43
2.2.2. Основные этапы развития.....	45
2.2.3. Геодинамическая модель	49
2.2.4. Металлогенические особенности.....	55
Глава 3	
ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ТИПА	62
3.1. Строение металлогенических поясов аккреционно-коллизионных орогенов.....	62
3.2. Геодинамика и металлогения Гарганского золоторудного района	63
3.2.1. Тектоническая позиция района	63
3.2.2. Основные этапы развития.....	66
3.2.3. Геодинамическая модель	87
3.2.4. Металлогенические особенности.....	100
3.3. Геодинамика и металлогения Муйского золоторудного района	111
3.3.1. Тектоническая позиция района	112
3.3.2. Основные этапы развития.....	114
3.3.3. Геодинамическая модель	117
3.3.4. Металлогенические особенности.....	120
3.4. Геодинамика и металлогения золота Еравнинского комплексного рудного района	128
3.4.1. Тектоническая позиция	129
3.4.2. Основные этапы развития.....	129
3.4.3. Геодинамическая модель	133
3.4.4. Металлогенические особенности.....	140

Глава 4	
ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ	152
4.1. Строение металлогенических поясов внутриплитных плюмтектонических орогенов	152
4.2. Геодинамика и металлогения Балейского золоторудного района	155
4.2.1. Тектоническая позиция района.....	155
4.2.2. Основные этапы развития	155
4.2.3. Геодинамическая модель.....	168
4.2.4. Металлогенические особенности	183
Глава 5	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	204
5.1. Краткая геодинамическая характеристика золоторудных районов.....	205
5.2. Сравнительный анализ металлогенических формаций коллизионного и постколлизионного (внутриплитного) этапов развития	208
Глава 6	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ	211
6.1. Типы орогенных поясов Северо-Востока Азии	211
6.2. Основные золоторудные районы складчато-надвиговых орогенов опущенных окраин Северо-Азиатского кратона	218
6.3. Основные золоторудные районы аккреционно-коллизионных орогенов	224
6.4. Основные золоторудные районы внутриплитных плюмтектонических орогенов	231
6.5. Металлогенические формации и продуктивность золоторудных районов различных типов орогенных поясов	236
Заключение	239
Библиографический список	241

ВВЕДЕНИЕ

Анализ геологического строения различных территорий с геодинамических позиций является наиболее перспективным для развития современной региональной геологии. Однако палеорекострукции производятся для крупных регионов. Преимущественно они основаны на мелкомасштабных работах. Проникновение идей мобилизма в металлогению, особенно в металлогению золоторудных районов, происходит более медленными темпами. В то же время применение теории литосферных плит для этой области знаний может оказаться весьма продуктивным. Свежий взгляд на процесс формирования золоторудных месторождений в давно известных золоторудных районах даст возможность скорректировать поисковые, оценочные и разведочные работы.

Цель исследования – установление геодинамических обстановок формирования и металлогении золоторудных районов различных орогенных поясов южной части Восточной Сибири для оценки перспектив золотоносности. Задачи: 1) определение последовательности геодинамических событий на территории золоторудных районов; 2) анализ закономерностей развития основных рудовмещающих структур; 3) выявление главных рудовмещающих, рудоносных, рудогенерирующих и рудообразующих формаций золоторудных районов; 4) выяснение геодинамической роли выделенных металлогенических формаций; 5) сравнительный анализ золоторудных районов для выявления наиболее общих закономерностей их формирования.

В течение многих лет (1987–2007 годы) автор занимался оценкой степени золотоносности Балейского, Бодайбинского, Муйского, Гарганского золоторудных районов и Еравнинского комплексного рудного района. В Восточном Саяне авторские исследования в настоящее время продолжаются.

В Балейском золоторудном районе по результатам детального геологического картирования с участием автора составлена геологическая карта 1:10 000 масштаба, геофизические и геохимические карты по первичным ореолам рассеяния того же масштаба на территорию Балейского золоторудного узла. Автором изучены закономерности формирования и металлогения впервые выделенной Ундинской купольной структуры, вмещающей Балейский золоторудный район, исследованы с различной степенью детальности главные месторождения и рудопроявления.

В Бодайбинском золоторудном районе с участием автора проведены комплексные работы по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 (ГДП –50) центральной его части и детальные геолого-структурные наблюдения на отдельных перспективных участках.

В Муйском золоторудном районе автор проводил специализированные тематические исследования по оценке золотоносности в притрассовой части Байкало-Амурской магистрали, результатом которых стала карта размещения золотого оруденения северной части Муйского золоторудного района масштаба 1:100 000, и фрагментарные детальные структурные исследования на основных золоторудных участках.

В Еравнинском комплексном рудном районе с участием автора впервые проведена оценка на коренное золото Озернинского комплексного рудного узла, где передокументировано 3/4 части всего сохранившегося керна скважин и составлена на новой структурной основе карта золотоносности всего рудного узла в масштабе 1:10 000.

В Гарганском золоторудном районе работы проводились как в подземных горных выработках, так и на поверхности. Автор участвовал в структурных исследованиях крупного Зун-Холбинского месторождения при подготовке материалов в ГКЗ (по штольням) и в поверхностных поисково-оценочных работах на ряде месторождений и рудопроявлений центральной части золоторудного района (Пионерское, Самартинское,

Гранитное, Амбартогольское и др.). Это позволило автору предложить оригинальную модель связи золотоносности с различными типами структур латерального выжимания.

Работы проводились с различной степенью детальности по хозяйственной тематике (Балейский, Гарганский золоторудные районы и Озернинский комплексный рудный узел), по отраслевым научным программам (Муйский золоторудный район) и производственным заданиям (Бодайбинский золоторудный район). По каждой из этих территорий были составлены карты золотоносности, детально изучены структуры отдельных месторождений и рудопроявлений. Многолетний накопленный фактический материал переосмыслен автором с позиций главных положений теории литосферных плит. Были также обобщены и проанализированы результаты работ большой группы геологов, которые исследовали эти золоторудные районы.

На формирование эндогенных месторождений золота юга Восточной Сибири влияют следующие факторы: а) магматизм вулканический и плутонический; б) метаморфизм, особенно, дислокационный; в) сводово-купольный тектогенез; г) глубинные разломы. Их благоприятное сочетание при концентрации золота зависит от особенностей геодинамики подготовительного и рудного этапов образования золоторудных районов, принадлежащих к металлогеническим поясам трех групп: 1) складчато-надвиговых орогенов окраины кратона, 2) аккреционно-коллизийных орогенов, 3) внутриплитных плюмтектонических орогенов.

В условиях орогенного складчато-надвигового пояса опущенной окраины кратона (Бодайбинский рудный район) локализация золотого оруденения обусловлена структурами латерального выжимания в виде поддвигового ороклина и разномасштабными куполами; золотое прожилково-вкрапленное оруденение сухоложского типа приурочено к внутренней наиболее дислоцированной части поддвигового ороклина, золото-кварцевое жильное – к наименее дислоцированной мощной толще осадков за пределами влияния ороклина.

В тектонической обстановке аккреционно-коллизийных орогенов (Гарганский, Муйский, Еравненский рудные районы) золотое оруденение связано с разнотипными террейнами; локализация месторождений и рудопроявлений обусловлена конвергентными границами террейнов, где установлены структуры латерального выжимания и зоны сдвигов; золото-сульфидные рудные тела зун-холбинского типа характерны для области фронтального сжатия, золото-кварцевые жилы пионерского типа – для области геодинамических убежищ, золото-кварцевые жилы ирокиндинского, каралонского типа и золото-сульфидное оруденение назаровского типа – для сложных сдвиговых дислокаций.

В орогенных поясах внутриплитных плюмтектонических обстановок (Балейский рудный район) формирование золотого оруденения предопределено на предрудном этапе субдукционно-коллизийным Ундинским куполом, образовавшимся при закрытии позднепалеозойско-раннемезозойского Монголо-Охотского океана. Рудный этап обусловлен Борщевочным комплексом метаморфического ядра с рифтогенными впадинами, который был экспонирован в условиях растяжения под влиянием Центрально-Азиатской горячей области; золото-сульфидно-кварцевые жилы голготайского типа вмещает Ундинская купольная структура, золото-кварц-халцедоновые жилы и жильные зоны балейского типа – рифтогенная впадина.

При формировании золотого оруденения в рудных районах на подготовительном этапе субдукционно-аккреционных обстановок образовывались основные рудоносные формации – дислокационно-метаморфическая и островодужная. В процессе рудообразования при коллизийных и постколлизийных обстановках развивались рудогенерирующие магматические формации, представленные нередко субщелочными интрузиями основного, среднего состава, и рудообразующие формации – интрузии кислого со-

става. Типы рудных формаций золоторудных месторождений зависят от влияния процессов дислокационного метаморфизма, первичного субстрата вмещающих рудные районы террейнов, субдукционно-аккреционных и постколлизионных проявлений магматизма.

Наиболее масштабное золотое оруденение характерно для золоторудных районов орогенных поясов пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (месторождения Сухой Лог, Олимпиадинское), далее по продуктивности следуют месторождения золоторудных районов внутриплитных орогенов (Балейское, Тасеевское, Дарасунское, Куранахское и др.), затем – месторождения золоторудных районов аккреционно-коллизионных орогенов (Коммунарское, Ольховское, Зун-Холбинское, Ирокиндинское и др.). В первом случае источниками золота являются углеродистые приразломные метасоматиты и дайки основного состава, во втором – субщелочные малые интрузии и дайки основного и среднего состава, в третьем – офиолитовые зоны, интрузии габбро, плагиогранитов, тоналитов и дайки основного состава.

Установлено, что концентрации золотого оруденения во всех золоторудных районах сопутствовало сложное геодинамическое развитие территорий на доколлизионном этапе. Наибольшее значение при этом имело накопление индикаторных пород островодужной формации при разных типах субдукции или обдукции древних литосферных плит.

Для всех территорий при локализации рудовмещающих структур имели главное значение аккреционно-коллизионные процессы. В них участвовали разнотипные террейны и широко развитые структуры латерального (горизонтального) выжимания геологических масс, сопровождавшиеся образованием разномасштабных куполов. На структуры латерального выжимания автор впервые обратил особое внимание при исследовании золоторудных районов.

Постколлизионные процессы, обусловленные Центрально-Азиатской горячей областью, привели к рифтогенезу, экспонированию в верхние этажи комплексов метаморфических ядер, формированию малых интрузий субщелочного состава и дайковых поясов. Это отразилось на особенностях локализации рудовмещающих структур некоторых золоторудных территорий.

Теория литосферных плит придает генезису геологических формаций другой смысл: скорее всего, это породы-индикаторы различных типов границ литосферных плит. Особую роль играют породы-индикаторы, отражающие внутриплитные плюмовые процессы. Для сравнительного анализа золоторудных районов автор использовал известные представления о металлогенических формациях, интерпретированные на основе концепции литосферных плит.

Работа выполнена в Иркутском государственном университете.

В процессе подготовки монографии автор неизменно пользовался ценными советами и поддержкой научного редактора академика РАЕН, профессора Ж. В. Семинского. Вдохновляющие идеи и советы академиков РАН Ф. А. Летникова и М. И. Кузьмина служили стимулом в работе, за что автор выражает им огромную благодарность.

Искренняя признательность выражается также коллегам по совместным разноплановым исследованиям золоторудных районов: В. В. Гладкову, С. П. Летунову, С. Н. Коваленко, Г. А. Феофилактову, В. В. Левицкому, Ю. И. Тверитинову, В. А. Тверитиновой, И. В. Одинцовой, А. А. Куликову, Н. А. Дорониной, А. А. Меляховецкому, А. В. Филимонову, Г. Б. Шуляку, А. М. Рогачеву и другим.

Самые теплые чувства вызывает поддержка работы со стороны декана С. П. Приминой и всех сотрудников геологического факультета Иркутского государственного университета, особенно коллег по кафедре геологии и геофизики Т. Н. Титоренко, М. В. Шорниковой, В. В. Булдыгерова, А. В. Сизова.

Глава 1

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Несмотря на большое количество исследований, посвященных причинам формирования коренных источников золота, однозначные и универсальные для поисков в разных районах критерии богатого оруденения пока не установлены.

История открытия многих крупных месторождений золота – длительный и трудный процесс, нередко составляющий несколько десятков лет. Недаром говорят, что «месторождения делают». Геолог всегда рискует, опираясь при поисках и разведке рудных объектов только на неоднозначные поисковые предпосылки и признаки.

По-видимому, правомерно говорить о стратегии и тактике поисковых работ. Тактика как раз и основана на прямых и косвенных поисковых предпосылках и признаках. Стратегия обусловлена закономерностями, которые выявляются при металлогеническом анализе разномасштабных рудных площадей. Важнейшее значение среди них имеют рудные районы. Их сравнение друг с другом, с современными обстановками наиболее вероятного накопления золота необходимо подкреплять последними достижениями теоретической и экспериментальной геологии.

К сожалению, смена парадигмы в геологии отразилась негативно на отношении к металлогеническому анализу геологов-производственников. Поисковики на практике используют преимущественно лишь тактические приемы. Стратегия поисков месторождений золота, базирующаяся на современной геологической теории – тектонике плит – не получила широкого применения.

Золотое оруденение рассматриваемых в работе рудных районов имеет эндогенный генезис. В то же время его локализация происходила под влиянием различных геологических процессов. По этой причине в обзоре существующих представлений по проблемам обстановок формирования разнотипного золотого оруденения рассматриваются вопросы, связанные с ролью магматизма, метаморфизма и тектоники. Подчеркивается обусловленность всех процессов и структур движением литосферных плит, т. е. геодинамикой (Борукаев, 1999). Эта вводная глава предшествует характеристике главных золоторудных районов южного обрамления Сибирской плиты, основанной на достижениях тектоники плит. Для сравнительного анализа выбранных золоторудных районов используются металлогенические формации, выделенные автором согласно с представлениями А. И. Кривцова и др. (1991).

1.1. Золоторудные месторождения, связанные с магматизмом

Эндогенные золоторудные месторождения России в основном представлены постмагматическими гидротермальными образованиями (Рудные..., 1978), они не имеют

прямой генетической связи с конкретными магматическими телами. Однако магматические очаги могут являться источниками гидротермальных растворов и, нередко, рудного вещества, то есть связь оруденения и магматизма парагенетическая.

Как известно, рудогенерирующие комплексы магматических пород определяются по пространственному совместному нахождению их с золоторудными телами, по близости времени образования тех и других, по сходству автометасоматических и наложенных на интрузии процессов метасоматических изменений, сопровождающих оруденение, по близости спектра акцессорных минералов и геохимических элементов в магматических и околорудно-измененных породах. Большой частью золоторудные тела завершают формирование рудоносных магматических комплексов или их отдельных фаз, образуя рудно-магматические системы.

Рудогенерирующие магматические формации имеют сиалическое (коровое) и симатические (мантийное) происхождение.

Симатические очаги генерируют две группы продуктивных по золоту магматических формаций.

1. Дифференцированные интрузии базальтоидной магмы, богатой магнием, которые сформировались в платформенной обстановке и содержат сопутствующие им золотосодержащие медно-никелевые руды (Норильский район). Такие интрузии – результат рассеянного спрединга в пределах континентальной плиты – фиксируют ранее существовавшую «горячую область» в позднем палеозое–раннем мезозое (Кузьмин и др., 2000). Как правило, медно-никелевые руды имеют магматическую ликвационную природу, а золотое оруденение связано с более поздними гидротермальными растворами.

2. Серии базальтоидных вулканогенных и вулканоплутонических формаций складчатых поясов, которым сопутствуют золотосодержащие колчеданные руды и собственно золотые месторождения. Последние связаны с внедрением малых интрузий габбро-диоритового и плагиогранитного состава, представлены кварцевыми жилами и зонами золотосодержащей сульфидной вкрапленности (Южный и Средний Урал). Сравнительно недавно получено много достоверных данных (Зайков, 1991; Кузьмин и др., 2000) о том, что все эти месторождения сформировались, подобно современным «черным курильщикам» в океанах и задуговых бассейнах. Обширные задуговые бассейны реконструированы на Южном Урале, сформировавшиеся сульфидные месторождения в них связаны с отложениями Уральского окраинного бассейна, существовавшего в среднедевонское время.

Сиалические очаги генерируют магматические комплексы, с которыми пространственно тесно связаны собственно золоторудные месторождения, но значительной концентрации золота в гранитоидных расплавах не происходит, а природа их металлогенической специализации является сложной. Л. Н. Овчинников (1992) выделяет три типа магматических формаций в составе золото-кварцевой гранитоидной металлогенической формации, автор добавляет к ним четвертую.

1. Габбро-диорит-плагиогранитная в орогенно-складчатых поясах, которая представлена массивами, штоками и дайками плагиогранитов. Характерна для Восточно-Уральского поднятия, Северного Казахстана и других регионов.

2. Тоналит-плагиогранитная в орогенно-складчатых поясах Урала, Северного Казахстана и других регионов.

3. Андезит-дацит-риолитовая с вулканоплутоническими ассоциациями; характерны массивы, дайковые пояса и субвулканические образования с широко развитым калиевым метасоматозом в пределах позднеорогенных вулканических поясов (Карпаты, восток Евразии).

4. Щелочные и субщелочные породы позднего мезозоя, сложенные малыми интрузиями граносиенитов, сиенитов, бостонитов, лейцитовых порфиров. Такие интрузии

широко развиты в пределах золоторудных полей Центрального и Южного Алдана и, по данным Ю. А. Билибина, имеют мантийное происхождение. Геодинамическое значение щелочного магматизма можно увязывать с начальными стадиями функционирования горячих областей и развитием континентального рифтогенеза, а также – с внешними зонами активных континентальных окраин (андийского типа).

По-видимому, все типы магматических формаций развиваются в обстановках активных континентальных окраин (особенно первых два) и зрелых островных дуг, которые соответствуют орогенным поясам зон субдукции андийского и западно-тихоокеанского типа.

Существующие данные позволяют считать, что может происходить как накопление ювенильного золота в процессе дифференциации магматических очагов, так и экстракция золота из вмещающих пород, перерабатываемых при формировании интрузий. Парагенетические связи золотого оруденения с гранитоидами субдукционных и коллизионных этапов развития подвижных поясов характерны для многих золотоносных областей. Состав пород в массивах колеблется от нормальных микроклиновых гранитов до гранодиоритов, граносиенитов и габбро.

Золотое оруденение в ряде областей сопровождало несколько фаз становления сложных интрузий, причем золоторудные жилы часто располагались за пределами массивов гранитоидов, в десятках километров от них, и локализовались в зонах складчатых деформаций, повышенного расщепления и трещиноватости вмещающих пород.

Многочисленные золоторудные месторождения связаны с «малыми» интрузиями. В этом случае весьма характерным является положение руд в возрастной «вилке» между разновозрастными изверженными породами, что подчеркивает тесную связь рудо- и магмагенерирующих источников.

Вулканы андезит-дацит-риолитового ряда и тесно ассоциирующие с ними малые тела монзонитов, граносиенитов, гранитов, сиенитов (островодужный Западно-Тихоокеанский комплекс) имеет особое значение для Тихоокеанского рудного пояса и его знаменитых месторождений золота и серебра.

Рассматривая проблему взаимоотношений гранитоидов и руд, И. В. Кучеренко (2000) отмечает: «...в последние годы накапливаются факты, которые свидетельствуют о том, что как сами граниты, так и ассоциированные с ними гидротермальные месторождения образованы при участии флюидов, генерированных в мантийных очагах. Это отвечающие мантийным меткам, близкие к метеоритному стандарту изотопные рубидий-стронциевые отношения в гранитах и гидротермальных околорудных метасоматитах, изотопные отношения свинца и серы сульфидов руд, углерода гидротермальных карбонатов... Приходит все большее понимание того, что дайки основного состава, отделяющие во множестве месторождений граниты от руд во времени, — это не случайно, и внедрение их обусловлено «послегранитной» активизацией мантийных магматических очагов, сопровождаемой рудообразованием. То, что гранитообразование и гидротермальное рудообразование в земной коре контролируются глубинными и оперяющими их региональными разломами, подчеркивает существование прямых связей коры с мантией в периоды пороодо-рудогенеза».

На тесную пространственную связь золотого оруденения и наиболее глубинных в регионе зон разломов указал проведенный (Зорин и др., 1998) геодинамический анализ Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления (рис. 1.1). Большая часть рудных проявлений золота средне-позднеюрского возраста в Забайкалье тяготеют к северной и южной ветви Монголо-Охотской сутуры в их новой интерпретации (рис. 1.2). По-видимому, составляющие сутуру зоны разломов были в это время наиболее проницаемы для рудопroduцирующих магматических расплавов и золотоносных флюидов.

По глубине образования эндогенные золоторудные месторождения разделяются на три группы: 1) близповерхностные (от первых метров до 1–1,5 км), которые преимущественно связаны с процессами активного вулканизма и внедрением субвулканических интрузий; 2) среднеглубинные (от 1–1,5 до 4–5 км), связанные с гипабиссальными и гиповулканическими фациями интрузий; 3) глубинные (более 5 км), сопровождающие глубинные интрузии.

Источниками золота считаются глубинные флюиды, рудогенерирующие расплавы и вмещающие боковые породы.

В настоящее время для территории России выделяются следующие четыре формации золоторудных месторождений (Рудные..., 1978).

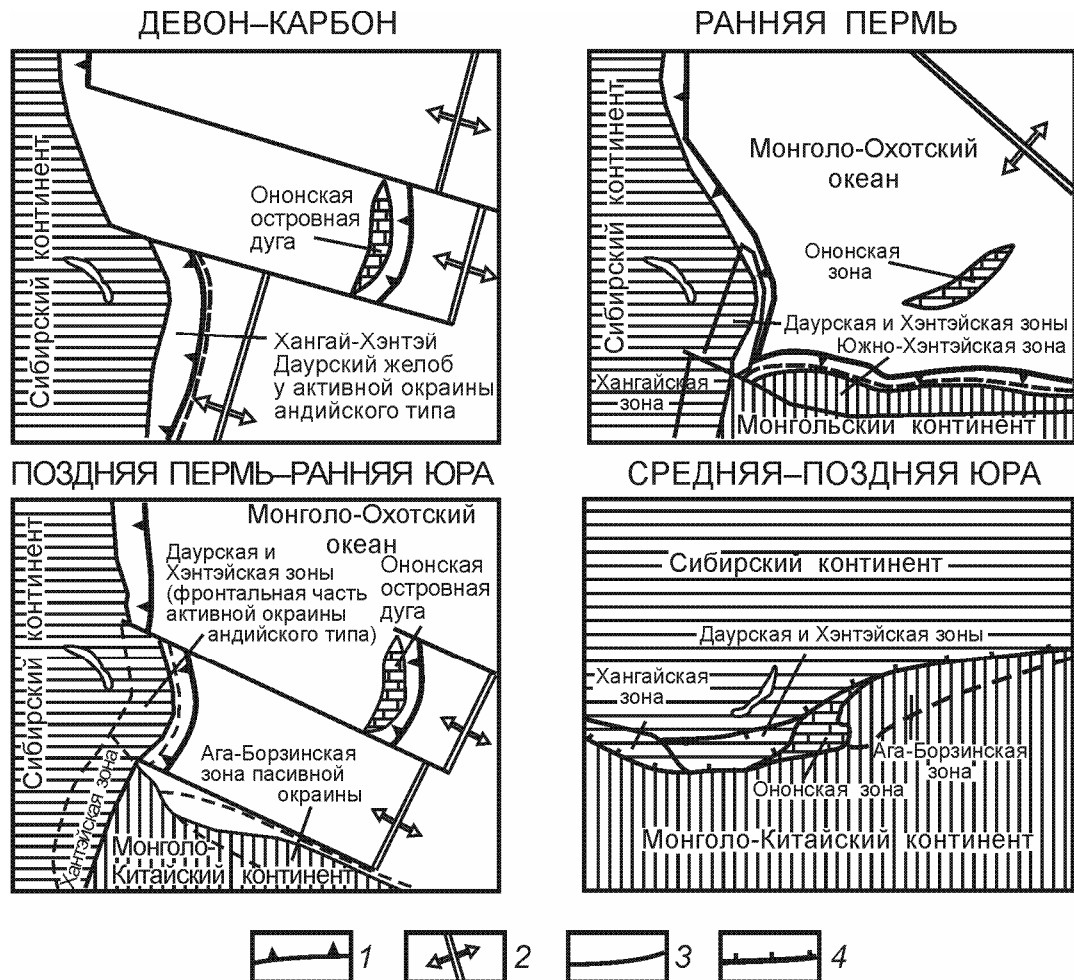


Рис. 1.1. Палеогеодинамическая реконструкция для Монголо-Охотского океана и его окрестностей (Зорин и др., 1998).

Ориентировка континентов показана с учетом палеомагнитных данных.

1 – зоны субдукции, 2 – рифты, 3 – трансформные разломы, 4 – главные надвиги

1. Золото-кварцевая (количество сульфидов до 5 %). Золото обычно свободное, характеризуется неравномерным распределением и образованием столбов, гнезд и кустов. Состав сульфидов в этой формации определяют различные минеральные типы. Гидротермально-метасоматические изменения выражены относительно слабо и представлены хлоритизацией, окварцеванием, иногда карбонатизацией, серицитизацией и турмалинизацией.

2. Золото-кварц-сульфидная (количество сульфидов от 5 до 20 %) со следующими главными минеральными типами: а) пирит-арсенопиритовый; б) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый; в) пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовый с висмутом, буланжеритом, тетраэдритом, фрейбергитом и другими сульфидами и сульфосолями. Золото – в свободном и в дисперсном состоянии. Характерно крупностолбовое его распределение, которое зависит от особенностей размещения сульфидной минерализации. Рудные тела сопровождаются интенсивными гидротермальными изменениями. Наиболее широко развиты березитизация и лиственитизация, а в некоторых провинциях – альбитизация и турмалинизация.

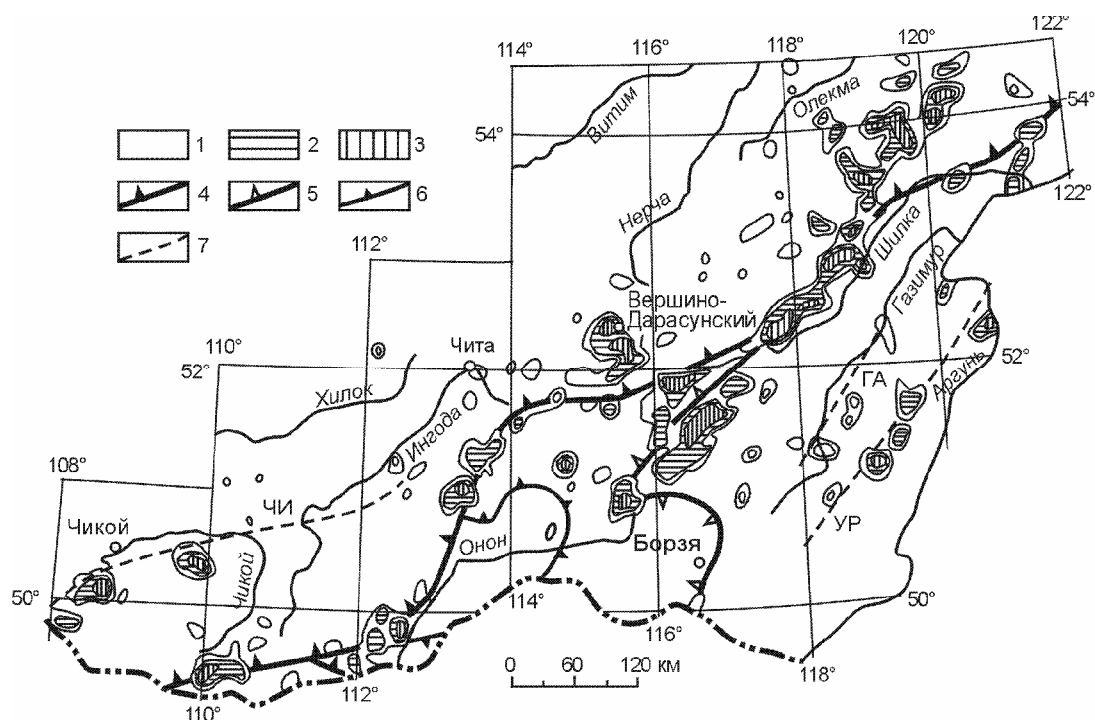


Рис. 1.2. Схема плотности рудных проявлений золота (Зорин и др., 1998).

1–3 – градации плотности рудных проявлений (их количество на площади 100 км²); 1 – 1–2, 2 – 3–4, 3 – 5 и более; 4 – основная ветвь Монголо-Охотской сутуры; 5 – дополнительная ветвь Монголо-Охотской сутуры (фронтальная часть Ононского надвига); 6 – граница эрозионного окна в Ононском аллохтоне; 7 – разломы, образовавшиеся либо обновившиеся при коллизии континентов: ЧИ – Чикой-Ингодинский, ГА – Газимурский, УР – Урулюнгуевский

3. Золото-сульфидная. Главную роль играют пирит, сфалерит, галенит, халькопирит в переменных количествах. Жильные минералы – кварц, барит, карбонат – составляют до 10–15 %. Золото находится в свободном и дисперсном состоянии.

4. Золото-серебряная. Характеризуется высокой серебристостью золота и обилием собственно серебряных минералов при широко изменяющихся (от 1 до 20–30 %) количествах рудных минералов (сульфидов, сульфосолей, теллуридов и др.). Золото-серебряные месторождения характерны для вулканических поясов, размещаются вблизи вулканических некков и центров извержений. Гидротермальные изменения представлены пропилитизацией, обычны ее адуляровые и алунитовые фации.

Во всех выделенных формациях присутствуют теллуриды.

По возрасту месторождения золота могут быть связаны с альпийской, киммерийской, герцинской, каледонской, байкальской и карельской металлогеническими эпоха-

ми. Установлена определенная направленность развития золотой минерализации во времени.

Для карельской, байкальской и каледонской металлогенических эпох характерны преимущественно глубинные и среднеглубинные месторождения, связанные с гранитоидным магматизмом, и формирование золотоносных конгломератов.

В герцинской эпохе, наряду с ними, появляются близповерхностные месторождения, связанные с островодужной формацией и отложениями задуговых и окраинных морей.

Мезозойская и альпийская металлогения характеризуются широким развитием среднеглубинных месторождений, сопутствующих малым интрузиям и гранитным батолитам, и возрастающей ролью близповерхностной золотой минерализации в вулканических поясах и в зонах активизации консолидированных структур с проявлением коллизионного и постколлизионного рифтогенеза. Последний тесно связан с широко распространенной в эти эпохи металлогенией «горячих областей».

1.2. Золотое оруденение, связанное с метаморфизмом

В. А. Обручев (1934) при разработке классификации рудных объектов выделил группу метаморфических месторождений.

В дальнейшем изучение докембрийских щитов и древних платформ привело к открытию многих урановых, золоторудных, железорудных, полиметаллических и других месторождений среди метаморфизованных вулканических и осадочно-вулканических толщ.

Н. Г. Судовиков (1965) к основным причинам метаморфогенного рудообразования отнес следующие: мобилизация рудных элементов, их миграция, отложение рудного вещества. В. С. Домарев (1967; 1972; 1977) также пришел к выводу, что в растворах происходит миграция металлов, мобилизованных из пород при метаморфизме, их перенос на различные расстояния и образование концентраций рудных металлов в виде автохтонных или аллохтонных месторождений. Я. Н. Белевцев (1968) при исследовании железорудных месторождений выделил три группы: метаморфизованные, метаморфические, ультраметаморфические. Позднее ведущими специалистами нашей страны в этой области была разработана генетическая классификация метаморфогенных месторождений (Белевцев и др., 1976).

Детальная характеристика процесса образования метаморфогенных золотых руд при региональном метаморфизме осуществлена В. А. Буряком (1966; 1975; 1982; 1998).

С точки зрения оценки экономического потенциала метаморфогенно-метасоматические формации рассмотрены В. Д. Мельниковым (1984). Их золотоносность представлена в табл. 1.1.

Анализ таблицы 1.1 показывает, что наиболее продуктивны месторождения следующих формаций (по убыванию их значимости): зеленосланцевых гидротермалитов – диафоритовая – кварцевых и сульфидно-кварцевых гидротермалитов в песчано-сланцевых толщах — березит-лиственитовая.

В южной части Сибирской платформы в пределах глобального Южносибирского метаморфического мегапояса широко представлены зональные метаморфические комплексы, пространственно сопряженные с выходами гранитоидов (Вилор, 2000).

Месторождения и рудопроявления золота зональных метаморфических комплексов развиты преимущественно в поле распространения зеленосланцевой фации метаморфизма не далее изограды граната (золотоносная формация зеленосланцевых гидротермалитов). Прогрессивный метаморфизм — необходимый подготовительный этап

генерации собственно гидротермальных растворов, это процесс мобилизации золота за счет структурной перестройки и изменения фазового состава пород. Н. В. Вилор считает, что «наиболее крупные зональные метаморфические комплексы являются основными золотодобывающими районами».

Главными промышленными типами для метаморфо-метасоматической формации зеленосланцевых гидротермалитов в пределах зональных метаморфических комплексов является жильное и прожилково-вкрапленное оруденение с возрастом от раннего протерозоя до позднего палеозоя. Но следует заметить, что надежных доказательств о генетической связи жильного и прожилково-вкрапленного оруденения зеленосланцевых гидротермалитов непосредственно с зональными метаморфическими комплексами не установлено. Наоборот, выявляется все больше подобных рудопроявлений и месторождений золота за пределами ареалов развития зональных метаморфических комплексов.

Таблица 1.1

Золотоносность метаморфо-метасоматических формаций, по В. Д. Мельникову (1984)

№ п/п	Формация	Происхождение	Потенциальные запасы месторождения, т
1	Диафторитовая	Метаморфогенное	200–800
2	Зеленосланцевых гидротермалитов	Метаморфогенное	900–1500
3	Кварцевых и сульфидно-кварцевых гидротермалитов в песчано-сланцевых толщах	Метаморфогенное	240–700
4	Кварц-пропилитовая	Метаморфогенное, постмагматическое	240–600
5	Березит-лиственитовая	Метаморфогенное, постмагматическое	330–700
6	Колчеданная	Метаморфогенное, постмагматическое, вулканогенное, гидротермально-осадочное	130–230
7	Джаспероидная	Метаморфогенное	30–110
8	Скарновая	Постмагматическое	70

Согласно Н. В. Вилору (2000), интервал 700–900 млн лет (поздний рифей) — основная металлогеническая эпоха для западной и восточной окраины Сибирской платформы, обусловленная позднепротерозойской эндогенной активностью байкальского тектоно-магматического цикла. Именно в это время сформировались главные зональные метаморфические комплексы, генерирующие оруденение. Однако возраст оруденения прожилково-вкрапленного (сухоложского) типа Байкало-Патомского нагорья – палеозойский, многие исследователи считают его постмагматическим, образовавшимся, скорее всего, в каледонский этап (Докембрий Патомского..., 1995). В то же время сухоложский тип оруденения наиболее типичен для зональных метаморфических комплексов. В настоящее время ставится под сомнение и главный возраст складчатости в пределах Байкало-Патомского складчатого пояса (Корольков, 2005).

Следует внимательнее отнестись к критическим замечаниям И. В. Кучеренко (2000), с которыми согласен и автор данной работы: «...потребовались... десятилетия, чтобы доказать, что дорудные содержания золота в сланцах, в том числе углеродистых, в золотоносных и незолотоносных районах соответствуют околокларковым уровням (1–3 мг/т)». В. А. Буряк в связи с этим предлагал идею об «отработанном золоте», которое сохраняется в породах после извлечения сверхкларковых его масс гидротермальными растворами, и продолжал настойчиво отстаивать метаморфогенное накопление благородных металлов. Однако по И. В. Кучеренко (2000), «...идея не получила поддержки среди специалистов, поскольку не было и нет доказательств существования в породах до рудообразования сверхкларковых количеств металла».

В пределах Патомского нагорья установлена (Лобанов и др., 1976; 2003; Синцов, Лобанов, 2005) приуроченность золотого оруденения и вмещающих его «углистых сланцев» к ядерным частям антиклинальных структур, которые формировались под действием тангенциального сжатия и представляют собой колонны ламинарного течения материала по кливажным плоскостям скольжения. Наблюдаются постепенные переходы от практически неизменных разностей до грубоплитчатых, плитчатых, рассланцованных и тонкорассланцованных пород в центральных частях колонн ламинарного течения (Лобанов и др., 1976). Течение подчеркивается механической и минеральной линейностью, концентрацией чешуек серицита, хлорита и углистого вещества, причудливыми складками течения сульфидно-кварцевых и сульфидных прожилков. Зона интенсивных дислокаций имеет вид пластообразного тела с псевдотрапиформным строением. Метасоматическая природа рудной минерализации устанавливается по поведению рудных и петрогенных элементов: из интенсивно рассланцованных пород происходит вынос кальция, железа и магния в процессе кислотного выщелачивания и концентрация этих элементов в сопряженных зонах осаждения («бурошпатизации», сульфидизации). То есть рудоносные «углистые» сланцы хотя и располагаются в пределах определенных горизонтов черносланцевых толщ, однако являются продуктами тектоно-метасоматической переработки первично-осадочных углеродистых карбонатно-терригенных отложений.

Геодинамические условия миграции золота (Бакулин, 1991; Буряк, Бакулин, 1998) очень сильно зависят от степени дислоцированности пород. Структура самородного золота является одной из наиболее рыхлых. Примерно такое же внутреннее строение у кристаллов самородного серебра, халькопирита, молибденита. Более рыхлое – только у висмутина, антимонита, галенита, станнина, сфалерита. Однако большинство металлов образуют электрически заряженные ионы, что при изоморфных замещениях приводит к появлению относительно прочных связей с минералами-хозяевами. Золото обладает минимальной энергией связи с другими элементами и минералами, оно электрически нейтрально, обычно замещает вакансии в дефектах кристаллов, адсорбируется на поверхностях, гранях роста, то есть образует непрочные связи. В условиях сжатия любое воздействие на минерал-носитель золота приводит к его высвобождению и переходу в подвижную фазу или в другой минерал. Кристаллизация золота как самородного металла, напротив, характерна для обстановок разуплотнения, растяжения. Огромное влияние динамометаморфизма в этом процессе бесспорно.

Поэтому вполне закономерно, что во всех складчатых поясах золотое оруденение приурочено к интенсивно дислоцированным толщам – зонам сжатия (рассланцевания), а в их пределах – к локальным областям растяжения (трещинным структурам). При этом многократная смена условий сжатия условиями растяжения, по-видимому, способна приводить к высокой концентрации благородного металла. Возможно, так могли сформироваться крупные полихронные и полигенные месторождения (метаморфогенно-гидротермального генезиса).

1.3. Купольно-сводовый тектогенез и золотое оруденение

Верхняя часть земной коры, по-существу, сформировалась с архея в результате процессов широкомасштабной гранитизации, развивающейся по породам основного и ультраосновного состава. В подвижное состояние в этих условиях был приведен широкий круг петрогенных и рудных компонентов.

Главная форма проявления гранитизации – рост гранито-гнейсовых куполов (Летников, 1975; 1984 и др.), который совершается с приращением объема. Этот рост куполов зависит от разности плотностей между исходной и конечной гранитизированной породой, от интенсивности процесса, от его длительности, от состава исходных пород, от флюидного режима гранитизации. Появление расплавов в теле купола также сопровождается приращением объема, так как объем расплава больше объема исходного субстрата. Даже после завершения всех эндогенных процессов по сравнению с окружающими породами купол медленно «всплывает» из-за меньшей плотности.

Ф. А. Летников (1975) по степени зрелости и масштабности проявленных в них процессов выделил 3 типа купольных структур: гнейсовые купола (I тип); гранито-гнейсовые купола (II тип); купола, перешедшие в гранитный массив (III тип).

Для гранитизированных областей металлогенические проблемы впервые предложено рассматривать в паре «купол–бассейн седиментации» (Летников, 1984).

По его модели, «незрелым» гранито-гнейсовым куполам (I типа) соответствуют амагматичные конседиментационные межкупольные структуры (рис. 1.3). Гранито-гнейсовые купола высокой зрелости (III типа) могут обрамляться конседиментационными бассейнами, заполненными вулканогенно-осадочными породами.

В первом случае (рис. 1.3, нижняя часть) процессы гранитизации проявляются на глубине, верхние части куполов сложены метаморфизованными породами над зонами гранитизации. Поэтому в амагматичные конседиментационные бассейны происходит снос слабометаморфизованных пород, обогащенных Cu, Au, Fe, Ni, Co, V, Zn, проблематично Pb. Здесь можно встретить собственно осадочные рудные месторождения, диагенетические, метаморфогенные.

Во втором случае (рис. 1.3, верхняя часть) на границе купола и сопряженной с ним депрессии «...закладывается зона глубинных разломов, нередко дренирующих мантию». По таким разломам могут поступать магматические расплавы базальтового, андезитового и липаритового состава. Причем высокая «зрелость» купольной структуры определяет и соответствующую высокую «зрелость» сопряженного межкупольного прогиба, который обычно формируется между двумя валлообразными поднятиями, сложенными гранито-гнейсовыми куполами. Такие валлообразные поднятия-пояса могут разветвляться и окаймлять отдельные древние глыбы, в пределах которых также преобладают гранито-гнейсовые купола. Наблюдается тенденция к образованию контрастных пород: по мере нарастания процессов гранитизации в куполе появляются все более кислые разности гранитоидов, а в сопряженной депрессии усиливается прогибание и нарастает доля основных вулканитов. Также контрастна и металлогеническая специализация этой пары структур: в верхней части «зрелого» купола формируются небольшие по размерам массивы ультракислых гранитоидов и редкометалльных пегматитов с Li, TR, Ta, Nb, W, Be, Sn оруденением; в это же время в сопряженной депрессии к месторождениям более ранним (Cu, Au, Fe, Pb, Zn, V) добавляются россыпи циркона, монацита, ксенотима, ильменита, рутила. Вулканическая деятельность приводит к формированию гидротермальных месторождений с U-Mo, Ag-Au, As и Hg оруденением. Направленность процесса предполагает здесь образование также близких к стратиформным месторождений Sn, W, Be. Кроме того, будет происходить ремобили-

зация рудного вещества и его переотложение вблизи магмаподводящих каналов (серии сближенных даек, вулканические аппараты и т. п.).

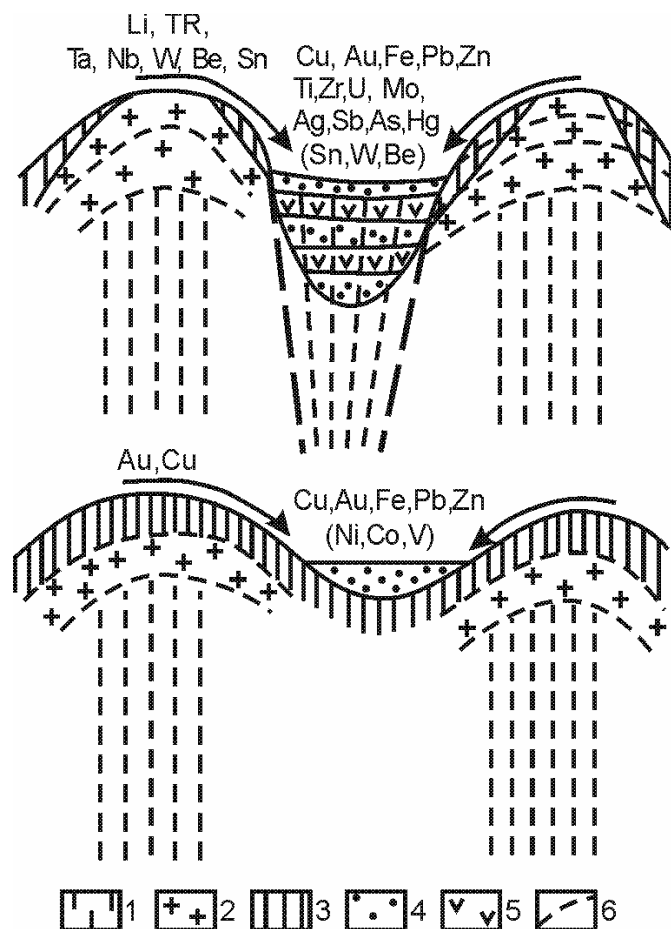


Рис. 1.3. Схема эволюции и концентрирования рудного вещества в гранито-гнейсовых куполах и межкупольной депрессии (Летников, 1984).

1 – зона глубинного разлома, 2 – гнейсы и гранитоиды, 3 – в различной степени метаморфизованные породы за пределами зоны гранитизации и гранитообразования, 4 – осадочные породы, 5 – вулканические породы, 6 – глубинные породы на границе купола и депрессии

Модель Ф. А. Летникова нами была успешно применена при металлогеническом анализе Ундинской купольной структуры (купола, перешедшего в гранитный массив) и сопряженной с ней депрессии (Корольков, 1987). Идея металлогенического подхода к паре структур «купол–межкупольная зона», на наш взгляд, является плодотворной для характеристики рудных районов и узлов, которые формируются в условиях активной окраины континентов, коллизии и постколлизийного рифтогенеза (плюмовой тектоники).

Однако распространение идеи о куполах различной степени зрелости для металлогенического анализа больших территорий породило много дискуссионных вопросов.

В 60–80-е годы прошлого века стало очевидным, что бытовавшая более 100 лет в геологической науке геосинклинальная концепция не может быть основой металлогенических построений для многих сложных по геологическому строению территорий. В то же время тектоника литосферных плит в нашей стране тогда еще не прижилась...

Особенно большие дискуссии возникли при исследовании разномасштабных орогенных структур. Выяснилось, что наряду с эпигеосинклинальными горно-складчатыми поясами и областями существуют эпиплатформенные горные пояса и области (Хаин, 1973). Орогенез не всегда завершал развитие геосинклинали после инверсии тектони-

ческого режима, часто развивался без проявления складчатости. В последнем случае формировались сводовые поднятия, расчлененные ограниченными разломами приподнятыми и опущенными блоками. Поднятые блоки насыщались интрузиями кислого, среднего, субщелочного состава. Опущенные блоки фиксировались впадинами рифтогенного или вулканогенного происхождения, которые заполнялись вулканогенными и терригенными континентальными осадками.

Монголо-Забайкальский пояс – типичный регион проявления эпиплатформенного орогенеза. Неудивительно, что именно при его изучении остро встал вопрос о выделении «третьего» структурного элемента наряду с геосинклиналями и платформами. Вначале такие орогены стали называть структурами дива (Чень-Года, 1960; Масайтис, Старицкий, 1963), эпигоналями (Комаров, Хренов, 1963, 1964), террасинклиналями (Косыгин, Лучицкий, 1962), областями автономной активизации (Щеглов, 1966), дейтерогенеза (Боголепов, 1968). Постепенно общепринятым для них стал безликий термин «области тектоно-магматической активизации», не затрагивающий дискуссионную проблему их происхождения.

Широко распространенные сквозные разломы (скрытые глубинные разломы фундамента) и концентрические структуры различного ранга в областях тектоно-магматической активизации (Томсон и др., 1984; Томсон, 1988; 1992) имеют важное значение для металлогении рудных районов. Различают три системы концентрических структур: линейная, гирляндовая, сателлитная. Первая представляет собой линейное сводово-рифтовое сочетание крупных сводов, нарушенных рифтогенными впадинами. Вторая – линейно-вытянутое чередование сводов и депрессий не рифтогенного происхождения шириной до нескольких сотен километров. Третья – сочетание мелких кольцевых структур, нанизанных на кольцевые периферические разломы крупного свода (как бы планета со спутниками).

Согласно И. Н. Томсону, позиция рудных районов внутри сводов определяется: 1) приуроченностью к секториальным блокам трапецевидной формы, ограниченными радиальными и концентрическими разломами; 2) локализацией рудных районов и изолированных более мелких рудоносных площадей в наиболее проницаемых секторах, которые определяются пересечением сводов в этих местах сквозными разломами фундамента; 3) присутствием в пределах блоков рудных районов очаговых структур, вмещающих зональные магматические ареалы по периферии центральных кальдер или скрытых плутонов. Иллюстрирует эти эмпирические выводы пространственное положение важнейших рудных районов в наложенных позднемезозойских сводах Восточного Забайкалья (рис. 1.4).

В 80-х годах XX века возникли представления и о так называемом внегеосинклинальном гранито-сводовом тектогенезе, разработанные группой исследователей под руководством Ю. В. Комарова (Байкальский мегасвод..., 1984).

За основу была взята идея о степени зрелости купольных структур.

Для Западного, Восточного Забайкалья и территории Монголии эти авторы выделили систему мегасводов примерно в рамках известной по геолого-геофизическим данным мантийной неоднородности (воздымания кровли астеносферы). Каждый из мегасводов, в свою очередь, представлял систему купольных структур различной зрелости. Причем степень зрелости структур увеличивалась в направлении от периферии мегасводов к их центральным частям.

Металлогенические представления базировались на взаимоотношениях куполов различной степени зрелости и межкупольных зон с глубинными разломами.

Так, для Байкальского мегасвода (рис. 1.5) в краевой части выделялись структуры низкой степени зрелости: гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола. Центральные части мегасвода занимали так называемые «очагово-купольные структуры» различного масштаба, то есть «купола, перешедшие в гранитный массив», по Ф. А. Летникову (1975).

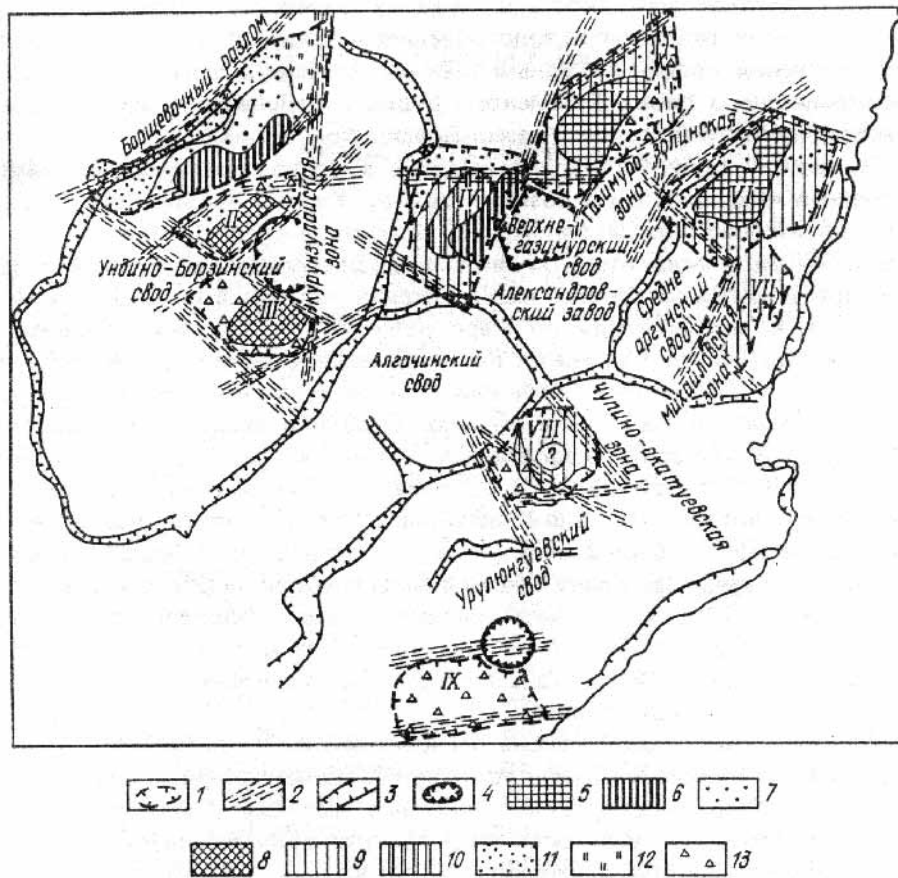


Рис. 1.4. Схема зонального размещения минерализации в рудных районах Юго-Восточного Забайкалья (Томсон, 1988).

1 – рудные районы: I – Балейский, II – Букука-Белухинский, III – Этыкинский, IV – Шахтама-Акатуевский, V – Газимуро-Заводский, VI – Нерчинско-Заводский, VII – Кадаинско-Покровский, VIII – Кличинский, IX – Абагайтуйский; 2 – разломы фундамента; 3 – тектонические долины в подножиях сводовых поднятий; 4 – опускания в центральных частях сводов; 5 – области распространения минерализации, связанной со скарнами; 6–8 – площади преимущественного развития высокотемпературных гидротермальных формаций: 6 – кварц-молибденитовой, 7 – кварцеворудной, 8 – кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой; 9–11 – области развития среднетемпературных формаций: 9 – галенит-сфалеритовой, 10 – галенит-сфалеритовой с широким развитием ранних минеральных ассоциаций сульфидов железа и мышьяка, 11 – молибденит-галенит-сфалеритовой; 12, 13 – зоны распространения низкотемпературной минерализации: 12 – кварцеворудной балейского типа, 13 – кварц-карбонатно-киноварной, кварц-ферберит-киноварной, кварц-антимонитовой, кварц-антимонит-баритовой и флюоритовой

Для золотого оруденения наиболее перспективными считались купола низкой степени зрелости, вблизи которых могло сформироваться при прогрессивном метаморфизме в черносланцевой толще прожилково-вкрапленное оруденение типа Сухого Лога. Регионы с широким развитием «очагово-купольных структур» могли содержать месторождения и рудопроявления золота только в пределах полосы влияния глубинных разломов, на пересечении их с межкупольными зонами. При этом становилась совершенно туманной для процесса формирования месторождений рудного золота роль самих купольных структур, особенно высокой степени зрелости.

Разработка гипотезы гранито-сводового тектогенеза в какой-то степени предшествовала широко распространенным в настоящее время взглядам о плюмовой тектонике и внутриплитном магматизме. В то же время отсутствие стройной теоретической базы в виде тектоники плит ограничивало анализ закономерностей формирования золотого оруденения. Многие эндогенные события на границах разновозрастных и разномасштабных плит (вулканические, субвулканические, интрузивные и динамометаморфические процессы) оказались не проанализированными, не востребованными, так как «выходили за рамки» гипотезы гранито-сводового тектогенеза.

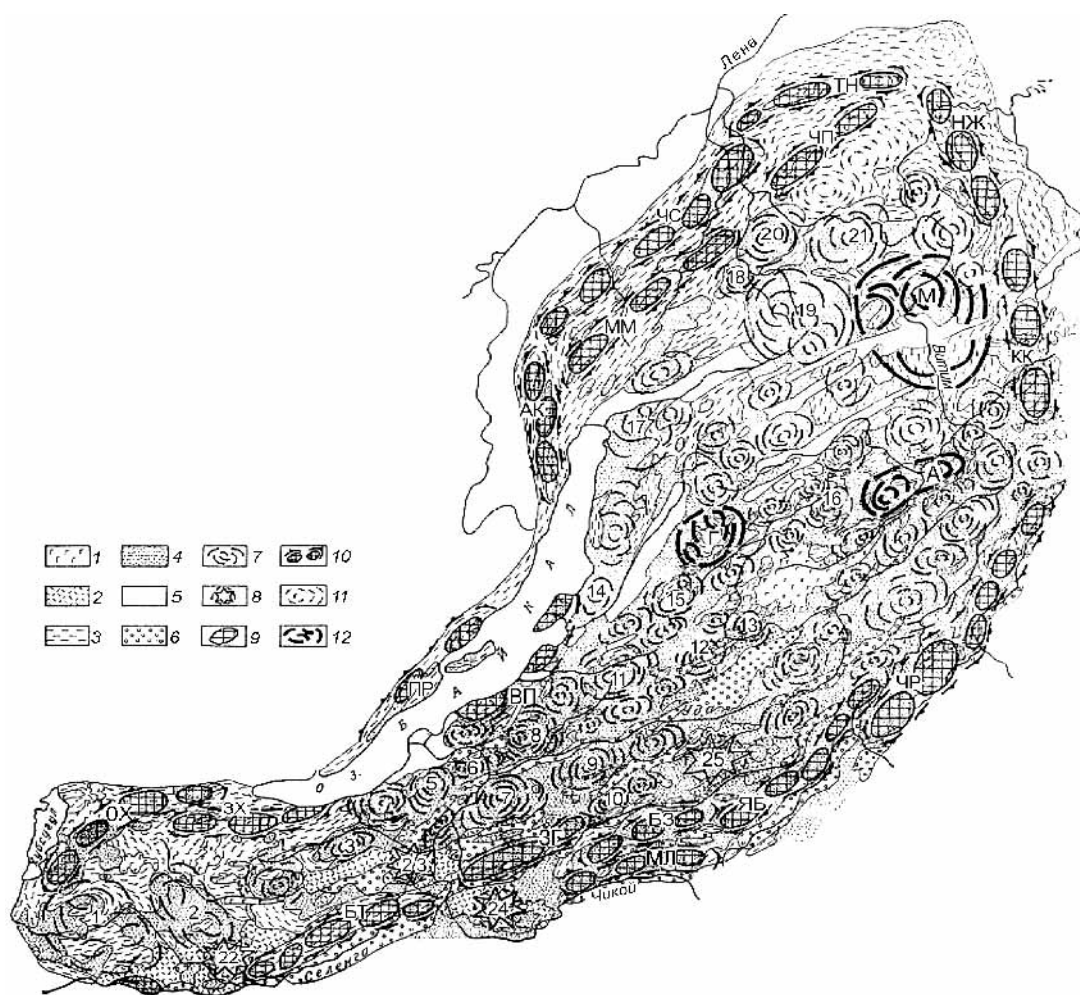


Рис. 1.5. Структурная схема Байкальского мегасвода (Комаров и др., 1984).

1 – кайнозойские базальты; 2 – верхнепалеозойские и нижнемезозойские вулканогенные образования; 3 – докембрийские и кембрийские осадочно-метаморфические образования; 4 – гранитоиды; 5 – кайнозойские рифтогенные впадины; 6 – мезозойские межкупольные впадины; 7 – очагово-купольные структуры (1 – Эгингольская, 2 – Джидинская, 3 – Мало-Хамардабанская, 4 – Бабушкинская, 5 – Восточно-Хамардабанская, 6 – Мандрикская, 7 – Цаган-Дабанская, 8 – Ангырская, 9 – Дашабылжинская, 10 – Бом-Горхонская, 11 – Туркинская, 12 – Зазинская, 13 – Бутуйская, 14 – Чивиркуйская, 15 – Турокчинская, 16 – Ауникская, 17 – Северо-Баргузинская, 18 – Кавергинская, 19 – Конкудеро-Мамаканская, 20 – Большуглинская, 21 – Тельмамская); 8 – вулкано-купольные структуры (22 – Тэшигская, 23 – Боргойская, 24 – Тамирская, 25 – Тайдутская); 9 – гнейсовые, мигматитовые и гранито-гнейсовые купола; 10 – краевые гранито-гнейсовые валы (ПХ – Прихубсугульский, ЗХ – Западно-Хамардабанский, ВП – Восточно-Прибайкальский, ПР – Приморский, АК – Аkitканский, ММ – Мамский, ЧС – Чуйский, ТН – Тонодский, ЧП – Чипикетский, НЖ – Нечеро-Жуинский, КК – Кодаро-Каларский, БТ – Бутэлин-Нурский, ЗГ – Заганский, МЛ – Малханский, БЗ – Безымянный, ЯБ – Яблоновый, ЧР – Черского); 11 – Бодайбинский синклинорий; 12 – архейские (?) массивы (М – Муйский, А – Амалатский, Г – Гаргинский)

1.4. Вулкано-плутонические пояса и золотое оруденение

Для геосинклинальной концепции, наиболее длительное время господствовавшей в среде российских геологов, характерным было выделение двух типов вулкано-плутонических поясов, которые соответствовали эволюции геосинклинали. Для собственно геосинклинального этапа развития выделялись вулкано-плутонические пояса инициального магматизма. Для орогенного этапа развития геосинклинали характерны были вулкано-плутонические пояса, завершающие ее эволюцию.

Но, как отмечает П. М. Хренов (1981), «...регион складчатого обрамления юга Сибирской платформы представляет, пожалуй, единственный район мира, где, начиная уже со среднего протерозоя и до четвертичного периода включительно, происходило формирование весьма своеобразных структур – областей тектонической активизации и связанных с ними вулкано-плутонических поясов». Эти пояса не обусловлены ни начальными, ни заключительными этапами геосинклинального развития.

Формирование таких поясов всегда приводило к образованию горной страны и часто – к различным по интенсивности проявлениям магматизма. Поэтому такого рода структурно-магматические комплексы считались проявлением тектоно-магматической активизации. Существовали и другие терминологические аналоги. Однако все они были далеки от концепции тектоники литосферных плит, от плюмовой тектоники. Происхождение процессов тектонической активизации, их место в общей эволюции земной коры были (и остаются!) остро дискуссионными.

Области проявления тектоно-магматической активизации стали подразделяться на сопряженные и автономные (Щеглов, 1966; 1968; Основные закономерности..., 1979; Геологическое строение..., 1986 и др.). Первые несли черты временной и пространственной соподчиненности в характере тектонического режима от соседней геосинклинали. Вторые имели значительную оторванность по времени и независимость тектонического режима от развития геосинклинали. Негеосинклинальные вулкано-плутонические пояса также стали разделяться на два типа: первый – пространственно не связанные с геосинклинальными областями (автономные), второй – сопряженные с ними во времени и в пространстве.

Несмотря на детально разработанную классификацию областей сопряженной и автономной активизации, наибольшие трудности возникали при установлении границ между эпигеосинклинальными орогенами и некоторыми формами выражения активизации эпиплатформенных орогенов.

К докембрийским вулкано-плутоническим поясам были отнесены Прибайкальский, Енисейский, Учуро-Майский (Хренов, Бухаров, 1972; Хренов, 1981). Золотое оруденение для них не имело большого значения.

Средне-позднепалеозойский вулканизм представлен Саянским поясом. С его тектоническими структурами связали золото-серебряное близповерхностное оруденение.

Мезозойский Монголо-Охотский пояс – самый богатый золотым оруденением. Проанализировав возраст наиболее важных молибденовых, золоторудных, оловянных и вольфрамовых месторождений, С. С. Смирнов (1944) и последующие исследователи установили, что 90 % этих месторождений имеют позднеюрский возраст. Возникает вопрос: не связано ли это с окончательным закрытием Монголо-Охотского океана, которое произошло в средней юре.

Кайнозойский Саяно-Байкало-Становой пояс в металлогеническом отношении изучен недостаточно.

Сравнительный анализ выделенных П. М. Хреновым (1981) вулcano-плутонических поясов разного возраста континентальной части Восточной Сибири позволяет рассматривать их как металлогенические провинции, главную рудную нагрузку в которых играют редкие металлы, связанные с кислыми и щелочными интрузиями. В пределах этих поясов широко распространены месторождения золота и других металлов. Главными структурами для золоторудных месторождений вулcano-плутонических поясов, по П. М. Хренову, являются вулcano-тектонические с жильным и штокверковым оруденением различных формаций.

Было также однозначно доказано, что ареалы проявления вулканизма в пределах вулcano-плутонических поясов имеют важное значение для локализации разнотипных рудных районов и узлов (Семинский, 1980; Вахромеев, Семинский, 1983).

Выделение и обоснование внегеосинклинальных вулcano-плутонических поясов тесно затрагивало проблемы формирования оруденения у границ литосферных плит и, особенно, внутри плит. Последнее может быть обусловлено как более древними границами аккрецированных плит, так и длительным существованием горячей области под плитой (Кузьмин и др., 2000). Но исследователи таких поясов и вообще областей тектоно-магматической активизации не приняли основные положения новой глобальной тектоники, хотя и наиболее близко к ним подходили. Тем самым они ограничили возможность использования в металлогеническом анализе принципа актуализма в таком сложном районе, как Восточная Сибирь. Металлогеническая зональность у различных типов границ современных литосферных плит имеет аналоги и при развитии оруденения возле древних границ плит, конечно, многократно накладываясь и усложняясь. Много нерешенных проблем обусловлено формированием внутриплитного магматизма и связанного с ним оруденения (как современного, так и древнего).

Происхождение процессов тектонической (или тектоно-магматической) активизации, сформировавших разновозрастные вулcano-плутонические пояса, оставалось геологам не вполне понятным. Главные причины формирования эмпирически выявляемой зональности оруденения, закономерности ее пространственной локализации сторонники тектоно-магматической активизации объясняли глубинным диапиризмом, то есть образованием астеносферных диапиров, в нынешнем понимании — плюмов. Результаты их работ подготовили благодатную почву для металлогенического анализа с позиций тектоники плит и плюмовой тектоники.

1.5. Золотое оруденение в зонах глубинных разломов и скрытых разломов фундамента

Понятие о глубинных разломах впервые выдвинул американский геолог У. Хоббс (1911), который подразумевал под этим первоначальную сеть разломов (линеаментов), закономерно ориентированных относительно фигуры Земли. Пространственная ориентировка горных хребтов, впадин, очертания материков и структур земной коры подчиняются этой сетке разломов, которую позднее стали называть регматической. Главными направлениями общепланетарных глубинных разломов стали считать ортогональную (меридиональную и широтную) и диагональную (северо-западную и северо-восточную) системы. Американские исследователи выделяли еще четыре промежуточных направления. Однако с появлением теории литосферных плит стало ясно, что глубинные разломы являются современными или более древними границами этих гигантских структур. Может ли влиять первоначальная сеть линеаментов на размещение и конфигурацию литосферных плит – вопрос, окончательно не решенный до сих пор. Скорее всего, первоначальная сеть линеаментов может влиять на локализацию долгоживущих структур проницаемости мантийного заложения.

В отечественной геологической литературе утвердились представления о глубинных разломах после работ А. В. Пейве (1945, 1956, 1982). Они отвечают следующим главным признакам: 1) большая длительность существования; 2) значительная глубина заложения (достигают границы Мохо и астеносферы); 3) большая протяженность (сотни-тысячи километров); 4) большая ширина (десятки километров).

Глубинные разломы обычно ограничивают крупные тектонические единицы (платформы, орогенно-складчатые пояса, эпиплатформенные орогенные пояса и т. д.) либо входят в их состав, ограничивая разновозрастные орогенно-складчатые области или структурно-формационные зоны – террейны. Они могут совпадать с простираем крупными тектоническими структурами или занимать по отношению к ним секущее положение.

Так, купольные структуры разного ранга закладывались над дренирующими зонами разломов и испытывали разнотипную активизацию при их последующем проявлении. То же самое относится к межкупольным депрессиям...

Перемещения крупных блоков (террейнов или фрагментов литосферных плит) происходят по глубинным разломам. В зонах их динамического влияния развиваются оперяющие разрывы, происходит возникновение складчатости, проявлений вулканизма и интрузивного магматизма, к глубинным разломам приурочены многочисленные месторождения полезных ископаемых.

По кинематике они могут подразделяться на глубинные сбросы, раздвиги, взбросы, надвиги, сдвиги. Но такая характеристика весьма условна, так как за время своего длительного существования глубинные разломы неоднократно переходят из одного кинематического качества в другое (Павлинов и др., 1990).

При анализе взаимного расположения золотоносных провинций и районов намечаются протяженные золотоносные пояса. Это отмечали многие исследователи Сибири: В. А. Обручев, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, Ф. Н. Шахов, Я. Кутина, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов, Е. А. Радкевич, В. Г. Моисеенко, А. А. Сидоров, В. А. Буряк, В. В. Левицкий, Ю. А. Бакулин, Л. В. Эйриш и др. Такие же золотоносные пояса характерны для Африканской и Северо-Американской литосферных плит (Шер, 1974).

Золотоносные пояса, как правило, имеют ортогональное или диагональное расположение и приурочены к зонам глубинных разломов, они могут быть наложенными на разновозрастные структуры (рис. 1.6; 1.7). Для Забайкалья поперечные к главному северо-восточному простираению складчатых структур глубинные разломы принято называть «скрытые разломы фундамента» (Металлогения орогенов, 1992).

В пределах южного обрамления Сибирской плиты весьма показательным является размещение различных золоторудных районов в узлах пересечений глубинных разломов (рис. 1.7). На это обратили особое внимание В. А. Буряк, В. В. Левицкий (1977). Позднее В. А. Буряк подмеченную закономерность распространил на всю Восточную Сибирь (Буряк и др., 1998). Узлы пересечения глубинных разломов, включающие золотоносные районы, располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга (рис. 1.6). То есть подмечен определенный «шаг» в их размещении (Буряк и др., 1977; 1982; 1998). Однако «шаг» меняется в зависимости от масштабности золотоносных объектов (рис. 1.6), от проявленности разрывных нарушений в различных по тектоническому значению блоках, от ранга глубинных разломов. Такой «шаг» объясняется «волновой природой распространения тектонических напряжений, приводящих к образованию рудолокализирующих разрывов» (Буряк и др., 1998). В принципе, зная «шаг», можно прогнозировать открытие новых месторождений. Но пока ни один прогноз на основе «шага» не воспринимается всерьез, так как на практике не подтверждается, поскольку для формирования месторождения необходимо сочетание целой группы факторов.

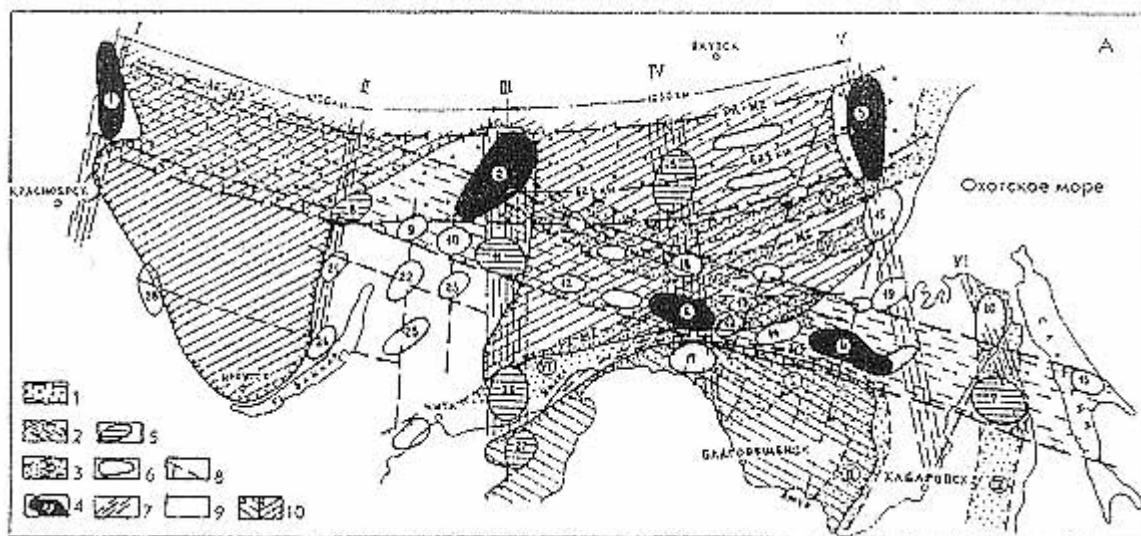


Рис. 1.6. Схема пространственного размещения основных золотоносных провинций юга Сибири и Дальнего Востока (Буряк, Бакулин, 1998).

А – фактические данные. 1–2 – трансрегиональные золотоносные пояса первого ранга: 1 – Лено-Якутский, 2 – Амуро-Енисейский; 3 – золотоносные пояса более мелкого (второго) ранга; 4 – золотоносные провинции и районы первого ранга (по значимости) и их номера; 5 – золотоносные районы второго ранга; 6 – еще менее продуктивные золотоносные районы и узлы (третьего ранга); 7 – глубинные рудо-локализирующие субмеридиональные зоны повышенной проницаемости и обусловленные ими золотоносные пояса (I – Северо-Енисейский, II – Западно-Прибайкальский, III – Лено-Забайкальский, IV – Алдано-Гонжинский, V – Южно-Якутский, VI – Нижнеамурский); 8 – крупные разрывные нарушения; 9 – геосинклинальные складчатые структуры; 10 – платформенные «жесткие» структуры: а – Буреинский массив, б – Сибирская платформа. Золотоносные районы и узлы: 1 – Северо-Енисейский, 2 – Бодайбинский, 3 – Юдомо-Майский, 4 – Ниманско-Верхнеселемджинский, 5 – Алданский, 6 – Верхне-Амурский (Дамбукинский), 7 – Тумнинско-Удильский, 8 – Большеминский, 9 – Верхнемамский, 10 – Среднемамский, 11 – Чаянгринский, 12 – Калакапский, 13 – Сугджарский, 14 – Унья-Бомский, 15 – Лангерийский, 16 – Маймакан-Магейский, 17 – Гонжинский, 18 – Сутам-Брянтинский, 19 – Чумикано-Тыльский, 20 – Нижнеамурский, 21 – Северо-Прибайкальский, 22 – Намаминский, 23 – Витимконский, 24 – Верхнеленский, 25 – Ципиканский, 26 – Шилкинский, 27 – Балейский.

Б – обобщенная эмпирическая закономерность в размещении разноранговых (по запасам) рудных провинций и районов: 1 – первого ранга, 2 – второго ранга, 3 – третьего ранга, 4 – четвертого ранга

Рассматривая главные причины проявления золотоносности, В. А. Буряк отдает предпочтение именно глубинным разломам: по их проницаемым каналам в верхнюю оболочку Земли благородные металлы поступали с большой глубины (возможно, из мантии). Поскольку разломы в пределах земной коры могут проявляться в различных блоках, то и месторождения золота можно встретить в любых породах и в разной структурной обстановке.

Какую-либо связь степени развития золотоносности разных типов глубинных разломов, связанных с дивергентными, конвергентными или сдвиговыми (трансформными) границами древних литосферных плит большинство исследователей не фиксируют.

Для южного складчатого обрамления Сибирской плиты одни (Зорин и др., 1998) к наиболее золотоносной относят Монголо-Охотскую сутуру северо-восточного простирания (конвергентную границу плит), другие наиболее перспективными считают просто узлы пересечений диагональных разломов (Буряк и др., 1998) без связи их с какими-либо типами границ литосферных плит.

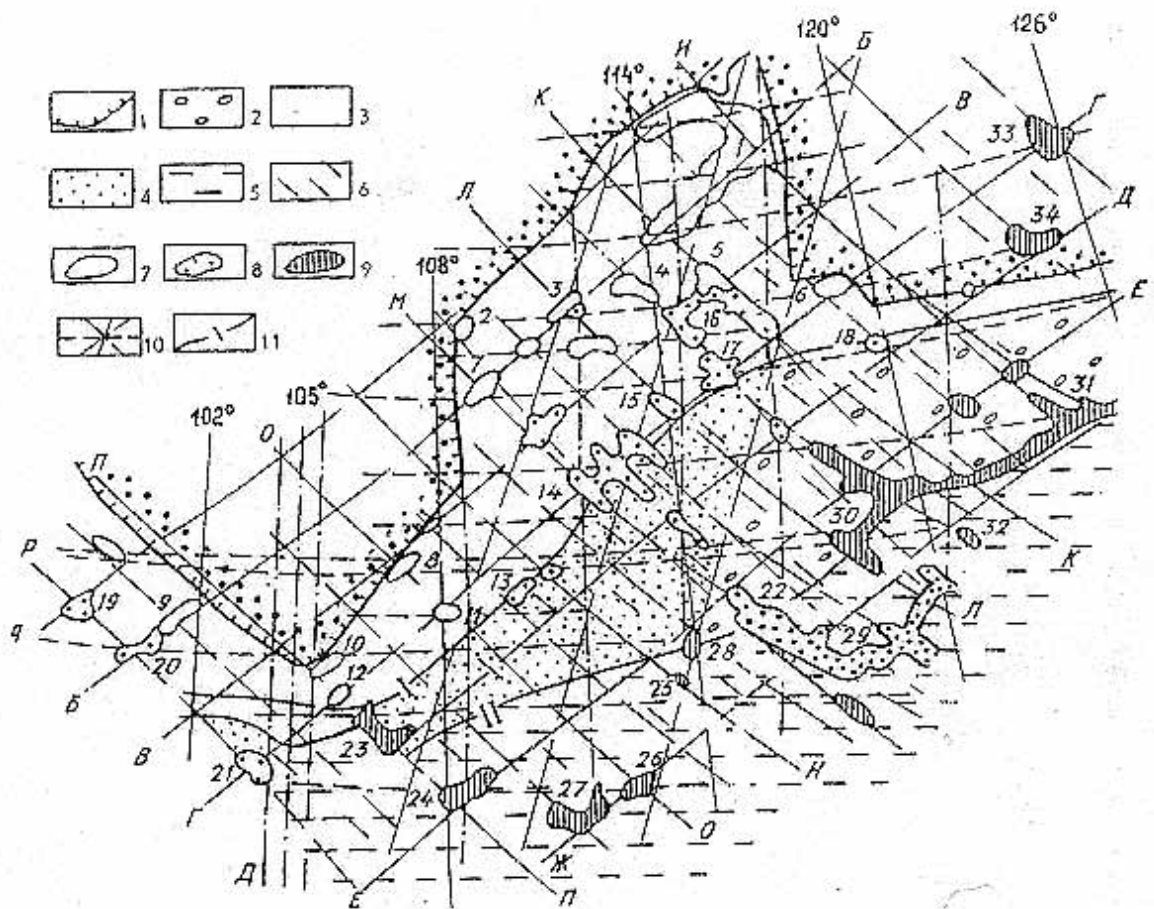


Рис. 1.7. Схема расположения глубинных зон повышенной проницаемости (осевых зон) и различных генетических типов золотого оруденения на юге Сибирской платформы и в примыкающих регионах (Буряк и др., 1998).

1 – краевой шов Сибирской платформы; 2 – нижнепротерозойские образования Становой области; 3 – байкалиды, в том числе активизированные в каледонский этап; 4 – каледониды; 5 – герциниды; 6 – область мезозойской тектоно-магматической активизации; 7–9 – генетические типы золотого оруденения (преобладающего): 7 – метаморфогенно-гидротермальное байкальской эпохи (районы и узлы, обозначенные цифрами на схеме: 1 – Ленский, 2 – Миньский, 3 – Мамский, 4 – Экибзяхский, 5 – Чаянгринский, 6 – Верхнемуйский, 7 – Нюрюдуканский, 8 – Верхнеленский, 9 – Ольгинский, 10 – Листвянкинский, 11 – Черемшанский, 12 – Утуликский), 8 – постмагматически-гидротермальное каледонской и варисской эпох (районы и узлы: 13 – Курбинский, 14 – Ципиканский, 15 – Чипчикон-Намаминский, 16 – Северомуйский, 17 – Южномуйский, 18 – Каларский, 19 – Кадыр-Осский, 20 – Урик-Китойский, 21 – Джидинский, 22 – Дарасунский), 9 – преимущественно бaleyского субвулканического и вулканогенного типов мезозойской эпохи (районы и узлы: 23 – Селенгинский, 24 – Чикойский, 25 – Бальджиканский, 26 – Любавинский, 27 – Илинский, 28 – Кручининский, 29 – Бaleyский, 30 – Могочинский, 31 – Урканский, 32 – Уровский, 33 – Куранахский, 34 – Нимырский); 10 – осевые (центральные) части глубинных зон повышенной проницаемости; 11 – структурные швы: I – Туркино-Бамбуйский, II – Монголо-Охотский.

Зоны повышенной проницаемости северо-восточного (байкальского) простирания: А-А – Абчадская, Б-Б – Гаргано-Бодайбинская, В-В – Саяно-Ленская, Г-Г – Байкало-Чарская, Д-Д – Дархиншуй-Ципиканская, Е-Е – Джиды-Витимская, Ж-Ж – Станово-Чикойская; северо-западного простирания: И – Сюльбанская, К-К – Нимырская, Л-Л – Анадырская, М – Муйско-Урюмская, Н – Муйско-Уровская, О-О – Муйско-Могочинская, П-П – Непско-Шахтаминская, Р – Ципо-Агинская

По нашему мнению, этот вопрос требуется доизучить. Так, кроме золотоносной для мезозоя северо-восточной Монголо-Охотской сутуры, по косвенным признакам выделяются преимущественно северо-западной ориентировки поперечные к этой сутуре

ре также золотоносные разломы, которые можно трактовать как трансформные (Корольков, 1994; Мельник, Корольков, 2002).

Рассматривая причины появления мировых месторождений – золоторудных гигантов с учтенными запасами 500–1000 тонн и более, М. М. Константинов (2000) обращает внимание на очень интересную закономерность: максимумы рифтогенеза в истории Земли и максимумы угленакопления приблизительно соответствуют «пикам концентрации крупных золоторудных месторождений». Возможно, такая закономерность касается только золоторудных гигантов, но, скорее всего, ставит перед исследователями разномасштабных золоторудных объектов новые задачи.

С точки зрения степени потенциальной рудоносности разных типов плитных ограничений этот вопрос пока не проработан. Кроме того, заслуживает изучения соотношение коллизионных и постколлизионных (внутриплитных) процессов в формировании результирующей золотоносности. Это актуально для южного складчатого обрамления Сибирской плиты и других регионов.

1.6. Теория литосферных плит и металлогенический анализ

Большинство современных исследователей – сторонников теории литосферных плит – рассматривают южное складчатое обрамление Сибирской плиты как аккреционную окраину древнего Северо-Азиатского кратона (Божко, 1995; Гусев и др., 1995; Парфенов и др., 1996 и др.). Террейны соответствуют ранее существовавшим представлениям о структурно-формационных или структурно-фациальных зонах (Кузьмин и др., 2000). Это «обломки», фрагменты различных типов литосферных плит либо ограничивающих их зон, которые участвуют в строении разновозрастных орогенно-складчатых областей и поясов (Парфенов и др., 1998). В соответствии с существующими представлениями, соединяясь друг с другом, террейны укрупняются (амальгамируются). Образуются составные террейны (при амальгамации однотипных террейнов) и супертеррейны (при соединении террейнов разного происхождения). Процесс причленения простых и сложных террейнов к древнему кратону получил название аккреция. Она может происходить в результате субдукции, обдукции или коллизии. Возраст амальгамации или аккреции оценивается по времени формирования вулканогенно-осадочных или осадочных перекрывающих комплексов либо по времени становления интрузивных или метаморфических сшивающих комплексов. По происхождению террейны разделяются на несколько типов: пассивной окраины, островодужные энсиматические или энсиалические, аккреционного клина, океанические, активных континентальных окраин и др. В случае крупномасштабных покровных перемещений террейны могут не только причленяться, но и перекрывать друг друга. Все это создает определенные трудности для их обоснования и изучения.

В Северной Америке и Канаде впервые возникло весьма перспективное направление металлогенического анализа крупных территорий на основе представлений о террейнах. Наиболее ярко в нашей стране оно отражено в металлогенической характеристике территории Саха-Якутии, которая сделана в коллективной монографии, вышедшей под редакцией Л. М. Парфенова и М. И. Кузьмина (Тектоника, геодинамика..., 2001). Для Байкальской горной области А. Н. Булгатов, И. В. Гордиенко (1999) рассмотрели закономерности размещения месторождений золота в пределах террейнов и других геологических образований (рис. 1.8). Эти авторы сделали вывод, что основными источниками золота являлись породы офиолитового ряда, неравнозначно проявившиеся в различных террейнах: кратонных, океанических, островодужных, турбидитовых. Для выделения континентального, океанического или промежуточных типов зем-

ной коры в пределах разных выделенных террейнов они использовали результаты геофизических исследований (Алакшин и др., 1988; 1991).

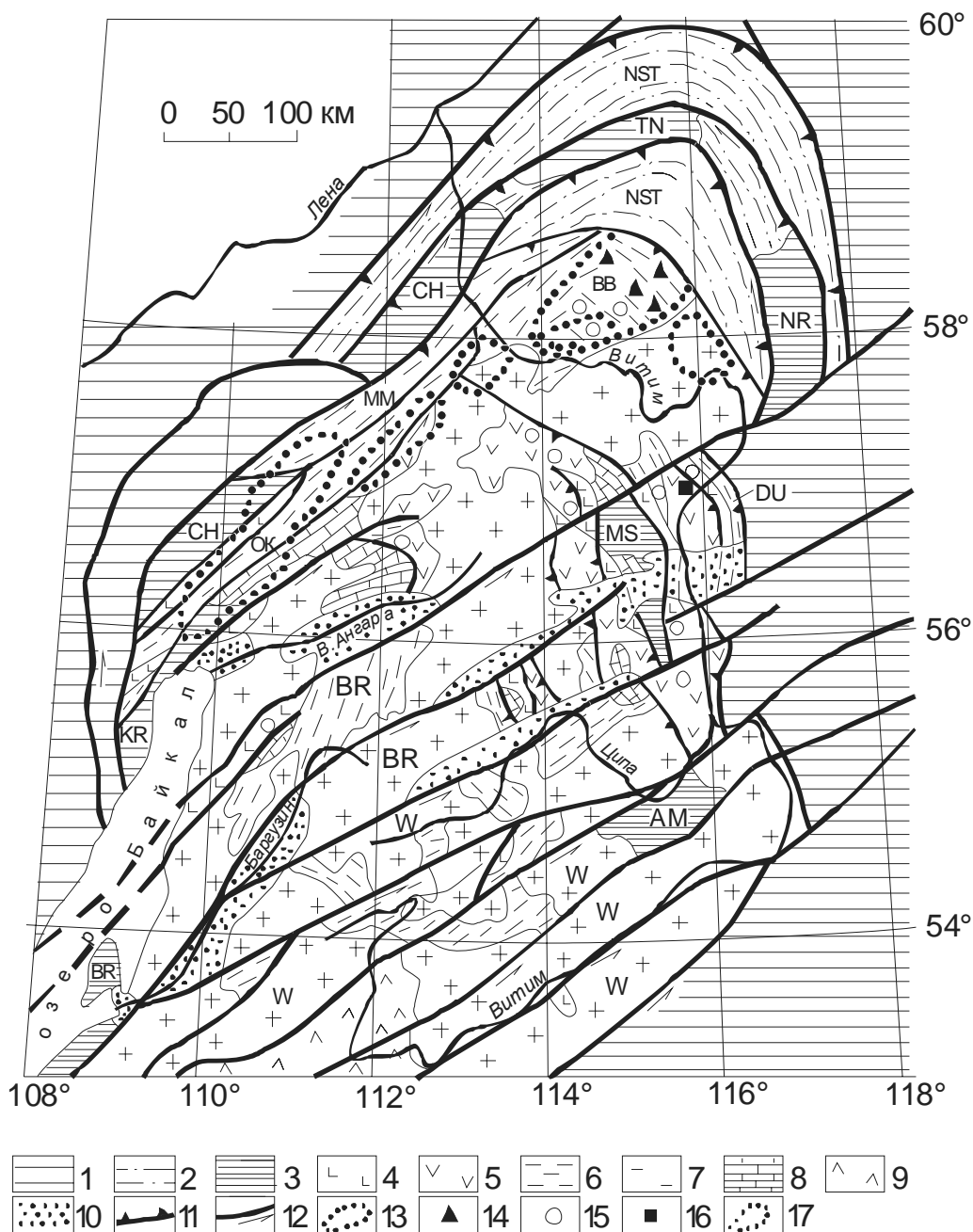


Рис. 1.8. Схема террейнов и размещений золоторудных месторождений (Булгатов и др., 1999).

1 – Северо-Азиатский кратон; 2 – окраина Северо-Азиатского кратона (Патомский покровно-складчатый пояс-NST); террейны: 3 – кратонные (Чуйский-CH, Тонодский-TN, Нечерский-NR, Кичерский-KR, Муйский-MS, Амалатский-AM), 4 – Парамский океанический ($R_{1,2}$), 5 – Килианский островодужный ($R_{2,3}$), 6 – турбидитовые рифейские (Мамский-MM, Олоkitский-OK, Бодайбинский-BB, Баргузинский-BR, Верхневитимский-VV, Делюн-Уранский-DU); 7 – полихронные известково-щелочные гранитоиды (R_3 -PZ₃); 8 – постаккреционные перекрывающие терригенно-карбонатные отложения (V-C); 9 – Еравненский островодужный террейн (C); 10 – отложения (KZ_2) впадин Байкальской рифтовой зоны; 11 – надвиги и взбросы; 12 – сдвиги; 13 – предполагаемые контуры рифейских океанических террейнов; месторождения и перспективные рудопроявления золота: 14 – золото-сульфидно-кварцевые прожилково-вкрапленные, 15 – золото-сульфидно-кварцевые жильные, 16 – золото-сульфидно-колчеданные прожилково-вкрапленные; 17 – контур, в котором сосредоточено 93 % учтенного россыпного золота Патомского нагорья (Казакевич, Ревердатто, 1972)

Предполагается, что в среднем рифее океанические террейны (наиболее богатые источниками золота) субдуцировали под Муйский кратонный террейн и Чаро-Олекминский выступ фундамента Северо-Азиатского кратона (рис. 1.8). Аккреция других террейнов произошла на коллизионном этапе в позднем рифее, этот процесс сопровождался дисперсией (разрушением) террейнов. Наибольшее значение имела трансляция (перемещение) террейнов по сдвигам субмеридионального или северо-восточного направления. Однако на схеме авторов (рис. 1.8) показаны в основном правые сдвиги северо-восточного простирания. Такие же перемещения продолжались по сдвигам в раннем, среднем и позднем палеозое. Они привели к формированию покровно-складчатых дуг (Акитканская, Патомская, Средневитимская), реоморфизму позднерифейских гранитоидов и многоэтапному становлению интрузий коллизионных гранитов.

Золотое оруденение в террейнах полихронно, этапы его проявления согласуются с коллизионными этапами позднего рифея, конца раннего палеозоя, среднего и позднего палеозоя. Оно было инициировано рудогенерирующими формациями – последовательными интрузиями гранитоидов вышеперечисленных коллизионных этапов.

Геохимия и металлоносность углеродистых отложений различных террейнов исследовались А. Г. Мироновым и др. (2002). Была доказана высокая перспективность на платиновое и золотое оруденение океанических террейнов задуговых бассейнов (сланцев задугового спредингового террейна), особенно для Восточного Саяна.

Закономерности размещения золоторудной минерализации в террейнах Бурятии исследовали А. Г. Миронов, С. М. Жмодик, А. А. Куликов (Золото Бурятии, 2004). Северо-Байкальский, Муйский, Багдаринский, Курбино-Еравнинский, Джидинский, Восточно-Саянский – главные золоторудные районы данной территории. Самые богатые (Муйский, Восточно-Саянский) приурочены к океаническим, островодужным и кратонным террейнам. Менее богатая золотая минерализация характерна для турбидитовых террейнов. Почти не известны месторождения золота среди обширных полей глубокоэродированных гранитных массивов, интрузирующих террейны.

В Муйском районе небогатое золото-сульфидное оруденение концентрируется в линзовидных рудных телах, которые залегают в зонах интенсивных дислокационно-метасоматических изменений пород островодужного террейна (риолитов, дацитов, андезитов и их туфов). Богатые золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы размещаются в пределах кратонного террейна (среди гнейсов и кристаллических сланцев), в зонах надвиговых дислокаций островодужного террейна, в пограничных швах, отделяющих турбидитовый террейн от океанического, в сдвиговой зоне, ограничивающей кратонный террейн. Предполагается, что источником свинца, серы и золота для наиболее богатого оруденения могли быть океанический и островодужный террейны, субдуцированные под кратонный.

В Восточно-Саянском районе наибольшей золотоносностью обладают кратонный и океанический террейны. Многочисленные золото-кварцевые жильные месторождения и рудопроявления концентрируются внутри кратонного террейна среди гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, гранитов и карбонатных пород. Золото-кварцевые жилы и богатые золото-сульфидные залежи характерны для интенсивно дислоцированных вулканогенно-осадочных образований предположительно офиолитового комплекса. Установлено, что кратонный террейн полностью перекрывался офиолитовым покровом, состоящим из нескольких чешуй (Добрецов и др., 1985; Геология и метаморфизм..., 1988). Позже в результате поднятия блока с кратонным террейном офиолиты были почти полностью эродированы с его центральной части, но сохранились по зонам обрамления.

Следует признать, что террейновый анализ – наиболее перспективный для решения региональных металлогенических вопросов. Требуется более внимательно и в оп-

ределенной последовательности (Кузьмин и др., 2000) подходить к распознаванию чужеродных блоков (террейнов), изучению структурно-вещественных особенностей их границ, слагающих их комплексов, обоснованию возраста амальгамации, аккреции, дисперсии и к определению древних координат террейнов.

На наш взгляд, необходим детальный структурный анализ многих крупных террейнов, так как большая часть их являются, как правило, супертеррейнами или составными террейнами. При их амальгамации, аккреции или дисперсии происходили сложные структурно-вещественные преобразования, формирующие структурные ловушки для рудных тел.

Аккреция и коллизия сопровождались образованием разнотипных полихронных массивов гранитоидов. Их формирование происходило, по-видимому, в пределах долгоживущих купольных структур различной зрелости, контуры которых могли совпадать или не совпадать с границами террейнов.

При изучении последовательных аккреционно-коллизионных процессов необходимо выяснять масштабы вертикального и латерального выжимания геологических масс и их соотношения друг с другом.

Крайне важным для южного обрамления Сибирской плиты является установление масштабов, длительности и степени рудоносности постколлизионных внутриплитных процессов, вызванных плюмовым тектогенезом, который был здесь широко проявлен (Ярмолюк и др., 2000; 2001).

Суперплюмы и плюмы (горячие области и точки) различного типа и морфологии привлекают внимание ведущих специалистов современности. За последние 20 лет появилось большое количество публикаций по глубинной геодинамике, конвекции, плюмам. Их авторы были Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Ю. М. Пушаровский, В. Л. Новиков, А. А. Савельев, В. Е. Фадеев, В. П. Трубицын, А. М. Бобров, В. В. Кубышкин, В. Е. Хаин, А. Т. Зверев, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, С. М. Кравченко, Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, Ф. А. Летников, Ж. В. Семинский, большой коллектив японцев (М. Кумазава, С. Маруяма, С. Кавасахи, С. Иосиока, Т. Ито, Н. Фуджи и др.) и многие другие. Горячие точки и области оказали большое влияние на формирование горных пород и различных месторождений в пределах обширных территорий континентов. Выделяют восходящие глубинные потоки различных уровней зарождения (Добрецов и др., 2001): 1) от границы ядра и нижней мантии с глубины примерно 2900 км, 2) от границы верхней и нижней мантии с глубины 660 км, 3) от границы субдуцирующей плиты в тыловой части зон субдукции с глубин 100–300 км. Для мезокайнозоя периодичность проявления плюмов оценивается примерно в 30 млн лет при времени подъема самых глубинных нижнемантийных плюмов 0,5–5 млн лет (в среднем 1 млн лет). Это хорошо коррелируется с частотой проявления магнитных инверсий, максимумов глаукофансланцевого метаморфизма, периодическим изменением объема вулканических пород океанической коры и колебаниями общей тектонической активности Земли (рис. 1.9).

Установлена флюидно-геохимическая специализация астеносферных флюидных систем под литосферой разной степени зрелости (Летников, 1986; 2001). Предполагается существование литосферных блоков 3 типов, которые содержат разные наборы флюидных и некогерентных компонентов (рис. 1.10)

Однонаправленный вынос из мантии приводит к ее истощению по этим компонентам, кристаллизации пород и формированию астеносферы на определенной глубине в зависимости от степени зрелости литосферы в конкретном регионе.

Вынос Au, Ag, As, Cu, Zn, Pb, Hg, Sb, Fe, Te характерен для астеносферной флюидной системы литосферы первого типа зрелости. Образующиеся под влиянием мантийных струй коровые и верхнемантийные очаги обогащаются золотом с переводом его

в последующем во флюидную фазу. Экспериментально доказан вынос золота из базальтового расплава в гранитный при их взаимодействии и флюидном обогащении (Мионов и др., 1989; Золото Бурятии, 2004). При контакте флюида с твердыми горными породами наблюдается слабое перераспределение золота (5–15 %), а в случае появления в системе расплава с участием флюида золото выносится на 60–90 %. Обнаружена высокая растворимость золота в области проникновения кислого и основного расплава, приобретающего средний (андезитовый) состав. В такой гибридной обстановке вместе с золотом накапливается вода, железо и щелочи. Поэтому закономерно, что независимо от геохимического типа магматических пород золотое оруденение чаще всего тяготеет к малым интрузиям (штокам и дайкам), которые имеют «пестрый состав», обладают высокой флюидонасыщенностью, несут следы автometасоматических изменений и повышенный в 5–10 раз геохимический фон золота.

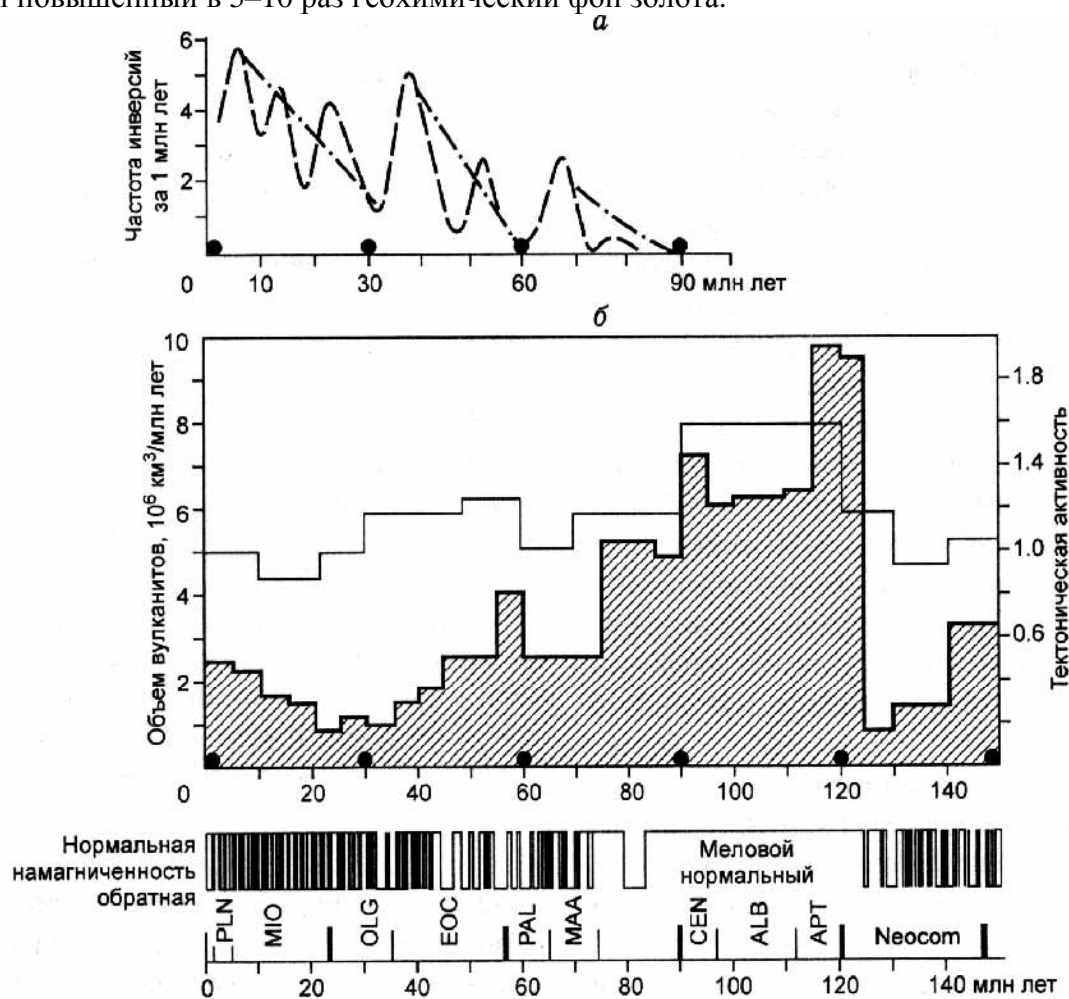


Рис. 1.9. Частота (а) и временная шкала (б) магнитных инверсий, сопоставленные с интенсивностью мантийного магматизма (в океанических плато, горячих точках и континентальных платобазальтах). Заимствовано из работы (Добрецов и др., 2001).

Точки на рис. а и б соответствуют пикам эклогит-глаукофанового метаморфизма. Каждая ступенька на заштрихованной гистограмме (б) — объем океанической коры, сформированной в течение 5 млн лет, тонкая линия показывает изменение тектонической активности

Гибридные малые интрузии характерны для периферических (тыловых) частей зон субдукции андийского типа и горячих областей (Кузьмин и др., 2000; Золото Бурятии, 2001; 2004). Они относятся к продуктам латитового магматизма (Таусон, 1977)

габбро-монцит-сиенитового формационного типа, отличаются повышенной щелочностью, пестрым неустойчивым составом, повышенным содержанием калия, преобладанием Mg над Fe в темноцветных минералах, высоким содержанием Ba и Sr. Обычно развиваются в обрамлении рифтогенных впадин. Такая обстановка наиболее типична для Монголо-Охотского пояса.

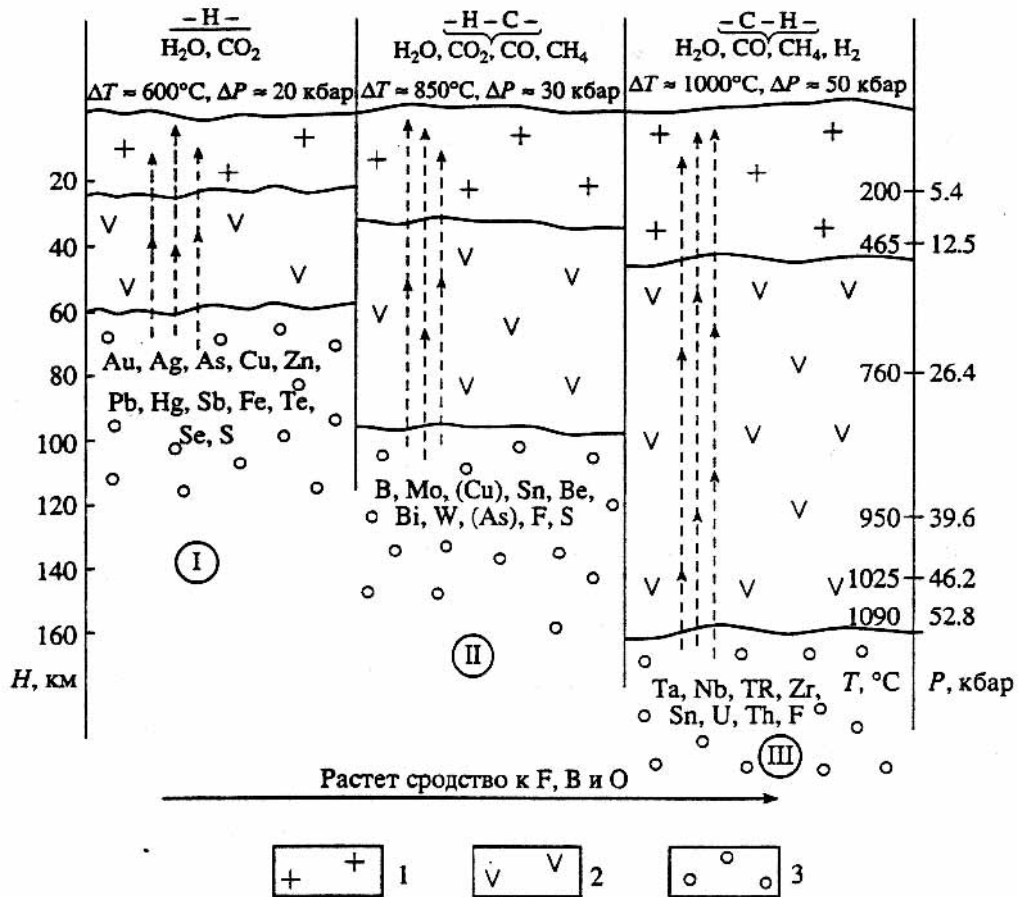


Рис. 1.10. Флюидно-геохимическая специализация астеносферных флюидных систем под литосферой разной степени зрелости, где от I к III зрелость литосферы возрастает (Летников, 2001).

1 – земная кора; 2 – истощенная мантия; 3 – астеносфера

1.7. Металлогеническое районирование региона

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, окружающего с юга Сибирскую плиту, сформировалось большое количество разновозрастных, различных по генезису террейнов (Кузьмин и др., 2000). Их границы, выделенные исследователями в разных частях южного обрамления плиты, часто являются предметом дискуссий (Зоненшайн и др., 1990; Гусев и др., 1995; Парфенов и др., 1996; Добрецов, 2003; Кузьмичев, 2004 и др.). Это можно объяснить недостаточной степенью изучения территории с геодинамических позиций. К ним можно отнести несовпадение относительного и «абсолютного» (изотопного) определения возраста пород, малое количество надежных палеомагнитных показателей древних координат местности, отсутствие детальных изотопно-геохимических и палеофациальных исследований и др.

Закрытие предполагаемых здесь океанических бассейнов (Палеоазиатского, Монголо-Охотского) начиналось с субдукционных зон островодужного (западно-тихоокеанского) типа, характерным элементом которых являлись задуговые бассейны и присущие им офиолитовые комплексы (Зоненшайн и др., 1990; Складчиков, 1994; Переляев, 2003; Кузьмичев, 2004 и др.). Активные континентальные окраины (зоны субдукции андийского типа) существовали в пределах некоторых наиболее крупных супертеррейнов.

Аккреционные и коллизионные процессы на данной территории происходили в промежутки времени 950–250 млн лет и сопровождались плюм-тектонической деятельностью, проявившейся с периодичностью примерно 120 млн лет (Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, 2003).

Несовершенство общей геологической теории при достаточно хорошей степени изученности рассматриваемой территории придает всем известным металлогеническим построениям субъективный характер.

Металлогенический анализ складчатых поясов южного обрамления Сибирской платформы проводился многими исследователями (Смирнов, 1944, 1961; Кормилицын, 1959, 1973; Комаров и др., 1984, 1987; Вахромеев, Семинский, 1983; Тверитинов, Хренов, 1987; Тверитинов и др., 2006; Абрамович, 1994; Скурский, 1993, 1996; Кузьмин и др., 2000; Рыбалов, 2002 и др.). Их построения базировались на концепции геосинклиналей, тектоно-магматической активизации (эпиформенного орогенеза), гранитосводового тектогенеза, на выделении геоконов, на применении тектоники литосферных плит.

Достоверность теории тектоники литосферных плит к настоящему времени подтверждена на разных уровнях наших знаний. Поэтому следует, вероятно, считать более правильными такие металлогенические единицы, которые соответствуют общепризнанным обоснованным границам плит и террейнов, не противоречат самым поздним вариантам геодинамических карт и дают представления о роли тектоники плит и тектоники плюмов в палеогеодинамике и металлогении регионов.

С позиций тектоники плит в мире принято выделять следующие металлогенические пояса (Митчелл, Гарсон, 1984):

- 1) внутриконтинентального рифта;
- 2) пассивных континентальных окраин (миогеоклиналей);
- 3) зон субдукции двух типов:
 - 3.1) островодужного,
 - 3.2) окраинно-континентального (андийского);
- 4) коллизионные, возникшие при столкновении трех типов:
 - 4.1) континент-континент,
 - 4.2) континент-микроконтинент,
 - 4.3) континент-островная дуга;
- 5) океанического бассейна;
- 6) трансформного разлома.

Заслуживает пристального внимания методика выделения рудоносных магматических формаций (Абрамович, Сизых, 2001) и оценки рудоносности магматических поясов, основанное на ней выделение разновозрастных и в различной степени рудоносных ареалов и поясов магматических формаций юга Восточной Сибири, которым дана геодинамическая интерпретация.

Для юго-востока Сибири наиболее надежно доказано Ж. В. Семинским (2006) выделение трех групп разновозрастных региональных металлогенических поясов, в составе которых находятся локальные металлогенические (рудные) пояса (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Металлогенические и рудные пояса Юго-Восточной Сибири (Семинаский, 2006)

Группы металлогенических поясов	Региональные металлогенические пояса	Локальные металлогенические (рудные) пояса. Их номера – на рис. 2.1 и 4.2
Металлогенические пояса складчато-надвиговых орогенов окраины кратона	Восточно-Саянский–неопротерозой	Присаянский, Шарыжалгайский, Тагульский
	Байкало-Патомский–неопротерозой	Прибайкальский (1), Аkitканский (2), Тонодский (3), Мамско-Чуйский (4), Бодайбинский (5)
Металлогенические пояса аккреционно-коллизийных орогенов	Байкало-Витимский–поздний рифей	Угу-Удоканский (6), Олоkitский (7), Баргузинский (8), Муйский (9), Сыннырский
	Саяно-Забайкальский (Трансзбайкальский) – пермь–ранний мел	Ийский, Окино-Китойский, Зашихинский, Озернинский, Кручининский
Металлогенические пояса внутриплитных плюмтектонических (эпикратонных) орогенов	Джида-Витимский – пермь–ранний мел	Селенгинский (1), Хилокский (2), Еравненский (3), Каренгский (4), Ципиканский (5)
	Чикой-Шилкинский – средняя юра–ранний мел	Чикойский (6), Верхнее-Ингодинский (7), Онон-Туринский (8), Агинский (9), Нерчинский (10), Шилкино-Тукурингский (11)
	Керуленско-Приаргунский – средняя юра–ранний мел	Газимуро-Урюмканский (12), Приаргунский (13)

Рудные районы входят в состав региональных металлогенических поясов (Семинаский, 2000). Они могут составлять часть вулканического или плутонического пояса (ареал или звено такого пояса). Положение рудных районов в таксономическом ряду металлогенических подразделений дано в табл. 1.3.

Согласно (Митчелл, Гарсон, 1984; Кузьмин и др., 2000; Тектоника..., 2001), рудные районы – составные части крупных металлогенических поясов, объединяющие родственные месторождения и рудопроявления.

Металлогенические пояса и районы подразделяются (Тектоника..., 2001) следующим образом:

- 1) доаккреционные (или доамальгамационные);
- 2) коллизийные (аккреционные, амальгамационные);
- 3) постааккреционные (или постаамальгамационные).

Первые образовались до аккреции (причленения) террейнов к палеоконтиненту или до их амальгамации (слияния) в более крупные единицы (супертеррейны или составные террейны).

Вторые образовались в процессе столкновения террейнов друг с другом или с палеоконтинентом.

Таблица 1.3

Таксономический ряд металлогенических подразделений (Семинский, 2000)

Металлогенические подразделения	Тектонические подразделения
Планетарный металлогенический пояс (планетарная металлогеническая система)	Планетарный складчатый пояс, кратон, его часть, система террейнов
Металлогеническая провинция	Складчатая система, синеклиза, щит, срединный массив, вулканоген, вулканический пояс, террейн первого порядка
Региональный металлогенический пояс	Часть складчатой области, террейн второго порядка
Рудный район	Часть вулканического или плутонического пояса (ареал, звено)
Рудная зона	Антиклинорий, синклинорий, региональный разлом или его звено
Рудный узел	Часть синклинория, антиклинория, толща, свита, группа вулканических построек (вулканарий), разломный узел (региональный)
Рудное поле	Группа складок, разломный узел (локальный), вулканическая постройка (кальдера, крупная впадина), лакколит, интрузивный купол, пачка
Месторождение	Крупная складка, локальный разлом, шток, группа пластов, покров вулканитов
Рудное тело	Замок, крыло складки, группа трещин, некк, дайка, апофиза, пласт

Третьи возникли после аккреции террейнов к палеоконтиненту или амальгамации террейнов в более крупные тектонические единицы.

Доаккреционные металлогенические подразделения можно лишь фрагментарно выделить в пределах крупных террейнов, в обобщенном виде они прослеживаются на схемах палеотектонических реконструкций былого размещения континентов, океанов, островных дуг и т. д.

Коллизионные и постколлизионные металлогенические единицы выделяются более надежно, если только они не были сильно нарушены в результате дисперсии (расчленения террейнов).

Взятая за основу в настоящей работе схема распределения металлогенических поясов юго-востока Сибири Ж. В. Семинского (2006) – результат аккреционно-коллизионного и постколлизионного этапов развития региона.

Объектами наших исследований являются золоторудные районы. Гарганский район находится в пределах Восточно-Саянского металлогенического пояса, Бодайбинский – в Байкало-Патомском, Муйский – в Байкало-Витимском, Бaleyский – в Чикой-Шилкинском металлогенических поясах, а комплексный Озернинский рудный узел локализуется в пределах Трансбайкальского пояса. Такой выбор объектов позволяет изучить структурно-геологические условия образования месторождений золота в различных геодинамических обстановках трех главных металлогенических орогенных поясов.

В последующих главах диссертации (гл. 2–5) приводится структурно-геологическая, геодинамическая и металлогеническая характеристика золоторудных районов. В то же время их границы, по возможности, принимаются в общепризнанном виде, как они даны в обобщающих сводках последних лет (Балейское..., 1984; Скурский, 1996; Золото Бурятии, 2000). При геодинамической интерпретации обращается внимание на закономерности внутреннего распределения рудных узлов, рудных полей, месторождений и рудопроявлений с краткой характеристикой наиболее типичных из них. В наиболее сложных случаях дана многовариантная геодинамическая интерпретация золоторудных районов с критическим рассмотрением каждого варианта.

1.8. Главные эпохи образования месторождений золота

Промышленные месторождения золота характерны почти для всех главных этапов развития Земли, которым соответствуют одноименные металлогенические эпохи. Но необратимость эволюции планеты влияла на масштабы золотого оруденения, геодинамические условия его накопления, типы главных рудных формаций (Шер, 1974; Беневольский, 2002; Семинский, 2004 и др.).

Архейский этап. Месторождения золота приурочены к древним вулканоплутоническим комплексам, слагающим зеленокаменные пояса, которые обрамляют гнейсовые овалы и гранито-гнейсовые купола. Золото поступало из подкорковых источников. Метаморфогенные и гидротермальные процессы способствовали его перераспределению и накоплению. Месторождения золота значительны по размерам и по площади, оруденение прослеживается на большую глубину (2–3 км). Преобладают золоторудная кварцевая и сульфидно-кварцевая формации с пиритовой, пирротин-пиритовой минерализацией, содержащей минералы теллура. Архейские провинции развиты в Северной Америке (Киватин и Йеллоунайф), Южной Америке (Гвианская), Африке (Родезийско-Трансваальская, Танганьикская), Евразии (Дарварская), Австралии (Йилгарнская).

Протерозойский этап. Отличается формированием на континентальной земной коре крупных долгоживущих прогибов с терригенными или вулканогенно-терригенными осадками. Характерно появление богатых стратиформных месторождений золотоносных конгломератов сложного генезиса, где с магматизмом связано перераспределение и переотложение золота. Известны крупные месторождения кварцевожильных зон и стратиформных прожилково-вкрапленных руд сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формации гидротермального происхождения. Наибольший интерес представляют провинции Северной Америки (Киватин, Йеллоунайф, Черчилл и др.), Южной Америки (Бразильская), Африки (Южно-, Центрально-, Западно-Африканская), Австралии (Центрально-Австралийская), Азии (Енисейско-Саяно-Байкальская).

Палеозойский этап. Ярко проявлены процессы зарождения, развития и отмирания океанов, сопровождавшиеся формированием различных по масштабам, происхождению и внутреннему строению складчатых поясов. Привнос золота происходил из верхней мантии, его перераспределение в терригенно-карбонатно-сланцевых толщах осуществлялось под влиянием метаморфизма и деятельности флюидов. Рудообразование многоэтапное и многостадийное. Крупных месторождений меньше, по сравнению с предыдущими этапами. Состав рудных формаций сложный. Преобладают золото-кварцевая, золото-кварц-сульфидная, золото-сульфидная; менее проявлены золото-халцедон-кварцевая, золото-алюмосиликатная и др. Преимущественное распространение имеет пирит-арсенопиритовый тип минерализации. Месторождения встречаются в пределах поднятий внутри бассейнов седиментации, часто расположены около масси-

вов гранитоидов. Главные провинции находятся в Австралии (Южно-, Западно-, Восточно-Австралийская), Северной Америке (Аппалачская), Евразии (Западно-Европейская, Уральская, Алтае-Саяно-Байкальская).

Мезо-кайнозойский этап. Тектоно-магматические события этого времени носят внутриплитный или субдукционный характер. Сформировались многочисленные месторождения золота разнообразных рудных формаций и структурных обстановок. Известны золото-сульфидно-кварцевая, золото-халцедон-кварцевая, золото-карбонатно-сульфидная и другие рудные формации в пределах вулканотектонических впадин и субвулканических построек, очагово-купольных структур, зон крупных разломов или их пересечений. Золото часто ассоциирует с серебром и имеет низкую пробность. Основные провинции расположены по ограничению Тихого океана в Северной Америке (Калифорнийско-Колумбийская с Колорадской, Аляскинско-Канадской и др. субпровинциями), Евразии (Монголо-Охотская, Охотско-Чукотская, Колымо-Чукотская провинции и субпровинции; Азиатско-Новозеландская группа провинций и др.).

Для территории России установлены те же металлогенические эпохи (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Главные золотоносные провинции России
(Беневольский и др., 2002; Семинский, 2004)

Золотоносная провинция, субпровинция	Геоэпоха	Преобладающий тип провинции	Ведущие и потенциальные геолого-промышленные типы месторождений	Примеры месторождений
Карело-Кольская, Воронежский кристаллический массив, Становая	Архейская и раннепротерозойская	Платформенные прогибы, зеленочаменные пояса и трюги	Золотокварцевые, золотосульфидно-кварцевые жилы и минерализованные зоны в кристаллических сланцах, гнейсах, железистых кварцитах, конгломератах, мигматитах	Воицкое, Майское
Енисейско-Саяно-Байкальская (субпровинция Енисейская, Ленская, Восточно-Саянская, Баргузинская, Таймырская)	Байкальская (позднепротерозойская-раннепалеозойская)	Орогенные системы с умеренным гранитоидным магматизмом	Зоны и стратиформные залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных золотосульфидных (упорных) руд в углеродисто-терригенных и терригенно-карбонатных комплексах	Олимпийское
			Зоны (мегапорокверки, залежи) прожилково-вкрапленных (легкообогатимых) золото-кварц-сульфидных руд в углеродисто-терригенных («черносланцевых») комплексах	Сухой Лог, Зун-Холба
			Золото-кварцевые и золото-кварц-сульфидные жилы в терригенных и интрузивных породах	Советское, Эльдорадо, Ирокинда
Алтае-Саянская (Салаир, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Горный Алтай, Западные Саяны)	Каледонская	Орогенные системы, области активизации; широкое развитие гранитоидного магматизма	Жилы, штокверки (мегапорокверки) золото-сульфидно-кварцевых руд в различных вмещающих породах	Берикульская группа, Коммунарское
			Залежи, линзы золотоалюмосиликатных руд (скарны) в карбонатных и вулканогенно-осадочных породах	Синюхинское
			Метасоматические залежи золото-сульфидных руд в карбонатных породах	Ольховско-Чибижекская группа

Окончание табл. 1.4

Золотоносная провинция, субпровинция	Геоэпоха	Преобладающий тип провинции	Ведущие и потенциальные геолого-промышленные типы месторождений	Примеры месторождений
Уральская	Герцинская	Орогенные системы, развитие гранитоидного и базальтоидного магматизма	Жилы, штокверки (мегаштокверки) золото-сульфидно-кварцевых руд в интрузивных и осадочно-вулканогенных комплексах; медно-колчеданные, медно-никелевые и другие руды	Березовское, Кочкарское, Светлинское
			Плутогенно-вулканогенные золоторудные в ультрабазитах офиолитовых поясов и карбонатно-терригенных породах	Листвяногорское, Воронцовское
			Прожилково-вкрапленные золото-порфировые руды в гранитоидах	Быньговское
Приамурская, Яно-Колымская, Кудларская, Джугджурская, Алданская, Восточно-Забайкальская	Киммерийская (мезозойды)	Орогенные системы; вулканоплутонические пояса; гранитоидный магматизм	Зоны прожилково-вкрапленных золото-сульфидных упорных (мышьяковистых) руд в углеродисто-терригенных («черносланцевых») комплексах с золото-кварцевой или без нее минерализацией	Майское, Нежданнинское
			Зоны прожилково-вкрапленных золото-сульфидных (легкообогащаемых) руд в углеродистых терригенных комплексах	Наталкинское, Центральное-Колымское
			Жилы, штокверки золото-(сурьмяно-)кварцевых руд в терригенных комплексах и гранитоидах	Школьное, Сарылахское
			Жилы, прожилковые зоны, залежи золотосеребряных руд в наземных вулканитах преимущественно андезитового ряда в континентальных комплексах	Балейское, Покровское
			Метасоматические залежи золото-кварц-гидрослюдистых руд	Кураннахская группа
			Зоны прожилково-вкрапленных золото-киноварных руд в терригенных углеродистых комплексах (мышьяксо-держачие упорные)	Кючусская
Охотско-Чукотская, Приморская, Корякско-Камчатская	Раннеальпийская	Вулканоплутонические пояса с базальт-андезито-дацитовыми и липаритовыми формациями	Жилы, прожилковые зоны, залежи золото-серебряных и золототеллуридных руд в наземных вулканитах	Агинское, Аметистовое, Многовершинное, Хаканджинское, Эвенское

Архей-раннепротерозойские реликты зеленокаменных поясов нашей страны крупных месторождений золота, сравнимых с зарубежными гигантами, не содержат. Распространены в Карелии, на Кольском полуострове, в пределах Станового хребта.

Позднепротерозойские пассивные континентальные окраины и аккреционно-коллизийные комплексы Сибири отличаются высокой продуктивностью на золото. Енисейско-Саяно-Байкальская провинция разделяется на Енисейскую, Ленскую, Восточно-Саянскую субпровинции, в пределах которых сформировались полигенные и по-

лихронные месторождения (Сухой Лог, Зун-Холба, Советское). Концентрация золота произошла за счет первично обогащенных золотом осадков, преобразованных в результате метаморфизма и гидротермальной деятельности.

Палеозойские события в Сибири носили коллизионный и постколлизионный характер, сопровождавшийся наиболее продуктивной гидротермальной деятельностью на вышеуказанных полигенных и полихронных золоторудных месторождениях. Раннепалеозойская Алтае-Саянская складчатая область содержит одноименную провинцию с мелкими и средними месторождениями золота. Позднепалеозойская Уральская провинция содержит самое первое, открытое в России, Березовское золоторудное месторождение и ряд других.

Мезозойские внутриплитные и субдукционно-коллизионные пояса весьма продуктивны на золото. Разнообразны внутриплитные обстановки: своды, купола, рифтогенные впадины, внутриконтинентальные вулcano-плутонические пояса. Месторождения золота парагенетически связаны с малыми субщелочными интрузиями, субвулканическими и вулcano-плутоническими комплексами. Залегают либо в магматических телах, либо в более древних вмещающих породах вблизи них. Характерны золото-кварцевая, золото-сульфидная, золото-серебряная, золото-кремнистая рудные формации. Важнейшими являются Монголо-Охотская и Охотско-Чукотская провинции с рядом субпровинций. В Забайкалье типичные месторождения – Дарасунское, Карийское и др.; на Северо-Востоке России – Хаканджа, Эвенское, Школьное, Дукат и др.

В настоящей работе рассматривается золотое оруденение байкальской, каледонской и киммерийской металлогенических эпох, которые наиболее характерны для золоторудных районов юга Восточной Сибири. Возраст оруденения одних месторождений полихронный, других – монокронный. Но во всех изученных с позиций тектоники плит золоторудных районах можно выделить предрудный (подготовительный) и рудный (главный) этапы формирования месторождений.

1.9. Металлогенические формации

Сравнительный анализ изученных золоторудных территорий нацелен на выявление наиболее общих закономерностей их развития. Металлогенические формации, предложенные А. И. Кривцовым и П. Д. Яковлевым (1991), нам представляются простыми и надежными показателями такого сравнения. Они с успехом используются при составлении различных прогнозно-металлогенических схем и карт.

Причем металлогенические формации являются наиболее объективными характеристиками месторождений и могут рассматриваться как с позиций концепции геосинклиналей, так и тектоники плит. Однако в целом формационный анализ в настоящее время еще не совсем преодолел определенный теоретический кризис после смены парадигмы в геологии (Современные..., 2003).

Согласно работам (Кривцов, Яковлев, 1991; Овчинников, 1992), под металлогеническими формациями понимаются «сочетания геологических, метасоматических и рудных формаций». Роль геологических формаций при анализе рудогенеза, в частности, при образовании месторождений рудного золота, можно оценить на основе изучения источника вещества, транспортирующих агентов, энергии, среды рудопереноса и рудонакопления. Трактовка отдельных формаций в диссертации уточнена.

Рудовмещающие геологические формации (РВФ) понимались как геологические комплексы, в которых происходил процесс только наложенного рудообразования.

Рудоносные геологические формации (РНФ) – геологические образования, которые служили средой наложенного рудообразования и в то же время вероятным источником рудного вещества, если это доказано.

Рудогенерирующие геологические формации (РГФ) – геологические образования, обычно магматические, которые могут быть источником рудного вещества, энергии рудонакопления и транспортирующих флюидов при рудогенезе в рудовмещающих формациях.

Рудообразующие геологические формации (РОФ) – магматические породы, образующиеся при остывании очагов, которые были только источником тепла при рудообразовании.

Опираясь на такой методический подход, при анализе металлогении каждого изученного золоторудного района (или узла) автор данной монографии посчитал необходимым составить принципиальные схемы сочетаний геологических формаций, играющих различную роль в рудообразовании. Общая модель составления таких схем (Кривцов, Яковлев, 1991) отражена на рис. 1.11.

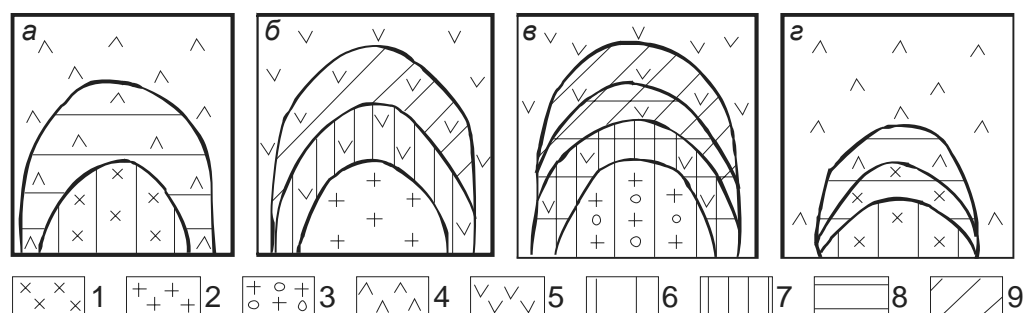


Рис. 1.11. Принципиальные схемы сочетаний геологических формаций, играющих различную роль в рудообразовании.

а – РВФ + РГФ, б – (РНФ = РВФ) + РОФ, в – (РНФ = РВФ) + (РОФ = РГФ), г – РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ).

1–3 – плутоногенные формации: 1 – рудогенерирующие, 2 – рудообразующие, 3 – рудогенерирующие и рудообразующие; 4–5 – формации интрузивной рамы: 4 – рудовмещающие, 5 – рудоносные и рудовмещающие; 6–7 – зоны выноса вещества: 6 – из пород плутоногенных формаций, 7 – из пород интрузивной рамы; 8–9 – зоны накопления вещества: 8 – за счет плутоногенных формаций, 9 – за счет пород интрузивной рамы.

Знак «+» обозначает совмещение в пространстве геологических тел различной формационной принадлежности.

Знак «=>» обозначает геологические тела тех формаций, которые могут выступать в различной роли при рудообразовании

Выводы

Обзор существующих представлений по металлогении золота орогенных поясов юга Восточной Сибири позволяет сделать следующие выводы.

1. Устанавливается тесная парагенетическая связь рудных месторождений золота с магматизмом. Источником рудного вещества при этом считаются не только рудогенерирующие расплавы, но также глубинные флюиды и вмещающие породы. Преобладает гидротермально-метасоматический генезис золотого оруденения, связанного с интрузивными и вулканическими породами разного состава.

2. Из симатических очагов выплавляются преимущественно интрузии основного состава, которые формируются в условиях рассеянного рифтинга древних платформ, и не характерны для юга Восточной Сибири. Но из таких же очагов формируются рудогенерирующие базальтоидные породы древних рифтогенных задуговых бассейнов, ко-

торые были связаны с золоторудными месторождениями различных орогенных поясов рассматриваемого региона.

3. Сиалические очаги генерируют интрузии гранитоидов, различные по составу, объему и геодинамической позиции, не имеющие определенного рудогенерирующего значения. В этом случае золото, очевидно, поступало в рудоносные системы с глубинными флюидами и извлекалось из вмещающих пород.

4. Промышленное значение имеют связанные с магматизмом следующие золоторудные формации: 1) золото-кварцевая с содержанием сульфидов до 5 %, 2) золото-кварц-сульфидная – 5–20 %, 3) золото-сульфидная, 4) золото-серебряная.

5. Для южного складчатого обрамления Сибирской плиты наиболее развиты три типа металлогенических орогенных поясов, выделение которых основано на тектонике литосферных плит:

а) складчато-надвиговые орогены опущенной активизированной окраины плиты (кратона);

б) аккреционно-коллизионные;

в) внутриплитные плюмтектонические (включающие внутриплитные рифты).

6. В рассматриваемом регионе формирование эндогенных месторождений золота связано со следующими факторами: а) магматизм вулканический и плутонический; б) метаморфизм, особенно, дислокационный; в) сводово-купольный тектогенез; г) глубинные разломы. Далее будут проанализированы особенности проявления указанных факторов на примере изучавшихся нами золоторудных районов, которые формировались в различных геодинамических обстановках.

7. Наиболее общие закономерности металлогенического развития золоторудных районов целесообразно проводить на основе изучения их геодинамического развития и сравнительного анализа с выделением металлогенических формаций (рудовмещающих, рудоносных, рудогенерирующих, рудообразующих).

Глава 2

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ПОЯСАХ ПАССИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Группа металлогенических поясов складчато-надвиговых орогенов окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона сформировалась при действии тех же коллизионных процессов, которые привели к закрытию омывавшего кратон океана. Коллизия за пределами контура Сибирского протоконтинента сопровождалась аккрецией разнотипных террейнов. Силы латерального сжатия мощной призмы осадков пассивной континентальной окраины, под влиянием которых сформировались интенсивные складчато-надвиговые деформации, по отношению к границе Сибирского кратона в Прибайкалье были косо ориентированными, в пределах Байкало-Патомского нагорья – ортогонально и косо ориентированными.

2.1. Строение металлогенических поясов складчато-надвиговых орогенов окраины кратона

На периферии Сибирского кратона выделяется два региональных металлогенических пояса (Семинский, 2006), которые расчленяются на восемь локальных металлогенических поясов. Буквенные наименования региональных металлогенических поясов (в скобках) и цифровые обозначения для локальных металлогенических поясов соответствуют рис. 2.1 и таблице 1.2.

Восточно-Саянский региональный металлогенический пояс (В-С), ранний рифей–венд

Присаянский локальный металлогенический (рудный) пояс,

Шарыжалгайский локальный металлогенический пояс,

Тагуйский локальный металлогенический пояс,

Байкало-Патомский региональный металлогенический пояс (Б-П), средний рифей–венд

1) Прибайкальский локальный металлогенический пояс,

2) Ачитканский локальный металлогенический пояс,

3) Тонодский локальный металлогенический пояс,

4) Мамско-Чуйский локальный металлогенический пояс,

5) Бодайбинский локальный металлогенический пояс

Наиболее интересен Байкало-Патомский (Б-П) региональный металлогенический пояс континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, внутри которого расположен типичный для него Бодайбинский золоторудный район, обладающий самой высокой степенью золотоносности (внутри Бодайбинского локального металлогенического пояса).

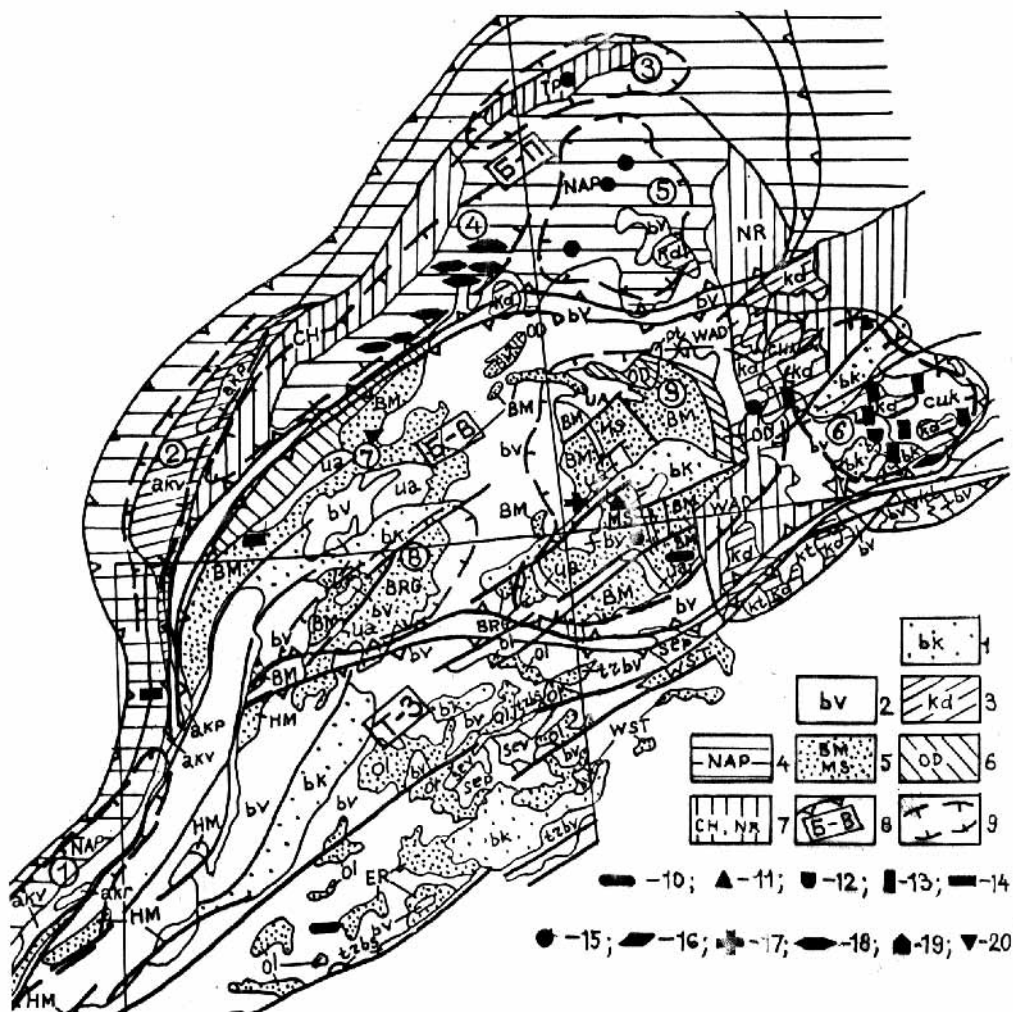


Рис. 2.1. Металлогенические пояса континентальной окраины и орогенов Байкальской горной области (Семинский, 2006).

1–3 – перекрывающие комплексы: 1 – кайнозойские, 2 – позднепротерозойско-раннепалеозойские, 3 – протерозойские; 4–7 – террейны и орогенные пояса различных обстановок: 4 – пассивной континентальной окраины, 5 – островных дуг, 6 – аккреционного клина, 7 – фундамента кратона; 8 – границы и буквенные обозначения региональных металлогенических поясов: Б-П – Байкало-Патомский, Б-В – Байкало-Витимский, Т-З – Трансбайкальский; 9 – границы и цифровые обозначения локальных (рудных) металлогенических поясов: 1 – Прибайкальский, 2 – Аkitканский, 3 – Тонодский, 4 – Мамско-Чуйский, 5 – Бодайбинский, 6 – Угу-Удоканский, 7 – Олоkitский, 8 – Баргузинский, 9 – Муйский; 10–20 – месторождения: 10 – олова, 11 – железа, 12 – титана, 13 – меди, 14 – свинца и цинка, 15 – золота, 16 – тантала и ниобия, 17 – ртути, 18 – мусковита, 19 – асбеста, 20 – апатита

2.2. Геодинамика и металлогения Бодайбинского золоторудного района

В результате раскола Северо-Азиатского кратона при раскрытии предположительно Палеоазиатского океана в познем рифее возникла пассивная континентальная окраина на территории современного Байкало-Патомского нагорья. Бодайбинский золоторудный район приурочен к наиболее глубокой части прогиба, обусловленного деформацией континентальной коры. Приуроченность к наиболее мощной толще осадков подножия континентального склона, которые в процессе осадконакопления обогаща-

лись органическим веществом и, по-видимому, золотом в сочетании с особым типом более поздних складчато-надвиговых деформаций обусловили концентрацию золотого оруденения Бодайбинского рудного района. Здесь выявлено уникальное месторождение золота Сухой Лог, а также менее богатые месторождения и рудопроявления: Верное, Невское, Голец Высочайший, Западное, Ожерелье, Мараканское, Догалдынское и другие.

2.2.1. Тектоническая позиция района

Рассматриваемая территория относится к области байкальской складчатости, она испытала значительные преобразования в каледонский и, в меньшей степени, герцинский этапы развития Земли. В ее пределах развит зональный прогрессивный метаморфизм, дислокационный метаморфизм, метасоматоз и контактовый метаморфизм, произошло формирование гранитоидов протерозойского и палеозойского возраста. Бодайбинский район размещается в центре Байкало-Патомского нагорья (рис. 2.2), которое традиционно включалось в состав северной части Байкальской горной области (Салоп, 1964, 1967), расположенной вблизи границы с древней Сибирской платформой (кратоном).

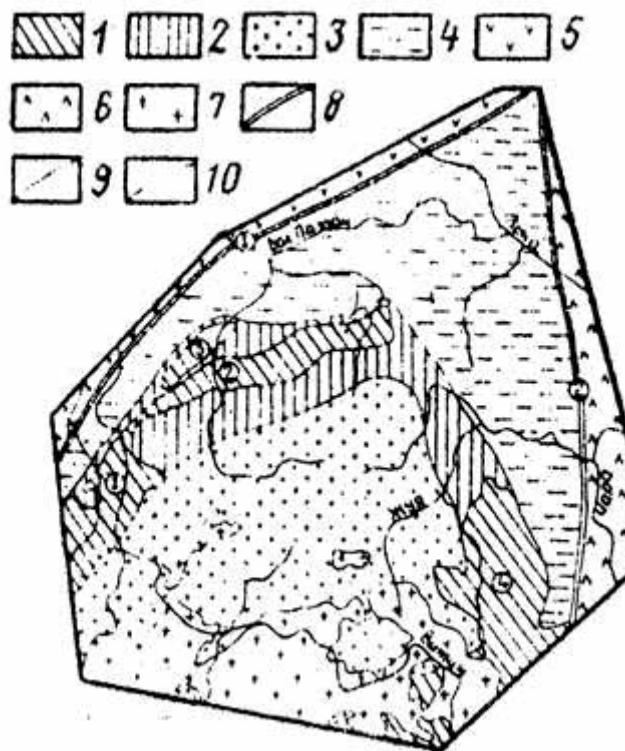


Рис. 2.2. Схема основных структур Патомского нагорья (Докембрий, 1995).

1,2 – Чуйско-Нечерский антиклинорий: 1 – выступы фундамента (цифры в кружках – поднятия: 1 – Чуйское, 2 – Тонодское, 3 – Быстринское, 4 – Нечерское); 2 – часть антиклинория, где фундамент перекрыт рифейскими отложениями; 3 – Мамско-Бодайбинский синклиний; 4 – Патомский синклиний; 5, 6 – Сибирская платформа, зоны складок (5 – Приленская, 6 – Чарская); 7 – палеозойские гранитоиды; 8 – краевые разломы (цифры в кружках: 1 – Акиткано-Джербинский, 2 – Жуинский); 9,10 – границы структурных элементов (9 – отчетливые, 10 – неотчетливые)

Граница платформы в северной части Байкальской горной области имеет сложный дугообразный характер, глубокий выступ внутрь платформы. Такая конфигурация границы вызывала и вызывает различные варианты интерпретации тектонического положения и особенностей внутреннего строения региона.

Основными структурными элементами региона являются Чуйско-Нечерский антиклинорий, Мамско-Бодайбинский и Патомский синклиналии (рис. 2.2). Последний обрамляется со стороны платформы Приленской и Чарской зоной складок.

Бодайбинский золоторудный район расположен в пределах Мамско-Бодайбинского синклинория, внутреннее строение которого повлияло на развитие рудолокализирующих структур золоторудных месторождений и рудопроявлений (рис. 2.3).

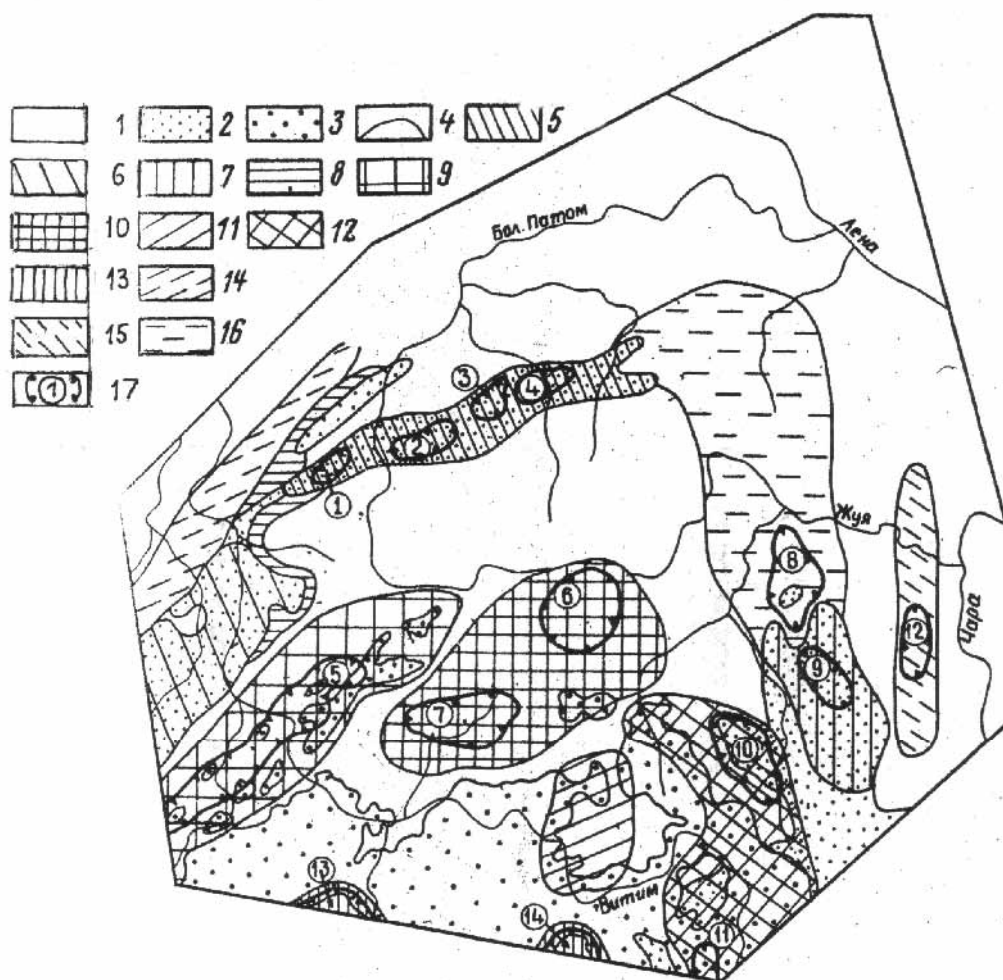


Рис. 2.3. Схема металлогенического районирования Патомского нагорья.
(Докембрий..., 1995).

1 – рифейско-палеозойский складчатый чехол; 2 – выходы дорифейского фундамента; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – границы рудных районов; 5–16 – рудные районы, обозначенные штриховкой: 5 – Тонодский золото-редкометалльный, 6 – Чуйский железо-редкометалльный; 7 – Нечерский редкометалльный, 8 – Витимский железорудный, 9 – Мамский слюдоносный, 10 – Бодайбинский золоторудный, 11 – Синюгинский редкометалльный; 12 – Нечеро-Жуинский слюдоносно-редкометалльный, 13 – Муйский золото-редкометалльный, 14 – Малочуйский фосфорито-магнетито-полиметаллический, 15 – Желондинский ртутно-полиметаллический, 16 – Патомо-Нечерский золоторудный; 17 – рудные узлы и их номера: 1 – Туюканский, 2 – Хайвергинский, 3 – Кевактинский, 4 – Амандракский, 5 – Мамская слюдоносная полоса, 6 – Кропоткинский, 7 – Артемовский, 8 – Балаганах-Бульбухтинский, 9 – Ченчинский, 10 – Атычах-Бираинский, 11 – Казбекский, 12 – Бестяхский, 13 – Додыхтинский, 14 – Чаяндринский

Закартированные складчато-разрывные структуры имеют огромное значение для разработки поисковых критериев, поэтому важен анализ всех возможных вариантов их интерпретации. По-видимому, разные взгляды на истолкование процесса формирова-

ния складчато-разрывных деформаций Мамско-Бодайбинского синклинория зависят как от степени изученности территории, так и от правильного понимания исследователями основных положений теории литосферных плит. Геодинамические особенности района, соответствующие представлениям разных авторов, показаны ниже. На рис. 2.3 дана составленная А. И. Ивановым схема положения Бодайбинского золоторудного района среди других рудных районов Патомского нагорья.

2.2.2. Основные этапы развития

Осадочно-метаморфические и магматические комплексы Бодайбинского золоторудного района сформировались в три этапа.

Байкальский этап

Характеризуется накоплением мощной толщи ритмичных углеродистых карбонатно-терригенных отложений, которые накапливались в среднем, верхнем рифее и венде. Эти осадки включают (снизу вверх): балаганахскую серию среднего рифея (хорлухтахская, хайвергинская, бугарихтинская, бодайбокканская свиты), ныгринскую серию среднего–верхнего рифея (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская, имняхская свиты) и бодайбинскую серию венда (аунакитская, вачская, анангрская, догалдынская, илигирская свиты). Возраст основывается на прямых геологических наблюдениях взаимоотношений метаморфических и магматических пород, на анализе комплексов фитоцитов и микрофитоцитов, на изотопных данных (Геологическое строение СССР..., 1986; Докембрий ..., 1995)

Средний рифей. В состав отложений этого возраста включаются осадки *балаганахской серии*, представленной 4 согласно залегающими свитами.

Хорлухтахская свита. В нижней части преобладают аркозовые песчаники с прослоями филлитов и филлитовидных сланцев. Вблизи кровли появляются песчанистые известняки. Слоистость параллельная. Ритмы ранопорядковые: песчаник – алевролит, песчаник – сланец, алевролит – сланец, сланец углеродистый – сланец слабо углеродистый. Мощность элементарных ритмов от первых миллиметров до первых десятков сантиметров. Иногда отмечаются слои с градационной слоистостью. Мощность свиты 1800 м.

Хайвергинская свита. Сложена в основном филлитовидными сланцами с прослоями полимиктовых песчаников. Весьма характерна ритмичность. Элементарные ритмы: сланец пелитовый слабо углеродистый – сланец пелитовый углеродистый, метаалевролит – сланец пелитовый, метапесчаник – сланец пелитовый. Мощности ритмов от первых миллиметров до первых дециметров. Средняя мощность свиты 1000 м.

Бугарихтинская свита. Представлена переслаиванием филлитов и филлитовых сланцев, полимиктовых песчаников, известняков и карбонатных сланцев, песчанистых известняков. По сравнению с хайвергинской, более грубозернистая. Для свиты характерна разнопорядковая ритмичность. Элементарные ритмы: гравелит – песчаник, песчаник – сланец, алевролит – известняк, песчаник известковистый – известняк. Мощность ритмов от первых сантиметров до 2 м. Развита параллельные и косослоистые текстуры, которые трудно расшифровывать из-за интенсивных складчатых деформаций свиты. Усредненная мощность более 800 м.

Бодайбокканская свита. Филлиты и филлитовидные сланцы, известняки, в верхней части – углистые сланцы. Включает реперный для всей внутренней зоны нагорья горизонт, представленный известняками голубовато-серыми с параллельной слоистостью. Мощность свиты изменяется от 100 до 900 м.

Средний–верхний рифей. Представлен согласно залегающими на предыдущей серии породами *ныгринской серии*, которая объединяет 4 свиты.

Бужуихтинская свита. Углистые сланцы, полимиктовые песчаники, аркозовые песчаники, известняки, филлиты и филлитовидные сланцы. Размеры элементарных ритмов сланец–известняк колеблются от 0,2 до 2–3 м. Мощность свиты 300–900 м.

Угаханская свита. Известняки темно-серые и черные органогенные нередко брекчиевидной или оолитовой структуры с прослоями серицитовых известковистых сланцев и песчаных известняков. Характерны параллельно-слоистые текстуры в известняках. Мощность свиты 500–800 м.

Имняхская свита. Преобладают слюдистые известковистые сланцы, алевролиты и полимиктовые песчаники с горизонтами известняков. Песчано-сланцевые породы содержат рассеянную вкрапленность железо-магнезиальных карбонатов (анкерита). Элементарные ритмы: алевролит–сланец, сланец–известняк. Слоистость параллельная, волнистая, редко косая. Мощность свиты 500 м.

Венд. Такой возраст имеют породы *бодайбинской серии*, которая согласно залегает на породах предыдущей серии и состоит из 5 свит.

Аунакитская свита. Представлена кварцевыми песчаниками, филлитами и филлитовидными сланцами, песчаными известняками, углистыми сланцами и известняками. Установлена ритмичность нескольких порядков. Мощность свиты 1000–1500 м.

Вачская свита. Яркий маркирующий горизонт в разрезе венда. Сложена углеродисто-кварцевыми сланцами и алевролитистыми сланцами, кварцевыми углеродистыми песчаниками. Уверенно картируется геофизическими (отрицательные аномалии естественного электрического поля) и геохимическими методами (комплексные молибден-ванадиевые аномалии). Мощность свиты 500 м.

Анангская свита. Характерна для синклинальных складок центральной части исследуемой территории, где представлена углеродистыми слюдисто-кварцевыми алевролитами и сланцами, зеленовато-серыми полимиктовыми гравелитами, песчаниками и песчаными известняками. Более грубый материал развит ближе к южной части территории. В целом разрез свиты флишоидный. Мощность достигает 2000 м.

Догалдынская свита. Состоит из чередования разномиктовых песчаников полимиктовых зеленовато-серого, серого, темно-серого и черного цвета, алевролитов, филлитов, гравелитов, псаммитовых порокластических пород, углистых сланцев. Песчаники и сланцы ритмично переслаиваются между собой. Мощности элементарных ритмов от первых сантиметров до первых метров. Широко развита косая слоистость и оползневые текстуры. Мощность свиты 1500 м.

Илигирская свита завершает разрез венда и залегает согласно на догалдынской свите в ядрах самых глубоких синклиналей. Состоит из ритмично переслаивающихся песчаников полимиктовых известковых серых, голубовато-серых и углеродистых черных, филлитов и филлитовидных сланцев. В нижней части свиты преобладают пелитовые отложения, в верхней – песчаные. Песчаники и сланцы переслаиваются, мощность элементарных ритмов от первых сантиметров до первых десятков сантиметров, иногда до 1–1,5 м. Слоистость параллельная. Общая грубозернистость пород возрастает к югу. Суммарная мощность достигает 1800 м.

Формирование всех пород от хорлухтахой до вачской свиты включительно, по А. И. Иванову, происходило, вероятнее всего, в условиях подножия континентального склона пассивной окраины атлантического типа. Снос терригенного материала в среднем и верхнем рифее осуществлялся со стороны Сибирского кратона (в современных координатах, с севера), в венде – со стороны аккрецировавших террейнов. В целом отложения отличаются преимущественно песчано-сланцевым составом, в них происходит постепенное увеличение значения сланцев в разрезе в направлении от внешней к внутренней части Патомского нагорья. Кроме того, характерно ритмичное строение всей толщи и общее высокое содержание углеродистого вещества. Все эти особенности

строения разреза осадочной толщи свидетельствуют об их образовании на втором уровне лавинной седиментации, по А. П. Лисицыну (Гаврилов, 1990), который весьма характерен для подножий континентального склона современных пассивных окраин. Обычно здесь формируются гравититы, среди которых А. П. Лисицын выделяет четыре класса отложений: оползневые отложения, отложения потоков разжиженного осадочного вещества, турбидиты, контуриты.

Оползневые отложения – обвальные глыбовые (олистостромовые) и более мелкие скопления несортированных обломков (олистолитов) в тонкой пелитовой или алевропсаммитовой массе, дальность их переноса достигает до 600 км.

Отложения потоков разжиженного осадочного вещества отличаются высокой концентрацией суспензии и похожи на пасту, характеризуются ламинарным движением вещества, в плане они образуют языки длиной в сотни, а шириной в десятки километров. Состав этих отложений преимущественно пелитовый с небольшим содержанием гальки, щебня и гравия. Осадки не имеют слоистости, нет даже следов градационных текстур, зерновой состав хаотический и напоминает состав наземных селей.

Турбидиты характеризуются высокой скоростью перемещения, поток турбулентный. Дальность проникновения до 2500 км. Движение потока обусловлено тем, что вода, насыщенная взвесью, становится тяжелее окружающей воды и вызывает направленное движение вниз по склону из-за разности плотностей. Происходит как бы распространение более плотной и более тяжелой жидкости в более легкой. Турбидитовые потоки движутся по понижениям дна, желобам, руслам каньонов и обладают большой эродирующей силой. Часто провоцируют их образование крупные оползни. По наблюдениям у западной пассивной окраины Атлантического океана (конус выноса р. Св. Лаврентия), оползни и возникающие при этом турбидитные потоки формируются примерно один раз в 100–300 лет. Мощность потоков достигает 1 км, а скорость движения 36–50 км/ч. Турбидитовые потоки обладают слоистостью, наиболее характерны слои мощностью в десятки сантиметров, редко 1–10 м с четко выраженным основанием и градационной слоистостью. Наиболее крупный материал сосредоточен в нижней части слоя, самый тонкий – в верхней. Очень важно, что турбидитная толща характеризуется закономерным ритмичным строением разреза и может формировать флишевую формацию.

Контуриты – песчано-алевритовые осадки больших глубин со знаками ряби на поверхности, что не позволяет их происхождение связывать с деятельностью суспензионных потоков. Текстура контуритов косослоистая. Формируются они под действием придонных течений, движущихся примерно параллельно контурам берегов или крупных поднятий дна со скоростью до 25 м/с. Этого достаточно для переноса не только алевроитового, но и песчаного материала. Размывая гравититы, контурные течения могут переотлагать их терригенный материал. Такие отложения изучены у восточных берегов Северной и Южной Америки.

В пределах центральной части Бодайбинского района, скорее всего, развиты именно турбидиты. Это даже послужило основанием для выделения здесь так называемого Бодайбинского турбидитового террейна (Булгатов, Гордиенко, 1999).

В каждой свите от хорлухтахой до вачской включительно выделяется по несколько типов разрезов, мощность которых изменчива. Суммарная мощность всей толщи турбидитов предполагаемого подножия континентального склона Сибирского кратона в Бодайбинском районе достигает около 11 км (от хорлухтахой до вачской свиты). Это вполне сопоставимо с мощностью современных отложений подножия континентального склона Атлантического океана.

Формирование отложений венда верхней части бодайбинской серии (анангская, догалдынская, илигирская свиты) происходило, очевидно, в условиях внутреннего бассейна. Предполагается, что при формировании вышеназванных свит «поступление терригенного материала происходило с юга, что связано с появлением там либо Баргу-

зинского микроконтинента (Зоненшайн и др., 1990), либо островной дуги в зоне Монголо-Охотского пояса». На такие выводы наталкивает появление туфогенного материала в догалдынской свите, что может быть связано с существованием вулканической дуги к югу от области осадконакопления (в современных координатах). Если это так, то не исключено существование задугового бассейна в венде при формировании анангурской, догалдынской и илигирской свиты.

Преобладающая часть исследователей полагает, что после накопления вендских отложений в пределах Патомского нагорья произошло поднятие территории с одновременным проявлением сложной байкальской складчатости.

Каледонский этап

На территории Бодайбинского золоторудного района не закартировано осадочных комплексов кембрия, ордовика, силура. Но отложения такого возраста характерны для внешней зоны Патомского нагорья (Ангаро-Ленский и Березовский прогибы). По мнению ряда исследователей, отложения нижнего палеозоя могли присутствовать во внутренней зоне Патомского нагорья, но уничтожены денудацией (Малич, 1975).

В то же время во внутренней зоне Патомского нагорья, по А. И. Иванову, наряду с зонами линейной однопорядковой и линейной многопорядковой складчатости отмечаются обширные площади развития многоэтапной складчатости (Докембрий..., 1995). Кроме того, оси линейных складок нижнепалеозойских осадков Ангаро-Ленского и Березовского прогибов субпараллельны осям складчатых структур рифейских отложений внешней и внутренней зоны Патомского нагорья (рис. 2.4).

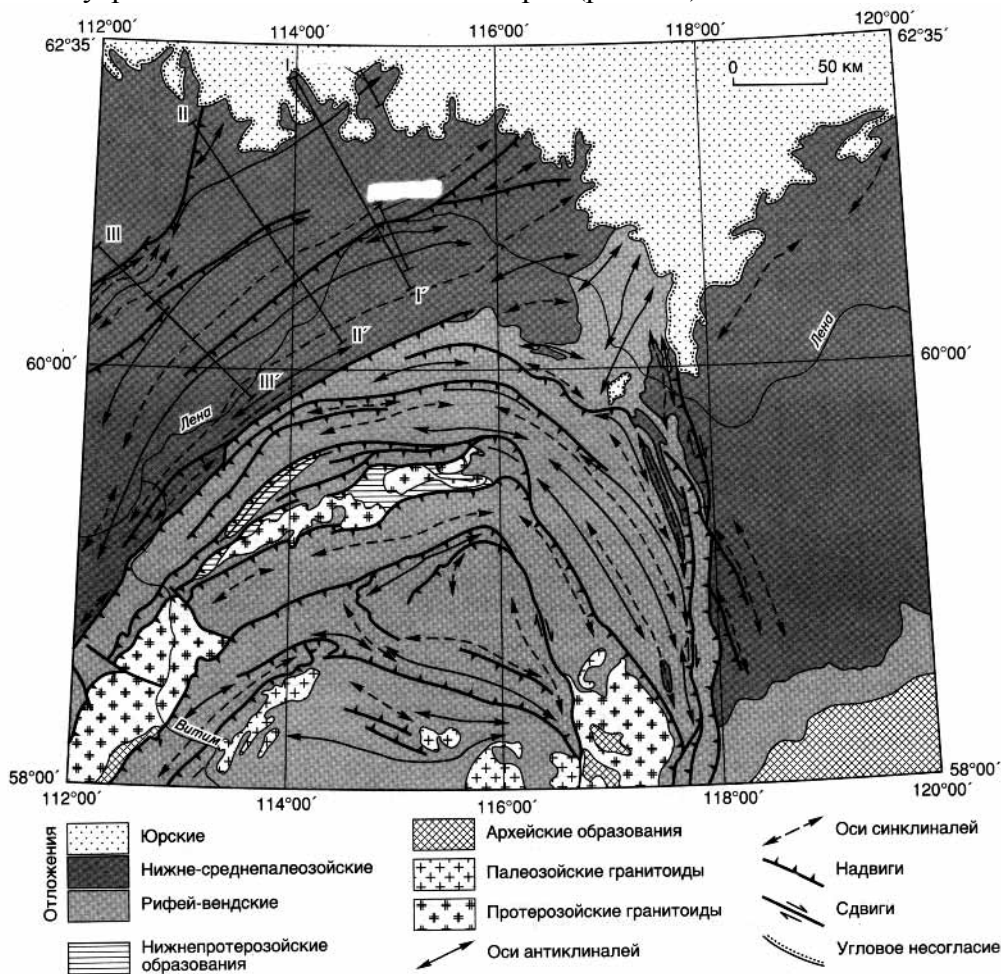


Рис. 2.4. Структурная схема Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (Тектоника ..., 2001)

Поэтому не исключено, что складкообразовательные процессы каледонского этапа проявились на территории Бодайбинского золоторудного района после орогенеза и складчатости байкальского этапа (Корольков, 2005).

Герцинский этап

События девона, карбона и перми фиксируются по возрасту магматических интрузивных пород. Наибольшим распространением пользуются гранитоиды, сформировавшиеся в местах наибольшего сгущения осадочных пород при складкообразовательных процессах, которые сопровождались поднятием территории.

В Бодайбинском золоторудном районе наиболее развиты породы следующих магматических комплексов: конкудеро-мамаканского, кадали-бутуинского.

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса слагают несколько массивов в пределах района: Константиновский, Джегдокарский, Васильевский. Выделяется три фазы внедрения.

Первая фаза наиболее распространена и представлена преимущественно серыми, реже розово-серыми биотитовыми, амфибол-биотитовыми (редко пироксенсодержащими) гранитами. Контакты секущие. При внедрении в метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы эндоконтакты массивов слагаются мелкозернистыми разностями гранитов вплоть до гранит-порфиров, эндоконтакты – биотитовыми, андалузитовыми, кордиеритовыми роговиками в зоне шириной до 1–2 км. Над невоскрытыми эрозией массивами развиты дайковые поля. Акцессорными минералами являются циркон, магнетит, лимонит, гранат, апатит, сфен, пирит, пирротин.

Вторая фаза представлена светло-серыми субщелочными биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, образующими одно крупное и несколько мелких тел. Контакты с породами первой фазы секущие. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, магнетитом, гранатом, молибденитом.

Третья жильная фаза представлена аплитами, гранит-аплитами, тонко- и мелкозернистыми гранитами и пегматитами. По составу они соответствуют субщелочным лейкогранитам и гранитам, реже – щелочным гранитам и лейкогранитам.

Возраст гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, по комплексу методов относительной и радиометрической изотопной геохронологии, средне-позднепалеозойский (от девона до конца перми). Возраст цирконов из гранитов Константиновского массива – 325 млн лет (U–Pb метод), определения Л. А. Неймарк.

Дайковый кадали-бутуинский комплекс представлен лампрофирами (керсантиты, спессартиты, единиты, минетты), кварцевыми диоритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, андезитовыми порфиритами.

Дайковые тела локализованы в пределах «дайкового пояса», который прослежен на 500–550 км от верхнего течения р. Хомолхо на севере до верхнего течения рек Мал. Конкудеры и Средн. Мамакана на юго-юго-западе. Но дайки в этой зоне распространены неравномерно.

Лампрофиры прорывают гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, но радиометрический возраст их близок (Докембрий..., 1995) и составляет 314 ± 128 млн лет (Sm-Nd метод), определения Л. А. Неймарк.

2.2.3. Геодинамическая модель

Проблемы геодинамического развития территории с различной степенью детальности рассматривались в целом ряде работ (Зоненшайн и др., 1990; Иванов, Рязанов, 1992; Докембрий Патомского..., 1995; Тектоника, геодинамика... 2001; Страхова, 2001; и др.). Большинство авторов относит Бодайбинский район к наиболее глубокой части пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, к подножию континентального склона. Сформировавшиеся в этих условиях в рифейское и вендское время турбидитовые осадочные ком-

плексы испытали сложную складчатость в каледонский этап при аккреции Баргузинского микроконтинента и Сибирского палеоконтинента (Зоненшайн и др., 1990).

Покровно-складчатые структуры развивались на пассивной окраине, то есть на субконтинентальной земной коре. Поскольку самые последние осадочные образования, вовлеченные в складчатый процесс, имеют вендский возраст, наиболее вероятное время образования складчатости и, соответственно, крупных надвигов и покровов – каледонское или даже позднекаледонское. Однако традиционно многие геологи до сих пор Бодайбинский район считают областью типичных байкалид.

Анализ складчатости указывает на существование главных тангенциальных сжимающих сил, которые были ориентированы в субмеридиональном, северо-восточном и северо-западном направлении при ее формировании (Иванов, Рязанов, 1992). В Байкало-Патомском нагорье сформировались покровы, сместители которых имеют наклон на юг и юго-восток (тяготеют к внешней северной границе района) и покровы и взбросы, сместители которых наклонены на север и северо-восток (распространены в центральной части района). Это хорошо видно на одной из последних структурных схем (рис. 2.4), которая заимствована из работы (Тектоника, геодинамика..., 2001). В Бодайбинском золоторудном районе преобладают надвиги и взбросы, сместители которых погружаются к северу, также ориентированы осевые поверхности сжатых запрокинутых антиклиналей, подобных Сухоложской.

На схеме тектонического районирования (рис. 2.5) из той же работы Бодайбинский район полностью попадает в зону хинтерланда Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. К зоне форланда отнесены ниже-среднепалеозойские складчато-надвиговые образования Предпатомского прогиба (Непско-Дербинская и Березовская впадины) и рифей-вендские складчатые комплексы внешней зоны Байкало-Патомского нагорья. В таком случае время формирования главных складчато-покровных структур Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса следует считать послесреднепалеозойским (каледонским или даже позднекаледонским). Это хорошо согласуется с изотопными датировками образования главного магматического комплекса Бодайбинского района (конкудеро-мамаканского).

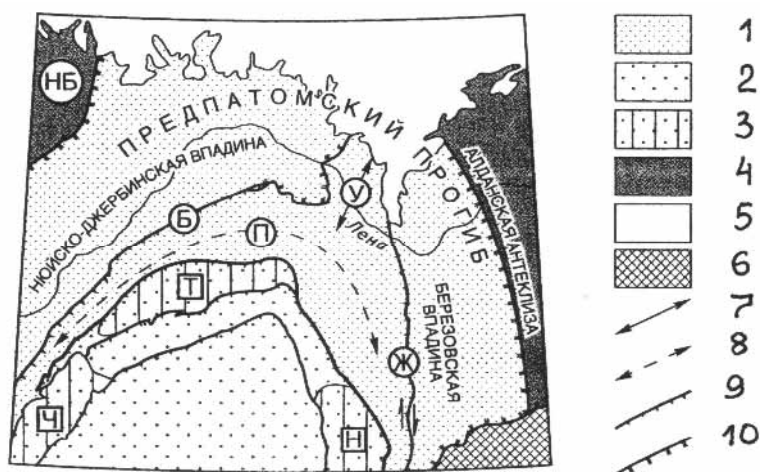


Рис. 2.5. Схема тектонического районирования Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (Тектоника ..., 2001).

1 – зона форланда; 2 – зона хинтерланда; 3 – поднятия в зоне хинтерланда (Ч – Чуйское, Т – Тондское, Н – Нечерское); 4 – структуры Сибирской платформы (НБ – Непско-Ботуобинская антеклизис); 5 – континентальные юрские отложения Сибирской платформы. 6 – Алдано-Становой щит; 7 – антиклинории (У – Уринский); 8 – синклинории (П – Патомский); 9 – надвиги (Б – Байкало-Патомская система; Ж – Жуинская система надвигов); 10 – границы впадин

Следует обратить внимание, что никто из исследователей ранее не интерпретировал наличие покровно-складчатых структур с противоположной (дивергентной) ориентировкой сместителей в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Это можно сделать, если допустить широкое развитие структур латерального выжимания в регионе. Высокая степень изученности складчато-разрывных дислокаций позволяет сравнить его структурные рисунки с наиболее характерными для хорошо изученного кайнозойского Альпийско-Гималайского коллизионного пояса (Копп, 1997).

На рис. 2.6 приведена принципиальная схема типовых структурных рисунков ороклинов поддвигового и надвигового типов в плане. Ороклинами названы дугообразные складчато-надвиговые или складчато-покровные структуры.

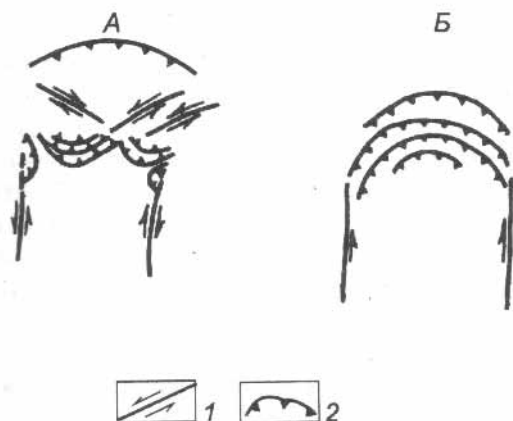


Рис. 2.6. Типовые структурные рисунки ороклинов поддвигового (А) и надвигового (Б) типов. Принципиальные схемы в плане (Копп, 1997).

1 – сдвиги; 2 – надвиги и другие структуры сжатия (вершины треугольников – по падению сместителей надвигов)

Поддвиговые ороклины возникают в коллизионных поясах при значительном сближении континентов и (или) террейнов в условиях резко увеличивающегося сжатия и недостатка пространства во фронтальной части. В этом случае субпластичный геологический материал выжимается не только вперед по направлению сжатия, но и в противоположном направлении. Возникают складчато-надвиговые структуры как бы «пальмового дерева». Во внутренней тыловой части обычны неправильные и даже угловатые очертания надвигов. Сложная гофрировка в тылу дуг возникает из-за продольного изгиба в горизонтальной плоскости и связана с реактивным откатом головных частей поддвигающегося блока из зоны столкновения в менее смятый и более погруженный передовой прогиб. Туда же направлена и генеральная вергентность складчатости, лишь на выпуклой внешней границе ороклины она меняется на противоположную. Кроме дивергентного поперечного профиля, о повышенном горизонтальном сжатии свидетельствует высокая амплитуда орогенного воздымания и метаморфизм высоких давлений. Накапливающийся перед фронтом избыток масс обязательно приводит к их выжиманию вбок, при этом формируются компенсирующие сдвиговые деформации (рис. 2.6, А).

Надвиговые ороклины отличаются принципиально. Возможность свободного перемещения пластичного материала по поверхности Земли в сторону геодинамических убежищ (направлений уменьшения действия сил сжатия) определяет специфику их развития: плавность изгиба покровов; сильную вытянутость в направлении течения; отсутствие признаков недостатка пространства на вогнутой стороне (здесь развиваются структуры растяжения); ослабленное сжатие во фронтальной части при резком увеличении степени надвигания; единообразная вергентность складчатых структур – в сторону течения; наличие структур отслаивания коры и поверхностного срыва; отсутствие во фронтальной части ороклинов крупных сдвигов, указывающих на компенсирующее латеральное течение материала (рис. 2.6, Б).

Для Байкало-Патомского нагорья, судя по рисунку развитых здесь складчато-надвиговых и покровных структур (рис. 2.4), характерно развитие типичного поддвигового ороклина. Такая геодинамическая модель для нагорья привлекается впервые, она объясняет дивергентный характер покровно-складчатых и надвигово-складчатых дислокаций, наблюдаемую структуру «пальмового дерева».

При современных коллизионных процессах происходит почти двойное утолщение земной коры и массовое формирование палингенных гранитоидов в местах наибольшего нагнетания, скупивания геологического материала (Кузьмин и др., 2000 и др.). В рельефе это выражается интенсивным поднятием. Такую же картину мы наблюдаем для каледонского Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. А. С. Барышев и др. (1982 ф) в центральной части региона по геофизическим (в основном гравитационным) и геоморфологическим материалам выделяют гигантское сводовое поднятие – купол Пионер с диаметром в 300 км по геоморфологической границе. В его пределах проявляется радиально-кольцевая система геоморфологических элементов, включающая в себя долины крупных рек Жуя, Большой Патом, Витим, Лена. Центр купола Пионер оконтуривается дугвыми отрезками долин рек Хомолхо и Малый Чепикет, имеет координаты $58^{\circ} 53'$ с. ш. и $115^{\circ} 47'$ в. д. с отметкой в 1000 м над уровнем моря и окружен валлообразным поднятием с отметкой 1200 м, отстоящим на расстоянии 20 км от центра. Второе валлообразное поднятие располагается на расстоянии 65–70 км от центра, имеет небольшую амплитуду (200–300 м в северной части Тонодского антиклинория). Геоморфологической границей купола предлагается считать уступ в рельефе, проходящий на расстоянии 150 км от центра, однако сфера механического влияния его распространяется и на расстояние в 190 км от центра, где фиксируются кольцевые поднятия. Они обусловлены кольцеобразными цепочками куполов последующих генераций, но имеют «причинную связь» с процессами формирования купола Пионер. Нами выделена Кропоткинская сводово-купольная структура (Корольков, 1984; 1987), расположенная на южной периферии купола Пионер (смотрите более подробно о ней ниже). А. С. Барышев и др. (1982 ф) считают, что воздымание гигантского сводового поднятия (купола Пионер) началось после отложений силурийского возраста. По сути дела, по современным данным, это произошло при формировании главных складчато-надвиговых структур Байкало-Патомского коллизионного складчато-надвигового пояса.

Если принять модель развития поддвигового ороклина для Байкало-Патомского региона (см. выше), то купол Пионер возник в зоне максимального скупивания осадочных толщ пассивной континентальной окраины, в центральной части структуры «пальмового дерева». Дугообразные валлообразные поднятия, окружающие центр купола Пионер и насыщенные палингенными гранитоидами, – зоны наиболее интенсивных краевых складчато-надвиговых дислокаций структуры «пальмового дерева» с увеличенной мощностью земной коры за счет скупивания деформированных пород. Схема совмещения купола Пионер и Бодайбинского поддвигового ороклина приведена в работах (Корольков, 2005; Корольков, Коваленко, 2005).

Для Бодайбинского золоторудного района важное значение имеет южная периферия купола Пионер, где расположена Кропоткинская сводово-купольная структура (рис. 2.7) в восточной части одноименного хребта (Корольков, 1987). Ее северную границу можно провести по руслу реки Вача, южную – по реке Макалак, западная граница обрисовывается рекой Аунажит и верховьем реки Бодайбо, восточная проводится условно. Достаточно надежно Кропоткинская купольная структура оконтуривается рисунком современной гидро-сети с россыпными месторождениями золота. Стабильность Кропоткинского поднятия в период кайнозойского россыпеобразования подтверждается сохранением в его пределах фрагментов наиболее древних поверхностей выравнивания, по сравнению с другими частями Бодайбинского золоторудного района (Золотарев, 1974).

В центральной части Кропоткинского купола, согласно геофизическим расчетам по гравитационным и магнитометрическим параметрам, на глубине 4–5 км залегает кровля предполагаемого гранитного тела. Небольшая его часть в виде хорошо изученной Джегдокарской интрузии гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса позднепалеозойского возраста обнажается на дневной поверхности. Данная интрузия обладает хорошо выраженным контактовым метаморфизмом и, по-видимому, является крупным сателлитом нескрытого батолита. К периферии Кропоткинского купола тяготеют локально приподнятые зоны электромагнитного слоя высокой проводимости. Кроме того, здесь характерны участки развития дайковых образований различного состава, которые в совокупности с гравитационными и магнитными данными могут указывать на нескрытые гранитные массивы.

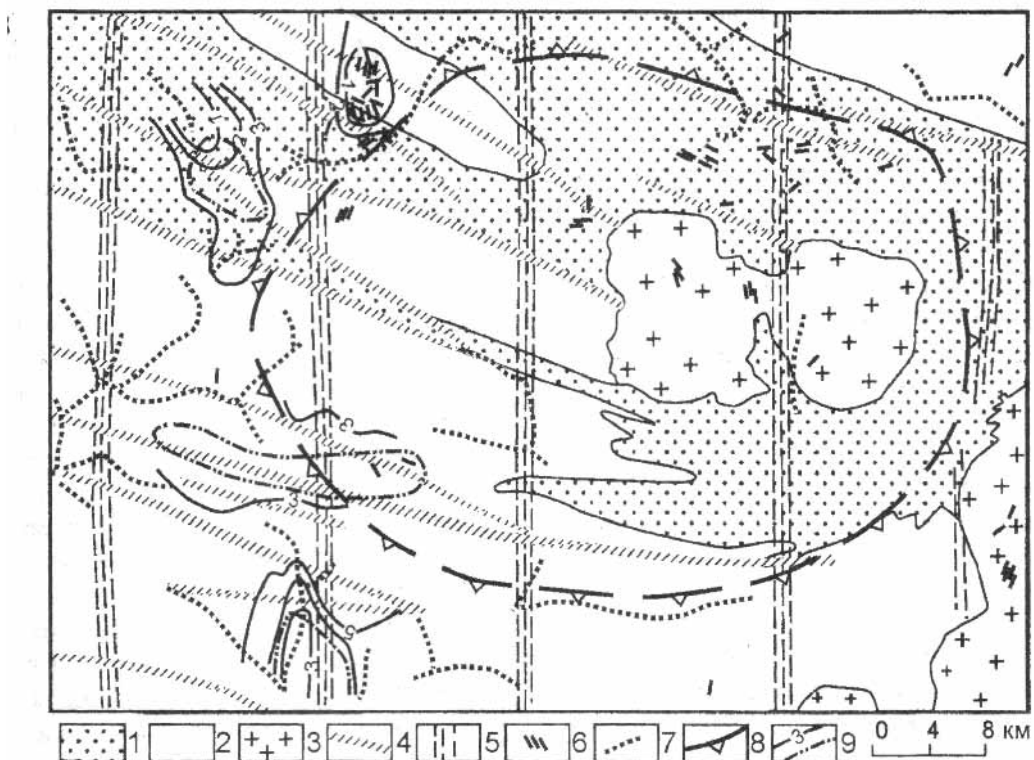


Рис. 2.7. Схема Кропоткинской купольной структуры. Составил Корольков А. Т.

1 – верхнерифейские отложения кадаликанской подсерии; 2 – вендские отложения бодайбинской подсерии; 3 – палеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса; 4 – зоны интенсивных складчато-разрывных дислокаций; 5 – зоны скрытых разломов фундамента; 6 – скопления даек кислого и основного состава; 7 – россыпные месторождения; 8 – условная граница Кропоткинской купольной структуры; 9 – нескрытые тела гранитов (по А. П. Гурьевой): а) изолинии глубин залегания положительно намагниченных пород, измененных в зоне контактового надочагового метаморфизма; б) проекция кровли предполагаемого гранитного массива, выделенного по геофизическим данным

Если проанализировать площадные карты литогеохимических ассоциаций, можно зафиксировать определенную геохимическую зональность в пределах Кропоткинского купола в направлении от его центра к периферии: геохимические ассоциации с преимущественным развитием молибдена, мышьяка, фосфора тяготеют к центру, а к периферии купола они сменяются существенно золотыми и серебряными ассоциациями (рис. 2.8).



Рис. 2.8. Распределение главных золотоносных ассоциаций (по коэффициенту контрастности) во вторичных ореолах рассеяния западной части Кропоткинской купольной структуры (Перфильев и др., 1982).

1–2 – установленные по коэффициентам контрастности (в скобках) золотоносные ассоциации: 1 – золото (14–306) – молибден (2–32) – серебряная (2–12), 2 – золотая (7–9); 3 – незолотоносные ассоциации; 4 – меридиональные скрытые разломы фундамента; 5 – граница Кропоткинской купольной структуры; 6 – различные зоны структуры: II – эндоконтактово-переходная, III – межкупольная

Однако масштабы влияния этой структуры в околокупольном пространстве не ограничиваются современными россыпями, геофизическими и геохимическими параметрами. Кропоткинский купол – восточная часть одноименного антиклинального поднятия, разделяющего Бодайбинский прогиб на Маракано-Тунгусский и Бодайбинский синклинии. В результате геологического доизучения масштабов 1: 50 000 и 1: 200 000 установлено, что характерные для центральной части Бодайбинского района пологие синклинали – просто слабо дислоцированные участки первичного осадочного субстрата. Зоны смятия (или зоны различной интенсивности дислокаций), которые их ограничивают, содержат очень мало фрагментов первичной слоистости. Наиболее правильно отражают степень деформированности слоистости в зонах смятия кривые зеркала складчатости. Под влиянием Кропоткинского купола «приподнимается» одно-

именная пологая синклиналь и ограничивающие ее зоны смятия, которая приурочена к наиболее приподнятой части рельефа (голец Короленко). Внешняя граница купола совпадает с периклинальным северо-западным замыканием Кропоткинской синклинали (рис. 2.7). Дислокации по надвигам и взбросам наиболее интенсивны в пределах купола. К югу от зоны влияния Кропоткинского купола развита протяженная симметричная антиклиналь, ось которой изгибается согласно южной границы купола (рис. 2.4). Приведенные выше данные позволяют нам Кропоткинскую кольцевую структуру отнести к куполам I типа («незрелым куполам»), согласно классификации Ф. А. Летникова (1975).

В его пределах хорошо проявлены поперечные структуры. Длительное время они рассматривались как пострудные или рудоконтролирующие для субмеридиональных кварцевых жил мезозойского этапа активизации. После проведения комплексных среднemasштабных геолого-геофизических работ получены новые данные, позволяющие иначе рассмотреть роль субмеридиональных зон в локализации золотого оруденения. В геофизических полях они картируются участками аномалий типа гравитационных и магнитных ступеней, нарушением корреляции магнитных и электрических полей. Они прослеживаются по вторичным геохимическим ореолам рассеяния ртути, фосфора, серебра, свинца, мышьяка и лантана субмеридиональной ориентировки. На поверхности сопровождаются участками напряженной складчатости, диаклазами, прямолинейными отрезками речной сети, линейностью минералов (особенно пирита в кварцевой рубашке) и дайковыми телами основного и кислого состава. Дайки требуют особого к ним отношения. В пределах интенсивно дислоцированных зон запад-северо-западной ориентировки в узлах их пересечения с субмеридиональными нарушениями наблюдаются изменения структуры магнитного поля, локальные положительные аномалии поля силы тяжести, локальные участки развития комплексных геохимических аномалий золота, серебра, мышьяка, свинца, молибдена, бора, меди и других элементов, а также – радиохимические аномалии.

Меридиональные зоны, таким образом, являются «скрытыми разломами», несут черты долгоживущих рудоконтролирующих структур, оказывают значительное влияние на перераспределение рудного вещества внутри субширотных и северо-западных дислокационных зон и формируют в узлах пересечения с ними рудопроявления золота. Однако следует отметить, что контрастность аномальных ассоциаций в узлах пересечений не одинакова. Она увеличивается от центральной части Кропоткинской купольной структуры к ее периферии. По-видимому, в этом направлении большую роль приобретают скрытые дуговые нарушения, конформные Кропоткинскому куполу.

Таким образом, определяющей структурой для Бодайбинского золоторудного района следует считать поддвиговой ороклин, возникший при аккреции Баргузинского микроконтинента с пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента. Между дивергентными складчато-надвиговыми ограничениями ороклина в процессе образования складчатости сформировался гигантский купол Пионер, его центральная часть окружена дугообразными сводовыми поднятиями. На южном отрезке одного из них, где характерны надвиги с наклоном сместителей в северных румбах, развивается более локальный Кропоткинский купол.

2.2.4. Металлогенические особенности

В Бодайбинском золоторудном районе выделено два рудных узла: Кропоткинский и Артемовский (Докембрий..., 1995), пространственное положение которых среди других рудных районов отражено на рис. 2.3. В пределах Бодайбинского рудного района установлено два промышленных типа коренного золотого оруденения. Первый тип – кварцево-жильный – преимущественно развит в контурах Артемовского рудного узла. Второй тип – прожилково-кварцевый – наиболее характерен для Кропоткинского руд-

ного узла. Именно второму типу золотого оруденения соответствуют рудные зоны известного Сухоложского месторождения.

Оба промышленных типа золотого оруденения хорошо известны, а наиболее детально охарактеризованы в работах (Буряк, 1975; Ленский ..., 1971; Докембрий ..., 1995 и др.). Причем, формационная принадлежность первого типа не вызывает особых возражений. По С. Д. Шеру (Ленский..., 1971) он относится к золото-кварцевой формации. Второй тип вызывает разногласия. В. А. Буряк (1975) охарактеризовал его как сульфидный тип. Н. П. Попов и др. отнесли его к золото-сульфидной формации. Ю. П. Казакевич и др. (Ленский ..., 1971) дали ему название «оруденение прожилково-вкрапленного типа» и разделили на три подтипа: золото-пирротиновый, золото-пиритовый, золото-пирит-пирротиновый. А. И. Иванов (Докембрий ..., 1995) считает возможным отнести второй тип промышленного золотого оруденения Бодайбинского района к золото-сульфидно-кварцевой группе формаций и разделить на два минеральных типа: пиритовый и пирит-пирротиновый. Наиболее распространенным для второго типа является название прожилково-вкрапленный тип (Ленский ..., 1971).

Геодинамическая модель поддвигового ороклина позволяет объяснить разделение Бодайбинского золоторудного района на Артемовский и Кропоткинский рудные узлы, различающиеся преобладающими рудными формациями и степенью рудоносности. По сути дела, эти два рудных узла разделяет южная граница Бодайбинского поддвигового ороклина, к которой приурочена выделенная нами Кропоткинская купольная структура. Именно она отделяет одноименный Кропоткинский рудный узел с преимущественным прожилково-вкрапленным типом промышленного золотого оруденения от Артемовского рудного узла с золото-кварцевым жильным промышленным типом золотого оруденения (рис. 2.9). Другими словами, прожилково-вкрапленное золотое оруденение характерно для области интенсивного сжатия и скучивания геологических масс, а жильное золото-кварцевое – для наиболее мощной части призмы первично-осадочных пород подножия континентального склона с более низкой степенью сжатия и отсутствием надвиговых структур.

Кварцево-жильный тип золотого оруденения. Характерен для множества проявлений, залегающих в позднерифейских породах. Они приурочены в основном к осевым частям сжатых антиклиналей и представляют собой субширотные линейные жильные зоны. Наиболее крупным для Артемовского золоторудного узла является месторождение Догалдынское, расположенное вблизи п. Артем. Особенно благоприятными для оруденения этого типа являются осевые части дополнительных антиклиналей в местах изгибов их осей и шарниров. Жилы локализованы на контактах пород с различными физическими свойствами: песчаников и сланцев либо сланцев и известняков. В плоскостях осевых поверхностей складок и в сланцах жильные тела характеризуются сложной или линзовидной формой, они не обладают выдержанностью по простиранию. В слоях преимущественно песчаного состава встречаются более выдержанные по морфологии жилы. В целом состав их таков: 70–90 % составляет кварц; второстепенные минералы представлены кальцитом, бурым шпатом (анкерит или сидерит), хлоритом, биотитом, серицитом, альбитом. Считается, что состав второстепенных минералов определяется составом вмещающих пород. Количество сульфидов в жилах зависит от их количества во вмещающих породах и от мощности кварцевых жил и прожилков. Чем больше сульфидов во вмещающих породах, тем их больше и в кварцевых жилах. Маломощные жилы и прожилки, как правило, содержат больше сульфидов. Состав рудных минералов в жилах определяется степенью метаморфизма вмещающих пород: для хлоритовой зоны характерны пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит; в гранатовой зоне постепенно пирит вытесняется пирротином, а другие сульфиды исчезают. Содержание золота для кварцево-жильного типа не вызывает оптимизма: лишь несколько

жил во всем Бодайбинском районе содержат золото более 1 г/т. При этом распределено оно неравномерно, фиксируется в виде небольших обогащенных гнезд и рудных столбов с концентрацией 5–20 г/т.

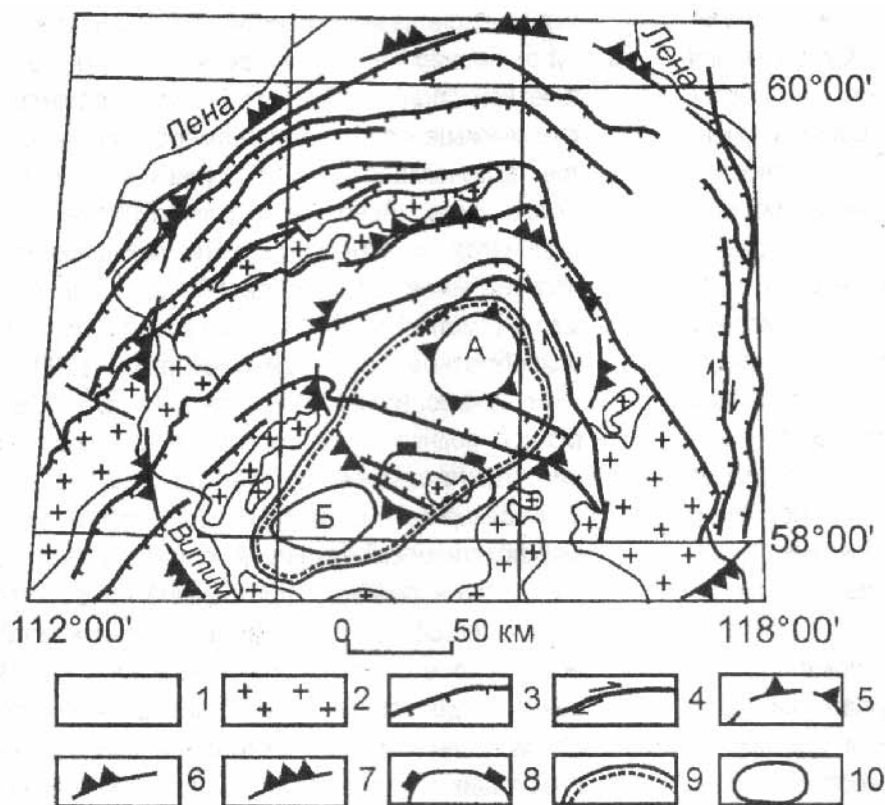


Рис. 2.9. Схема размещения Бодайбинского золоторудного района среди основных структур Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Составил Корольков А. Т.

1 – рифей-раннепалеозойские осадочные и метаморфические породы; 2 – рифей-палеозойские гранитоиды; 3 – взбросовые и надвиговые структуры; 4 – зоны сдвиговых разломов; 5–7 – валообразные поднятия купола Пионер: 5 – 20 км от центра, 6 – 65–70 км от центра, 7 – 150–190 км от центра (примерная геоморфологическая граница купола Пионер); 8 – Кропоткинская купольная структура; 9 – условная граница Бодайбинского золоторудного района; 10 – условные границы золоторудных узлов: А – Кропоткинского, Б – Артемовского

Прожилково-вкрапленный (сухоложский) тип. Это главный промышленный тип золотого оруденения Бодайбинского района. К этому типу относятся золоторудные месторождения Сухой Лог, Высочайшее, Вернинское, Невское, Западное. В последние годы «Сибирской геологической компанией» выявлено в бассейне р. Маракан еще два месторождения – Ожерелье, Ыканское (Иванов, 2005). Ведущими контролирующими структурами для них являются линейные антиклинали, ядерные части и крылья которых интенсивно дислоцированы. Характерные для складок продольные дислокации получили название вязких разломов, так как сформировались они в пластичной среде в позднекладчатый этап. Изгибы осей и шарниров антиклиналей особенно благоприятны для отложения рудных минералов. Литологический контроль выражается в приуроченности наиболее богатого оруденения к горизонтам тонкого ритмичного переслаивания углеродистых сланцев и алевролитов. Ряд месторождений (Ожерелье, Ыканское) располагается среди пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, но локализованы в зонах диафтореза. В их пределах развито интенсивное рассланцевание с ярко проявленной мусковитизацией, хлоритизацией, пиритизацией, анкеритизацией (бурошпатизацией) и другими низкотемпературными минералами.

Сухоложское месторождение. Является наиболее изученным. По данным В. Ф. Дубинина, Н. П. Попова и других, оно приурочено к ядерной части субширотной антиклинали, сложенной углеродистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников. Эти породы отнесены к верхней подсвите хомолхинской свиты верхнерифейского возраста. В крыльях складки развиты известковистые песчаники с прослоями углеродистых сланцев, которые залегают согласно на хомолхинской свите и относятся к имняхской свите верхнего рифея. Сухоложская (Сухоложско-Бужуиктинская) антиклиналь запрокинута на юг, ее осевая поверхность характеризуется углами падения $30\text{--}40^\circ$, северное (нормальное) крыло – $15\text{--}30^\circ$, южное (запрокинутое) – $30\text{--}50^\circ$. Ось антиклинали плавно изгибается и меняет простирание от субширотного на 20° к северу и к югу, шарнир погружается на запад под углами $5\text{--}15^\circ$. В запрокинутом крыле мощность пород намного сокращена, ориентировка слоистости и кливажа практически совпадают. Рудоконтролирующий «вязкий» разлом согласно ориентирован с осевой поверхностью складки и интенсивно деформирует породы ее ядерной части (рис. 2.10). В структурно-вещественный комплекс разлома входят: кливаж осевой поверхности, многочисленные малоамплитудные вязкие разрывы, муллион-структуры, будинаж-структуры. Продуктивные «углистые» сланцы зоны пересечения Кадали-Сухоложским разломом Сухоложско-Бужуиктинской антиклинали имеют строгий литолого-стратиграфический контроль, располагаясь в определенных горизонтах черносланцевых толщ, но сами не являются стратифицированными образованиями (Лобанов и др., 2004). Они представляют собой продукт тектоно-метасоматической переработки (пелитоиды) первично-осадочных углеродистых и углеродсодержащих терригенных и карбонатно-терригенных пород, о чем свидетельствует поведение рудных и петрогенных компонентов: кислотное и углекислотное выщелачивание и изменения в содержании кальция, железа, магния. Концентрация рудных компонентов происходит в сопряженных зонах осаждения («бурошпатизации» и сульфидизации). Такой процесс является масштабным и затрагивает весь Бодайбинский золотоносный район. Кроме вышеперечисленного типичного для таких разломов парагенеза, в Сухоложской антиклинали вязкий разлом содержит гидротермально-метасоматическую прожилковую и вкрапленную минерализацию. Прожилковая представлена кварцевыми, пирит-кварцевыми, кварц-пиритовыми, пиритовыми прожилками нескольких генераций. Вкрапленная минерализация представлена рассеянными в породе обособлениями пиритового, кварц-пиритового и бурошпатового состава. Золото выделялось в одну из заключительных стадий минералообразования. Концентрация золота происходила главным образом в кварц-пиритовых прожилках, гнездах и линзах, поэтому рудное тело сосредоточено в наиболее минерализованной части зоны вязкого разлома.

В. А. Обручев, Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер и другие исследователи золотое оруденение Бодайбинского рудного района связывали с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса, в таком случае возраст его должен быть позднепалеозойским. Л. И. Салоп, В. А. Буряк, В. В. Залуцкий и другие доказывали «добатолитовый» или ранне-среднепалеозойский возраст золотого оруденения. Согласно данным А. И. Иванова, В. И. Лившица, О. В. Перевалова и др. (Докембрий ..., 1995), большая часть оруденения сформировалась в раннем–среднем палеозое, однако в позднем палеозое произошло его преобразование и обогащение.

Как показано выше, очевидна связь золотого оруденения с этапом линейного складкообразования. Это доказывается рудоконтролирующей ролью соскладчатых структурных элементов: приуроченностью рудных зон к ядерным частям складок, формированием рудных тел в местах изгиба осей и шарниров складок, участием в рудолокализации кливажа осевой поверхности и др. По данным Л. А. Неймарка, возраст золота из месторождения Сухой Лог составляет около 320 млн лет. Н. В. Вилор близкие

датировки получил по околорудным метасоматитам. Поэтому можно говорить о значительном преобразовании и, вероятно, концентрировании оруденения в позднем палеозое при внедрении гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса.

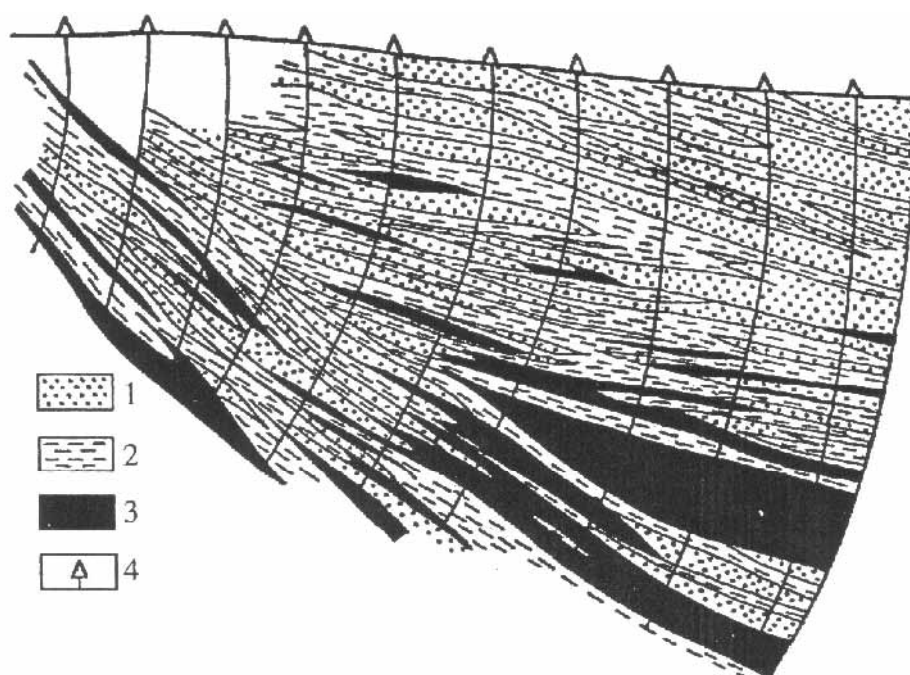


Рис. 2.10. Схема строения месторождения Сухой Лог в зоне сочленения Кадали-Сухоложского разлома и Сухоложско-Бужуйктинской антиклинали (Лобанов и др., 2004).

1 – слабо рассланцованные алевролиты, алевропесчаники; 2 – интенсивно рассланцованные и перекристаллизованные разности; 3 – высокоуглеродистые минерализованные тектоносланцы (пелитоиды), представляющие рудные тела; 4 – скважины

Наиболее спорным остается вопрос об источнике рудного вещества. А. Е. Гапон, М. М. Гапеева, В. В. Коткин, В. П. Арсентьев и другие считали, что золото поступало в рудные растворы из первично обогащенных им на стадии осадконакопления углеродистых пелитовых пород. В. А. Буряк (1975) считал, что золото перераспределяется в процессе метаморфизма, проникая из зон высокого метаморфизма в слабо метаморфизованные породы с образованием концентрированных рудных скоплений в последних.

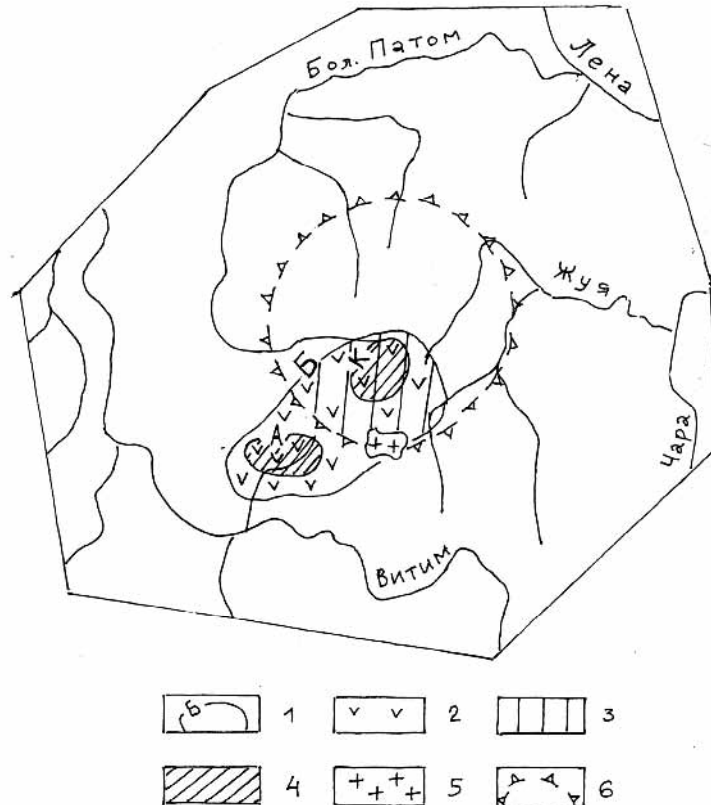
Обнаружение минералов платиновой группы (МПГ) в сухоложских рудах позволяет предполагать корово-мантийный источник рудного вещества. Предполагается первоначальное накопление золота и МПГ в позднерифейском Олоkitско-Мамско-Патомском рифтогенном бассейне (Вуд, Попов, 2006), который мог сформироваться при субдукции срединно-океанического хребта Акитканского палеоокеана под Северо-Азиатский (Сибирский) кратон.

Металлогенические формации

Для металлогенического районирования и прогнозно-металлогенических построений важное значение имеют металлогенические формации (Кривцов и др., 1991). Это оптимальное сочетание геологических, метасоматических и рудных формаций. На основе сопоставления геологических формаций с источниками рудного вещества, транспортирующих агентов и энергии, а также со средой рудопереноса и рудонакопления А. И. Кривцовым и др. (1991) выделяется шесть типов металлогенических формаций. Они составлены различными сочетаниями рудовмещающих (РВФ), рудоносных (РНФ), рудогенерирующих (РГФ) и рудообразующих (РОФ) геологических формаций.

Одни рудообразующие процессы могут развиваться при условии совмещения в пространстве геологических тел различной формационной принадлежности. Другие – при различной роли одних и тех же геологических формаций. В первом случае для условного обозначения сочетаний формаций предлагается использовать знак «+», а во втором – знак «=». Итак, возможны следующие сочетания: РВФ + РГФ, РВФ = РНФ, РВФ = РНФ = РГФ, РВФ + (РВФ = РНФ = РГФ), (РВФ = РНФ) + РОФ, (РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ).

Для Бодайбинского золоторудного района наиболее приемлемым является пятый тип: (РВФ = РНФ) + РОФ. Это сочетание трех формаций. РВФ характеризует среду рудоотложения, обусловленного другими геологическими явлениями; РНФ представляет собой частный случай первой формации и служит не только средой рудоотложения, но и вероятным источником рудного вещества; РОФ рассматривается в качестве источника энергии при рудогенезе, происходящем за счет вещества рудоносных формаций. Другими словами, для Бодайбинского района наиболее подходит метаморфогенно-регенерирующая модель рудогенеза; рудонакопление при этом связывается с перераспределением вещества, которое сосредоточено в малых концентрациях в однотипных РВФ = РНФ под тепловым и флюидным воздействием более поздних магматических тел различной формационной принадлежности. На рис. 2.11 показано условное сочетание этих формаций в контурах Бодайбинского золоторудного района.



**Рис. 2.11. Металлогеническая схема Бодайбинского золоторудного района.
Составил Корольков А. Т.**

1 – границы металлогенических подразделений: Б – Бодайбинский золоторудный район, К – Кропоткинский золоторудный узел, А – Артемовский золоторудный узел; 2 – рудоносные и рудовмещающие геологические формации (углистые карбонатно-терригенные породы пассивной континентальной окраины); 3 – предполагаемая область выноса рудного вещества из пород надинтрузивной рамы (углистых метасоматитов) Бодайбинского золоторудного района в центральной части купола Пионер, приблизительно совпадающей с центром поддвигового ороклина; 4 – области накопления рудного вещества за счет пород интрузивной рамы, совпадающие с границами Кропоткинского и Артемовского золоторудных узлов; 5 – рудообразующая формация (интрузивные гранитоиды палеозойского конкудеро-мамаканского комплекса); 6 – валообразное поднятие купола Пионер, расположенное на расстоянии 65–70 км от его центра и приблизительно оконтуривающее наиболее активную часть поддвигового ороклина (см. рис. 2.9)

РВФ – все осадочные в различной степени первично насыщенные углистым и рудным веществом терригенно-карбонатные породы Бодайбинского золоторудного района. РНФ – углистые метасоматиты (пелитоиды), в которых происходило наиболее интенсивное перераспределение рудных элементов в процессе дислокационного метаморфизма и сопровождавшего его кислотного и углекислотного выщелачивания. Пелитоиды концентрируются в зонах надвигов и покровов (вязких разломах). Логично предположить, что наиболее концентрированно развиты они в пределах поддвигового ороклина (для Бодайбинского района наиболее характерна южная вергентность вязких разрывов). РОФ – интрузии гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса и базитовых даек кадали-бутуинского комплекса.

Выводы

Для Бодайбинского района наиболее подходит дислокационно-метаморфогенно-регенерирующая модель рудогенеза. Рудонакопление следует связывать с перераспределением вещества, которое сосредоточено в малых концентрациях в однотипных рудовмещающих и рудоносных формациях (РВФ = РНФ). В зонах интенсивных складчато-разрывных дислокаций тепловое и флюидное воздействие на них оказывали магматические тела рудообразующей формации (РОФ – палеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса).

Определяющей структурой предлагается считать одноименный поддвиговый ороклин, возникший при аккреции Баргузинского микроконтинента с пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента. Между дивергентными складчато-надвиговыми ограничениями Бодайбинского поддвигового ороклина в процессе образования складчатости сформировался гигантский купол Пионер, его центральная часть окружена дугообразными сводовыми поднятиями. На южном отрезке одного из них, где характерны надвиги с наклоном сместителей в северных и северо-западных румбах, развивается более локальный Кропоткинский купол. Последний, по сути дела, отделяет Кропоткинский рудный узел с преимущественным прожилково-вкрапленным типом промышленного золотого оруденения от Артемовского рудного узла с золото-кварцевым жильным промышленным типом золотого оруденения.

Для Кропоткинского рудного узла наиболее характерно широкое развитие углистых метасоматитов, где происходило перераспределение рудных элементов при интенсивном дислокационном метаморфизме, обусловленном развитием структур поддвигового ороклина, и сопровождавшем его кислотном и углекислотном выщелачивании. В пределах Артемовского рудного узла, который расположен на удалении от поддвигового ороклина в зоне развития наиболее мощной призмы осадочных пород, дислокационный метаморфизм проявлен слабее и не наблюдается широкого развития углистых метасоматитов.

Таким образом, прожилково-вкрапленное золотое оруденение наиболее характерно для области интенсивного сжатия и скупивания геологических масс, а жильное золото-кварцевое – для самой мощной части призмы первично-осадочных пород подножия континентального склона с более низкой степенью деформаций и отсутствием складчато-надвиговых структур.

Глава 3

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ТИПА

Большая часть территории к юго-востоку от границы Сибирского палеоконтинента принадлежит группе металлогенических поясов аккреционно-коллизионных орогенов, которые образовались при закрытии Палеоазиатского океана преимущественно в каледонский этап. Внутри этой территории выделяется ряд террейнов океанического, островодужного, кратонного, метаморфического, турбидитного типа, которые амальгамировали друг с другом, превращаясь в супертеррейны или составные террейны. На заключительном этапе геодинамического развития они аккретировали с Сибирским кратоном. Сложный коллаж террейнов аккреционно-коллизионных орогенов нелегко изучать в центральной части Байкальской горной области, где в коллизионный и постколлизионный этап происходило формирование полихронных гранитоидов огромного по площади Баргузинского батолита. Это привело к неоднозначности выделения и обоснования границ малых плит (разнотипных террейнов) многочисленными исследователями.

3.1. Строение металлогенических поясов аккреционно-коллизионных орогенов

Группа металлогенических поясов аккреционно-коллизионных орогенов включает два региональных металлогенических пояса и десять локальных металлогенических (рудных) поясов (Семинский, 2006). Ниже приводится их наименование, буквенные обозначения (в скобках) для региональных металлогенических поясов и цифровые обозначения для локальных металлогенических поясов соответствуют рис. 2.1 и таблице 1.2.

Байкало-Витимский региональный металлогенический пояс (Б-В) – поздний рифей–венд

- 6) Угу-Удоканский локальный металлогенический пояс,
- 7) Олоkitский локальный металлогенический пояс,
- 8) Баргузинский локальный металлогенический пояс,
- 9) Муйский локальный металлогенический пояс,
- Сыннырский локальный металлогенический пояс.

Саяно-Забайкальский (Трансзabayкальский) региональный металлогенический пояс (Т-З) – поздний кембрий–ранний ордовик.

- Ийский локальный металлогенический пояс,
- Окино-Китойский локальный металлогенический пояс,
- Зашихинский локальный металлогенический пояс,
- Озернинский локальный металлогенический пояс,
- Кручининский локальный металлогенический пояс.

Внутри Байкало-Витимского (Б-В) регионального металлогенического пояса был исследован наиболее типичный Муйский золоторудный район, который расположен внутри Муйского локального металлогенического пояса. В пределах Трансбайкальского (Т-3) регионального пояса самыми характерными являются Гарганский золоторудный район, расположенный в контурах Боксон-Китойского (Окино-Китойского) локального металлогенического пояса, и Озернинский комплексный рудный узел, приуроченный к одноименному локальному металлогеническому поясу.

3.2. Геодинамика и металлогения Гарганского золоторудного района

По традиционно сложившимся представлениям (Золото Бурятии..., 2000), рассматриваемый район соответствует Гарганской структурно-формационной зоне (микроконтиненту). Геологи Бурятии выделяют в его пределах одноименную структурно-металлогеническую зону, строение которой с позиций тектоники плит было исследовано недавно в рамках прежних металлогенических построений (Корольков и др., 2002; Корольков, 2003). Однако согласно ключевым понятиям металлогенического анализа на геодинамической основе (Тектоника..., 2001), который принимается в данной работе, металлогеническая зона – более крупное подразделение, чем рудный район. «Металлогеническая зона выделяется в пределах металлогенического пояса и объединяет месторождения и рудопроявления, связанные между собой общностью происхождения. Зона характеризуется коротким временем формирования (в пределах 10 млн лет). В пределах зон месторождения распределены неравномерно и обычно группируются в некоторых компактных районах. Поэтому могут выделяться рудные районы, объединяющие родственные месторождения и рудопроявления» (Тектоника..., 2001, с. 292). В Восточном Саяне металлогеническую зону, вероятно, следует выделять по границам всего Тувино-Монгольского массива или супертеррейна (Кузьмичев, 2003; Беличенко и др., 2003). Гарганский микроконтинент – только северная часть указанного массива.

По этой причине в рамках ранее выделявшейся П. А. Рощектаевым и др. (Золото Бурятии..., 2001) структурно-металлогенической зоны предлагается выделить Гарганский золоторудный район, объединяющий родственные месторождения и рудопроявления.

Среди рудных объектов этого района наиболее крупным является Зун-Холбинское месторождение золота, которое эксплуатируется в настоящее время. Кроме того, здесь расположены месторождения Пионерское, Гранитное, Самаргинское, Динамитное и ряд рудопроявлений.

3.2.1. Тектоническая позиция района

Гарганский континентальный блок занимает в Восточных Саянах особое положение. Как было сказано выше, он входит в состав северо-восточной части (в современных координатах) крупного Тувино-Монгольского срединного массива, выделенного впервые А. В. Ильиным (1971) в качестве самостоятельной остаточной тектонической структуры, история геологического развития которой отличалась от эволюции обрамляющих ее раннекаледонских складчатых областей. Л. П. Зоненшайн и др. (1990), прослеживая историю развития территории бывшего СССР с позиций тектоники плит, охарактеризовали Тувино-Монгольский массив как микроконтинент. Так он и был представлен на Геодинамической карте Палеоазиатского океана (Беличенко и др., 1994) и в других работах.

Но в 70–90-х годах прошлого века в результате геолого-съёмочных работ Окин-ской ГРЭ, проведенных А. М. Рогачевым, Ю. П. Катюхой, В. Г. Скопинцевым и другими геологами, и тематических исследований Ю. П. Бутова были обнаружены органические остатки почти во всех толщах, ранее относимых к докембрию (Бутов, Морозова, 1982; Катюха, Рогачев, 1983; Рошкетаяев и др., 1983 и др.). На больших площадях территории Тувино-Монгольского массива были закартированы ордовикские, силурийские и нижнедевонские свиты, было доказано первично океаническое происхождение характерных для района рифей-раннепалеозойских базитов и гипербазитов. Это позволило реконструировать океанические бассейны и островные дуги раннего палеозоя, существовавшие до среднего девона (Бутов, 1985; Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985 и др.). Широко проявленный в регионе гранитный магматизм стали связывать с несколькими этапами коллизии в кембрии, ордовике, силуре-девоне (Геология..., 1988; Геология... 1989 и др.).

Тем самым необходимость в обособлении Тувино-Монгольского массива как будто бы отпала. Новый импульс к возрождению байкалид и, в частности, к проблеме существования Тувино-Монгольского массива, возник после исследований А. Б. Кузьмичева, которые основаны в значительной степени на результатах новых изотопных датировок гранитоидов, считавшихся ранее коллизионными (Кузьмичев, 2000; 2002; 2004; Кузьмичев и др., 2000; Беличенко и др., 2003).

А. Б. Кузьмичев (2002) установил три этапа формирования Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский (1000–800 млн лет), позднебайкальский (800–600 млн лет), раннекаледонский (600–490 млн лет), каждый из которых заканчивался коллизионным событием. На рис. 3.1 показано строение северной части Тувино-Монгольского массива, а на рис. 3.2 – строение наиболее древней Гарганской глыбы, основанное на материалах А. Б. Кузьмичева (2004).

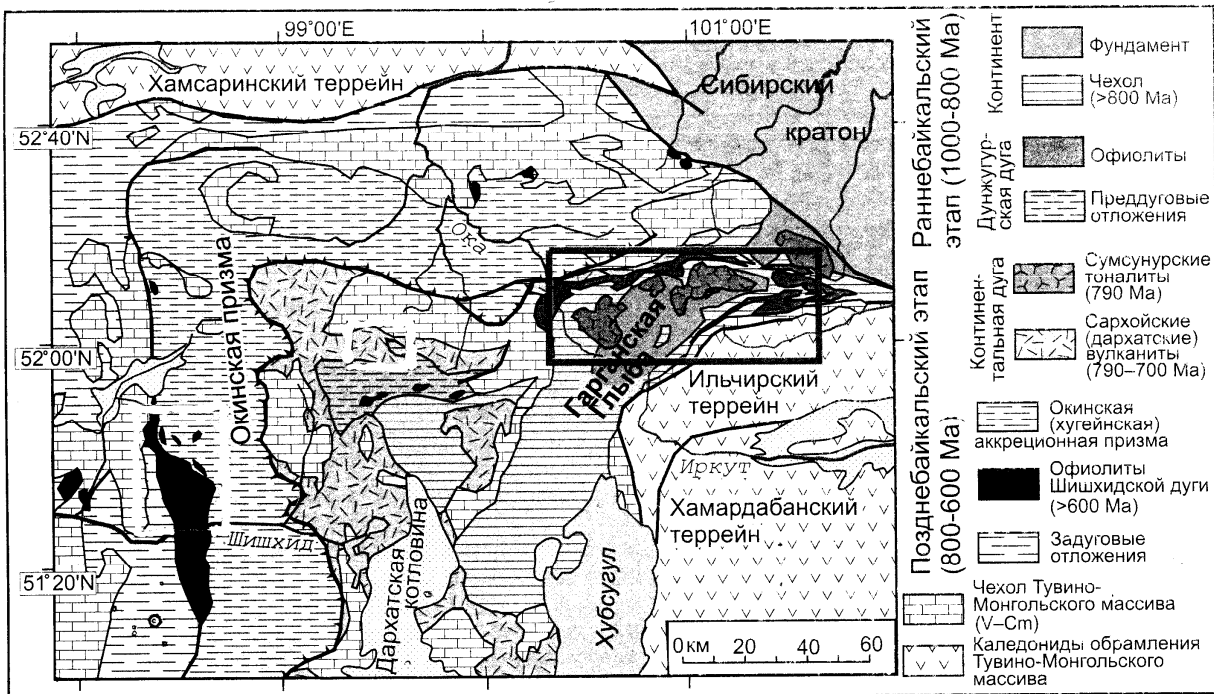


Рис. 3.1. Схема тектонической зональности северной части Тувино-Монгольского массива (Кузьмичев, 2004). Положение выделенного в рамке участка соответствует рис. 3.2.

Раннебайкальский этап включал развитие следующих фрагментов Тувино-Монгольского массива: пассивной окраины континента и Дунжугурской океанической дуги. В результате их коллизии около 800 млн лет назад пассивная окраина континента была преобразована в активную.

Позднебайкальский этап характеризовался развитием трех тектонических элементов: Сархойской активной континентальной окраины, Окинской аккреционной призмы, Шишхидской океанической островной дуги. В этот этап произошла формирование Сархойской активной континентальной окраины Сибирского кратона, позже произошла аккреция Шишхидской океанической островной дуги. Таким образом, в конце позднего рифея в состав Сархойской активной континентальной окраины Сибирского кратона оказались включенными: Гарганская глыба, Дунжугурский островодужный террейн и более поздний Шишхидский островодужный террейн. Однако, по представлениям А. Б. Кузьмичева, примерно 745 млн лет назад в результате задугового рифтинга активная континентальная окраина была отделена от Сибирского кратона, что привело к формированию Тувино-Монгольского супертеррейна в предпоздневендское время. В позднем венде-кембрии он уже представлял собой микроконтинент. Перекрывающие терригенно-карбонатные отложения венд-кембрийского возраста считаются чехлом микроконтинента.

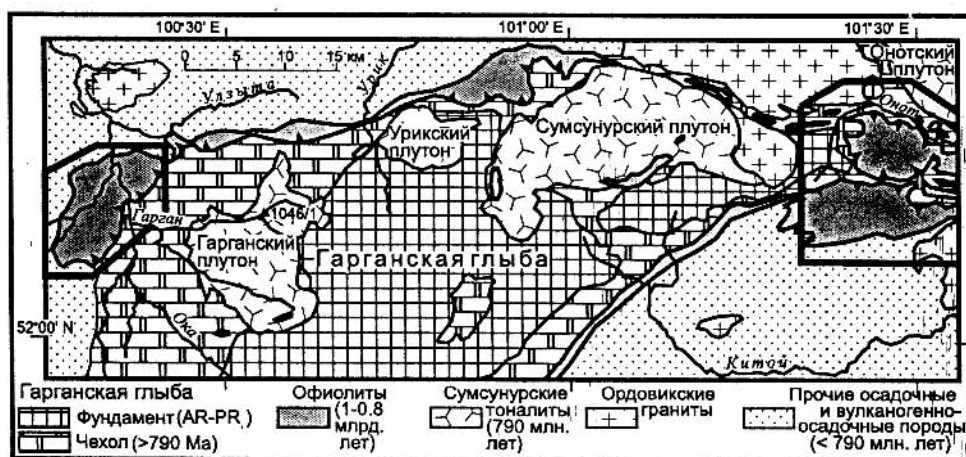


Рис. 3.2. Гарганская глыба с надвинутыми на нее офиолитовыми покровами. (Кузьмичев, 2002). Показаны границы рис. 3.3 (восточный контур) и рис. 3.5

Раннекаледонский орогенный этап (490–460 млн лет назад) связан с амальгамацией и общей аккрецией многочисленных островодужных и континентальных террейнов с Сибирским континентом. Тувино-Монгольский микроконтинент – один из террейнов, участвовавших в этом событии, – испытал орогенез и окончательное установление континентального режима. Вероятно, в этот этап произошло формирование складчатости, обусловленной структурами латерального коллизионного выжимания геологических масс (Корольков и др., 2002).

Палеогеодинамика Тувино-Монгольского массива имеет важное значение для обоснования достоверности металлогенических построений в пределах Гарганского континентального блока. Определяющими нужно считать ранне- и позднебайкальский этапы формирования Тувино-Монгольского массива, когда происходила обдукция задуговых офиолитов и формирование под их экраном гранитоидов тоналитового ряда по северо-западной границе (в современных координатах) Гарганской глыбы (рис. 3.2). По А. Б. Кузьмичеву, в это время имело место зарождение и эволюция активной континентальной окраины Сибирского кратона, сохранившейся по северо-западному ограниче-

нию Гарганской глыбы. Похожие представления, независимо от А. Б. Кузьмичева, возникли у автора при рассмотрении закономерностей формирования золотого оруденения в связи с развитием структур латерального выжимания в пределах Урик-Китойской зоны Гарганской глыбы и выделением этапности тектонических и рудообразующих процессов (Корольков и др., 2002).

3.2.2. Основные этапы развития

Восточный Саян – один из наиболее дискуссионных по геологическому и тектоническому строению регионов. Длительное время его считали типичной областью байкалид. Позже были обнаружены палеонтологические доказательства нижнепалеозойского возраста многих толщ, которые ранее относились к докембрию. В Восточном Саяне было предложено выделять древний Тувино-Монгольский срединный массив, окруженный складчатыми океаническими комплексами каледонид. Особенно много остатков ископаемой палеозойской фауны и флоры выявлено в результате среднемасштабных геологических съемок 60–80-х годов, в том числе и на территории Тувино-Монгольского массива. Встал вопрос о правомерности выделения крупного древнего массива. Однако исследования последних лет, основанные на достаточно надежных изотопных датировках преимущественно магматических комплексов, выявили на целом ряде объектов несоответствия в определении относительного (палеонтологического) и «абсолютного» (радиометрического) возраста пород. Возможно, необходимо в будущем продолжать более детальные биостратиграфические исследования, однако современная ситуация в геологии не позволяет это сделать. Наиболее аргументированными для настоящего момента являются результаты работ А. Б. Кузьмичева, подтверждающие правомерность выделения древнего Тувино-Монгольского массива на основе новейших изотопных датировок. Ключевыми, как признает этот геолог, стали датировки сумсунурского комплекса гранитоидов, который развит на территории Гарганской глыбы (рис. 3.2). Ниже реферативно рассмотрена геодинамика Восточного Саяна по этапам. А в следующем разделе (3.2.3) суммированы представления автора монографии по наиболее дискуссионным вопросам геологического развития, влияющим на золотоносность Гарганского рудного района, и дана авторская геодинамическая модель.

Раннебайкальский этап

Большинство исследователей (Добрецов, 1985; Геология..., 1988; 1989 и другие) в пределах наиболее древней части Тувино-Монгольского массива – Гарганской глыбы – выделяют осадочно-метаморфический комплекс чехла, нарушенный покровами офиолитов, и метаморфический комплекс фундамента палеомикроконтинента. Терригенно-карбонатные породы чехла сформировались в собственно раннебайкальский этап. Метаморфический комплекс фундамента имеет архей-протерозойский возраст.

Метаморфические породы фундамента. Объединяются в гарганский метаморфический комплекс. Представлены плагиогнейсами, биотитовыми, гранатовыми, амфиболовыми, клинопироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. Ассоциация клинопироксена и альмандин-пиропового граната, а также наличие гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев свидетельствуют о гранулитовой фации метаморфизма (Геология..., 1988 и др.).

На раннем этапе исследования высокометаморфизованные породы фундамента рассматривали как первично осадочные (Никитина и др., 1964), выделялись три свиты. Другие исследователи (Д. В. Титов и др.) акцентировали внимание на почти полной магматической переработке всех первичных пород. А. А. Шафеев (1973) Гарганскую глыбу относил всю целиком к гнейсо-гранитному куполу-штампу, состоящему из не-

скольких куполов меньших размеров (Гарганский, Самартинский и др.) без значимых признаков стратифицированного строения. П. А. Рощектаев (Геология..., 1988) считает, что купола представляют собой жесткие тектонические блоки, разделенные мощными зонами расщепления. Но в пределах этих блоково-купольных структур можно выделить более древние небольшие по размерам гнейсо-гранитные купола с литологически четко различающимися породами ядра и зон окаймления (пластичные диапиры). Это заставило снова разделить все полосчатые метаморфические породы на два комплекса: первый связан с ядрами гнейсо-гранитных куполов, второй – с межкупольными зонами. Ориентировочная мощность каждого комплекса пород оценивается интервалом 1500–2000 м, но требуется более детальное изучение складчатости.

Комплекс ядер гнейсо-гранитных куполов представлен в юго-западной части Гарганской глыбы преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, а в северо-восточной части глыбы – мусковит-альбит-кварцевыми, эпидот-мусковит-альбит-кварцевыми и другими сланцами, которые можно интерпретировать как бластомилониты и диафориты эпидот-амфиболовой фации метаморфизма. По-видимому, они образовались по гнейсам и гранито-гнейсам, так как содержат их реликты.

Комплекс пород межкупольных зон начинается резким увеличением прослоев амфиболов среди гнейсов. Характерно для толщи неупорядоченное чередование гранатовых, гранат-пироксеновых, пироксеновых, пироксеновых и биотитовых амфиболов с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, содержащими редкие прослои гранат-пироксен-амфиболовых гнейсов. Вверх по разрезу количество амфиболов увеличивается, в центральных частях межкупольных зон амфиболиты преобладают. Вместе с ними встречаются мелкозернистые эпидотовые амфиболиты, эпидот-актинолитовые, эпидот-актинолит-хлоритовые породы с прослоями хлорит-карбонатных сланцев.

Первичная природа пород, слагающих оба комплекса, однозначно не определена. Надежные изотопные датировки метаморфических пород фундамента отсутствуют, но древний возраст подтверждается косвенно по несогласию залеганию на фундаменте рифейского осадочного чехла (более 800 млн лет).

Осадочно-метаморфические породы чехла. Залегают в целом несогласно на кристаллическом фундаменте, но в то же время отмечаются участки, где как будто бы реомофизованные породы фундамента и чехла участвовали в одинаковой складчатости. Осадочно-метаморфические породы чехла Гарганской глыбы интенсивно деформированы. Большинство геологов (Геология..., 1988) в нижней части чехла выделяется иркутская свита терригенно-кремнистых и мраморизованных карбонатных пород, непосредственно залегающая на породах фундамента, выше расположена преимущественно терригенная ильчирская толща.

Иркутская свита. Стратотип выделен Д. В. Титовым с соавторами и размещается в верхнем течении р. Иркут. Здесь горными выработками вскрыт контакт пород чехла с архейскими гранито-гнейсами. Характеризуется стратотипический разрез нижней части иркутской свиты (Геология..., 1988) 14 слоями, снизу вверх сменяющимися друг друга в следующем порядке (в скобках – мощность в метрах): зеленовато-серые дресвяники и аркозовые песчаники (3); светло-серые мусковит-кварцевые сланцы с прослоями песчаников (3,5); светло-серые грубозернистые мусковито-кварцевые сланцы и песчаники (5,25); светло-серые мелкозернистые мусковитовые кварциты (1); желтовато-серые среднезернистые мраморы (3); светло-серые и серые мусковитовые кварциты (4,5); серые среднезернистые доломиты с обильной примесью терригенного кварца и мусковита с маломощными линзами черных углисто-кремнистых сланцев (50); серые доломитовые известняки (20); светло-серые, на выветрелой поверхности кремневые, мелкозернистые доломиты (30); серые мелкозернистые доломиты (8); серые мелкозернистые

доломиты, известковистые доломиты, в нижней части пачки тонкие прослои кварцитов и черных кремней (200); светло-серые, с поверхности красно-бурые доломиты и известковистые доломиты (30); серые и темно-серые «искристые» доломиты и известковистые доломиты (до 200); светло-серые и серые мелкозернистые известняки с примесью терригенных частиц и мусковита, содержащие прослои белых (с поверхности кремневых) известняков с трещинами усыхания и знаками ряби (25–30).

Суммарная видимая мощность по разрезу 600 м.

Верхняя граница свиты в стратотипе отсутствует.

В качестве стратотипа верхнего контакта рекомендуется участок в верховьях р. Холба (район Зун-Холбинского месторождения), где наблюдается переслаивание известняков, зеленых и черных сланцев с переходом к вышележающей ильчирской толще. Как считают П. А. Рошкетаяев и В. Г. Беличенко (Геология..., 1988), здесь в нижней части последней отчетливо прослеживается пачка (25–50 м) рудоносных черных углисто-карбонатно-кремнистых (стратиформное сульфидное оруденение) и зеленых хлорит-карбонат-кварцевых сланцев.

Возраст терригенно-карбонатных пород иркутской свиты условно определен по остаткам многочисленных рифогенных образований строматолитов, которые обнаружены по северной окраине Гарганской глыбы в бассейне р. Урик и р. Барун-Холба. Идентифицированы *Conophyton cylindricum* Masl., *C. Garganicum* Kor., *Collumna collenia punctata* Kor., *Baicalia* sp., которые характерны для рифея.

Ильчирская толща в настоящее время является наиболее неопределенной по возрастной и генетической принадлежности. До недавнего времени (Геология..., 1988) принято было к ильчирской толще относить преимущественно терригенные отложения, распространенные совместно с иркутской свитой в пределах «офиолитового кольца» и окружающие Гарганскую глыбу. Территория, где можно было бы составить стратотипический разрез ильчирской толщи, обнажена слабо. Поэтому частный разрез составлялся по редким коренным обнажениям и горным выработкам. Считалось, что сложена ильчирская толща в основном разнообразными сланцами с отдельными горизонтами песчаников. Сланцы темно-серые, преимущественно филлитовидные альбит-слюдистые, углисто-слюдистые, кварц-слюдистые, кварц-амфибол-слюдистые. Песчаники кварцсодержащие, мелкозернистые. Видимая мощность составляет 200–230 м. Обнаруженные в верхней части вулканогенно-терригенные породы с меланжево-олистостромовыми горизонтами Н. Л. Добрецовым и П. А. Рошкетаяевым было предложено выделять в самостоятельную оспинскую свиту (Геология..., 1988).

Олистостромовые горизонты верхней части ильчирской толщи детально изучены в разрезах северо-восточного (в современных координатах) обрамления Гарганской глыбы (Кузьмичев, 2002, 2004). Здесь выделяется в основном два типа пород: преобладают темно-серые сланцы, в меньшей степени распространены карбонатные породы. Примерно 10 % от всего объема пород занимают кварцевые алевролиты, зеленые сланцы, конгломераты, олистостромы. На рис. 3.3 представлена олистострома в подошве офиолитового аллохтона (Кузьмичев, 2004).

В сланцах отсутствует ритмичность и градационная слоистость. Отмечаются горизонты «мусорных» сланцев с гравием и плавающей галькой карбонатных пород, кварца и основных эффузивов. Карбонатные породы представлены светлыми и темно-серыми слоистыми и неяснослоистыми известняками с постепенными переходами в сланцы. Многие прослои имеют линзовидную форму и не прослеживаются на значительное расстояние по простиранию. В верхних горизонтах преобладающих сланцев наблюдаются экзотические блоки (олистоолиты), представленные доломитами и известняками. Отдельные олистоолиты достигают 100 м и образуют выступы в рельефе, хорошо заметные среди темных сланцев. На простирании крупных глыб отмечаются цепоч-

ки более мелких закатанных в сланцы карбонатных пород, что подтверждает их олистостромовую природу. Верхние части ильчирской толщи у восточного обрамления Гарганской глыбы содержат также разнообразные обломки и линзы апосерпентинитовых лиственитов, тремолититов, серпентинитов, габброидов и метабазальтов в матрице из буровато-серых сланцев, которые «сохраняют нормальную слоистость и не являются тектонитом» (Кузьмичев, 2004). Отмечались обломки серпентинитов в слоистых известняках. Подобные олистостромы характерны и для западного (в современных координатах) обрамления Гарганской глыбы (Добрецов и др., 1985).

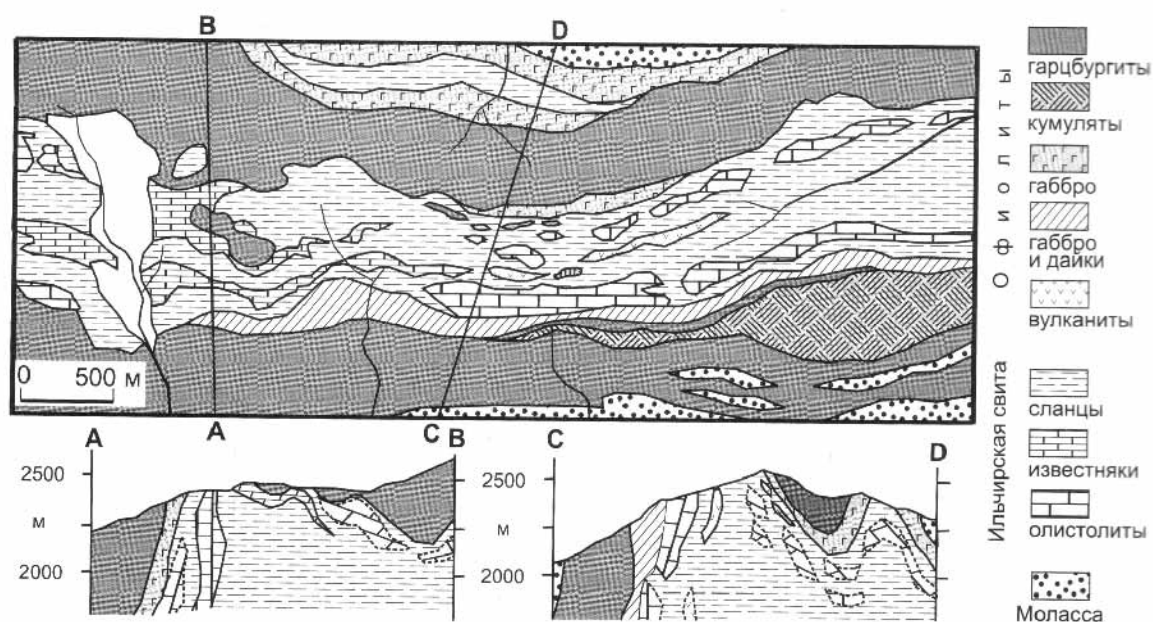


Рис. 3.3 (восточный контур на рис. 3.2). Олистострома в подошве офиолитового аллохтона в междуречье Горлык-Гола и Борто-Гола у восточного окончания Гарганской глыбы (Кузьмичев, 2004)

В 1999–2001 годах нами было предпринято специальное изучение пород ильчирской толщи (Корольков и др., 2002) в центральной части Гарганской глыбы с целью выяснения их строения и генетической природы. Необходимость этого была продиктована предполагавшейся их высокой потенциальной золотоносностью. Исследование проводилось на нескольких участках в пределах Урик-Китойского междуречья (рис. 3.4).

Выяснилось, что главной особенностью пространственного распространения ильчирской толщи является ее приуроченность к пограничным зонам между двумя резко различными по составу, природе и возрасту комплексами пород (либо между крупными тектоническими блоками). В составе толщи главную роль играют различные типы тектонитов. Состав исходных пород, по которым они развиваются, определяется составом комплексов или блоков, которые ильчирская толща разграничивает. Выделяются следующие разновидности пород.

1. Тектонизированные кварцевые диориты и тоналиты серые брекчированные ясновозрастные. Исходные породы состояли из гипидиоморфного плагиоклаза – Пл (55–65 %), ксеноморфного кварца – Кв (25–35 %) и цветного минерала (3–10 %). В тоналитах содержание кварца несколько выше, кроме того, присутствует ксеноморфный калиевый полевой шпат – КПШ (5–10 %). При вторичных изменениях возникла порода, сложенная агрегатами мелкозернистого мусковита – Му (серицита) с пятнами землистого эпидотового минерала или вторичного биотита – Би и редкими включениями зер-

нышек альбита – Алб. В этой массе иногда встречаются фрагменты зерен первичного плагиоклаза. На этом фоне выделяются пятна кварца и участки, сложенные скоплениями короткопластинчатого желтовато-коричневого вторичного биотита, который образовался по цветному минералу.

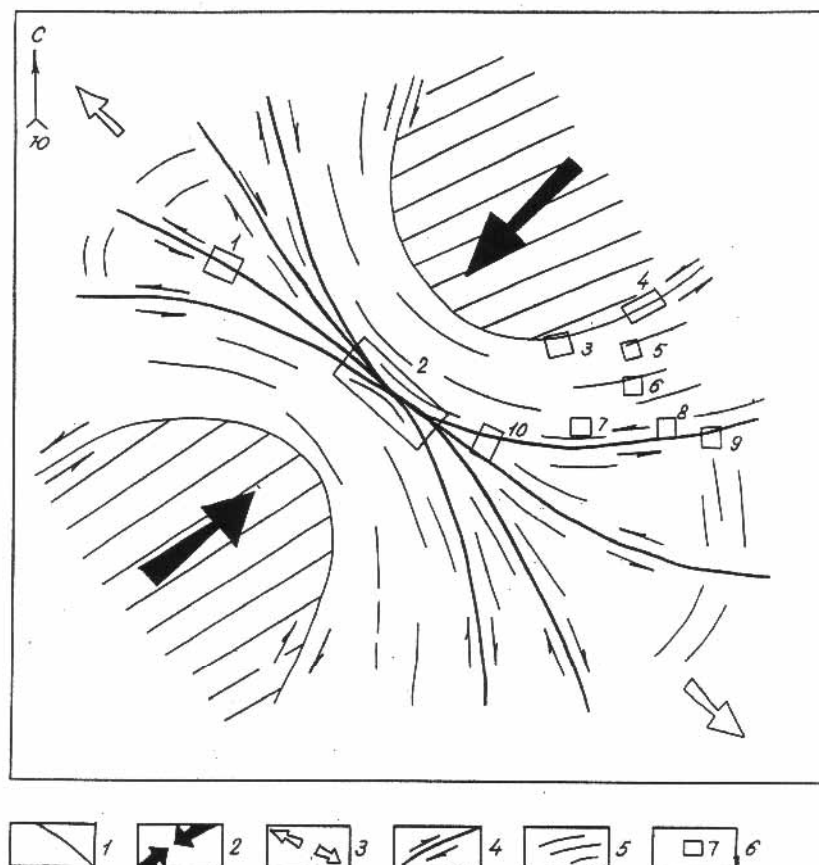


Рис. 3.4. Схема формирования деформаций латерального выжимания Самарта-Холбинской межблоковой зоны (внемасштабно). Составил А. Т. Корольков по модели (Копп, 1997).

1 – блоки-инденторы; 2 – направление наибольшего горизонтального сжатия; 3 – направление латерального выжимания масс; 4 – сдвиги; 5 – складчато-надвиговые структуры сжатия; 6 – схематическое положение исследованных участков: 1 – Кварцитовый, 2 – Зун-Холба, 3 – Скалистый, 4 – Амбартагол, 5 – Гранитный, 6 – Самарта, 7 – Пионерка, 8 – Нагорной канавы, 9 – Новый, 10 – Калининский

2. Апогранитные бластокатаклазиты светлые слабо зеленоватые обломочные (гравелито-псаммитовые) с ясно различимой катакластической структурой. Микротекстуры брекчиевидно-линзовидные, обусловленные наличием неправильных фрагментов и линзочек, представленных сростками зерен Кв+Кв, Кв+КПШ, Кв+Пл (кислого), Кв+КПШ+Пл. Цементированы очень тонкозернистой массой мусковита (30–35 % объема), развивающейся за счет полевого шпата. Фиксируются полуразложившиеся фрагменты зерен Пл и постепенные переходы от обломков Пл к мусковитовой массе породы. Кв деформирован и гранулирован. Наблюдаются переходы от крупных фрагментов мусковитизированных по трещинам гранитов к вышеохарактеризованным микробрекчиям.

3. Апогранитные бластомилониты внешне близки бластокатаклазитам, но отличаются от них тонкозернистой («сливной») структурой и слабо сланцеватой текстурой. На отдельных срезах видны кластические зерна псаммитовой размерности. Породы

очень напоминают кислые вулканиты, часто их так и характеризовали. Это Кв (до 40–45 %) – Му (до 50–55 %) породы иногда с примесью карбоната (до 20–25 %) и полевого шпата (до первых процентов). В простейшем случае основная ткань породы сложена достаточно однородным агрегатом тонкозернистого Му с включениями редких микрозерен Кв. На этом фоне обособляются очки гранобластового Кв, иногда в сростках с КПШ. Во многих разностях проявлена сегрегационная, обычно линзовидная микрополосчатость. В качестве микролинз обособляются агрегаты удлинённых алевритовых зерен Кв, иногда с примесью ПШ, сцементированные очень тонким пелитовым материалом, существенно карбонатные линзочки и полоски, сложенные мусковитом с включением редких микрозерен Кв. Химический состав тектонитов в целом соответствует составу исходных пород. Значительное снижение содержания кремнезема и рост магнезиальной и кальциевой составляющих в отдельных разностях легко объясняется контактированием с карбонатными породами.

4. Мусковит-хлоритовые и хлорит-мусковитовые бластомилониты темно-серого, темно-зеленого цвета за счет скоплений хлорита по плоскостям сланцеватости, что и отличает их от пород предыдущей группы. Му-Хл разности представлены микролинзовидными тонкозернистыми милонитами и плоччатыми бластомилонитами, последние сформировались в результате наложенных на более ранние милониты деформаций. Милониты состоят из тонкого агрегата Хл (55–60 %) и Му (10–15 %) с включениями редких зерен Кв (10–15 %) тонкоалевритовой размерности. Изгибающимися поверхностями кливажа разлома порода разбита на субпараллельные линзовидные микролитоны и пронизана субсогласными линзовидными карбонатными микропрожилками с сильно деформированными и растянутыми зернами карбоната. В бластомилонитах первичная милонитовая полосчатость смята в дисгармоничные микроскладки. Этот процесс сопровождается дополнительной дифференциацией вещества с разделением на хлоритовые и мусковитовые слойки. Хл-Му разности представлены микроочковой структурой за счет чечевицеобразных зерен (0,1–0,4 мм) Кв, Кв+ПШ, ПШ и составляют до 20–25 % объема. Основная ткань сложена тонкозернистым Му (50–55 %) и Хл (20–25 %), которые концентрируются в четко обособленных почти мономинеральных микрополосках и микролинзах. По химическому составу Му-Хл разности отвечают габброидам, а Хл-Му – диоритам, соответственно производными которых они, вероятно, и являются.

5. Карбонатные милониты и бластомилониты представлены тонким пелит-алевритовым (милонит) или алевритовым (менее 0,05 мм) агрегатом (бластомилонит) сильно уплощенных вытянутых зерен карбоната (75–90 %) с примесью зерен Кв (до 20–25 %) и Му (до 3–5 %), которые рассеяны в породе или сконцентрированы в сильно удлинённых микролинзочках.

Таким образом, в междуречье Урик-Китой ильчирская толща представляет собой комплекс тектонитов с отдельными блоками слабо тектонизированных пород. Она является не только гетерогенным, но и разновозрастным геологическим образованием (Корольков и др., 2002). В амбартогольском и самартинском типах разрезов формирование тектонитов происходило до внедрения интрузии гранитоидов сумсунурского комплекса, а в зун-холбинском – после (рис. 3.4).

Толща всегда разграничивает крупные тектонические блоки, ее состав формируется из пород граничных блоков. Никаких вулканогенных образований, помимо измененных обломков пород офиолитов, и осадочных отложений иркутской свиты в ее составе не обнаружено. Особенности строения ильчирской толщи определяются ее приуроченностью к шовным зонам преимущественно сдвиговой, а не надвиговой кинематики. По-видимому, в пределах центральной части Гарганской глыбы никаких осадочных олистостромовых образований в ее составе нет. Изученная толща, скорее всего, представляет собой тектонический меланж. Но в ее строении не участвуют даль-

ние аллохтоны, помимо фрагментов офиолитового, который был шарьирован намного раньше тектонического комплекса под названием «ильчирская толща».

Офиолитовый комплекс. Породы офиолитового комплекса раннебайкальского этапа в настоящее время распространены по западному, северо-западному и восточному обрамлению Гарганской глыбы и внутри нее в виде небольших по площади массивов. Все они представляют фрагменты трех различных покровов, обдуцированных на Гарганскую глыбу с запада (в современных координатах). Офиолитовый комплекс связывают с образованием Дунжугурской молодой энсиматической островной дуги. Ее аккреция с Сибирским кратоном, в составе которого находилась Гарганская глыба, произошла в конце раннебайкальского этапа.

Наиболее полный разрез офиолитов характерен для западного обрамления глыбы (Дунжугурский участок) и хорошо изучен многими исследователями (Добрецов и др., 1985; 1986; Геология..., 1988; Sklyarov, 1990; Кузьмичев, 2004 и др.). Здесь установлено три покрова, которые разбиты на чешуи с крутым падением к запад-северо-западу (рис. 3.5).

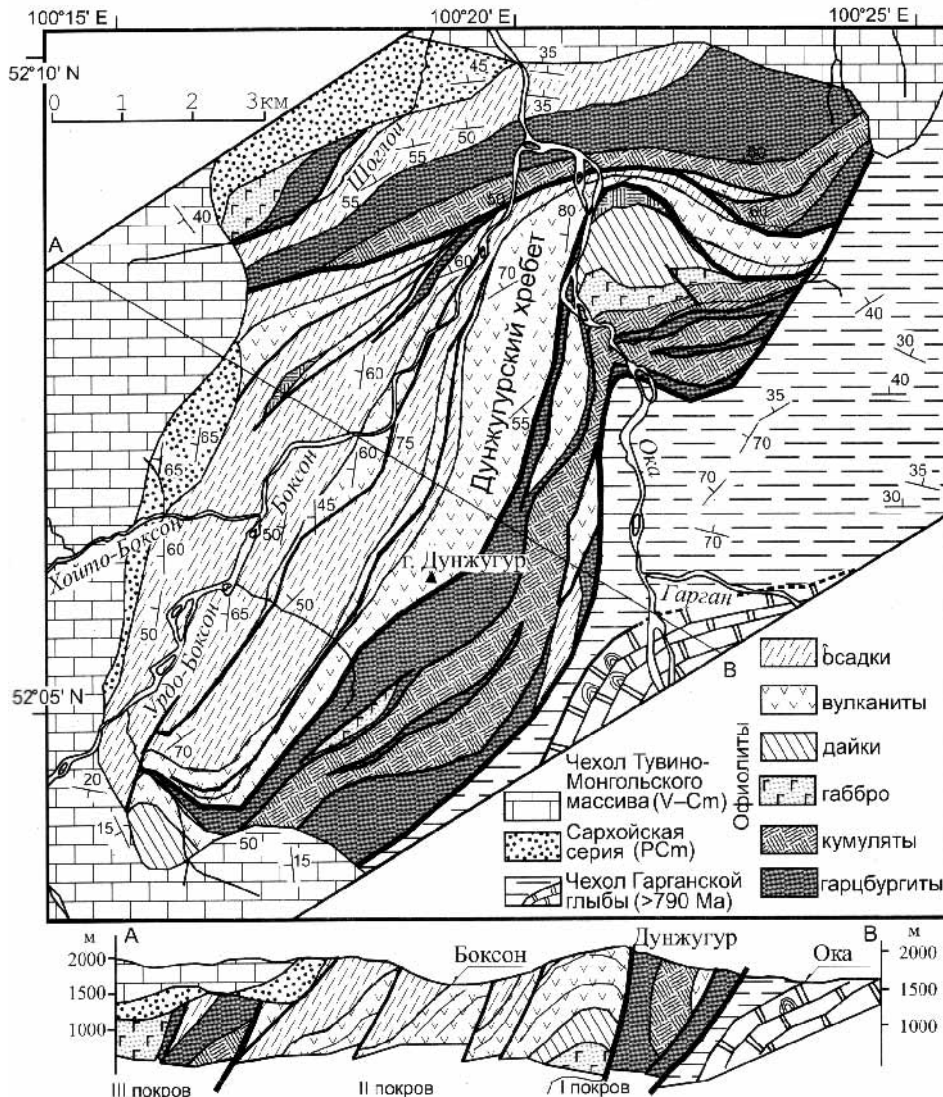


Рис. 3.5 (контур на западном окончании рис. 3.2). Упрощенная схема строения Дунжугурского участка с удаленными контурами неоген-четвертичных отложений и габбро-диабазовых силлов (Кузьмичев, 2004)

Нижний покров включает гарцбургиты, кумулятивные габбро и дайковый комплекс. Средний сложен вулканитами и осадочными породами. Верхний представлен преимущественно серпентинитами по ультрабазитам и кумулятивными габбро. Породы Дунжугурского участка отличаются известково-щелочной спецификой и присутствием андезитов и бонинитов, что указывает на условия формирования преддуговых прогибов молодой островной дуги. Подобная ситуация характерна для современной Идзу-Бонин-Марианской системы. Возраст офиолитов, определенный U-Pb методом в трех разных лабораториях по цирконам из содержащихся в офиолитах жил плагиогранитов, составляет 1020 млн лет.

Восточный разрез офиолитов почти не разбит на чешуи. Для него характерен деформированный и эродированный тектонический покров мощностью не менее 2 км. Покров залегает на породах верхней части ильчирской толщи (оспинская свита) в виде синформ, разобщенных гребневидными антиклиналями, которые образуются при «выжимании» более легких и пластичных подстилающих пород. Более 80 % покрова составляют серпентинизированные гарцбургиты и дуниты. В его основании в обратной последовательности залегают (снизу вверх): вулканиты, дайковый комплекс, габброиды, породы полосчатого комплекса (рис 2.4).

Согласно исследованиям А. А. Меляховецкого, проведенных в 2001 году в центральной части Гарганской глыбы на территории Урик-Китойского междуречья, можно выделить три типа офиолитовых аллохтонов.

А – слабо нарушенные «тонкие» чешуи. Представлены протяженными (десяtkи километров) маломощными (около 1,5–2,5 км) пластинами верхней части офиолитового разреза (от гарцбургитов до вулканитов) с хорошо сохранившейся стратификацией. Такая пластина была прослежена А. А. Меляховецким от левобережья р. Саган-Сайр до оз. Ильчир и детально изучена на участке «Новый». Ее разрез включает следующие породы снизу вверх (мощность, м):

1. Зона гарцбургитов, представленная в основном антигоритовыми серпентинитами (250–400).
2. Зона пироксенитов, представленная преимущественно тремолитовыми породами (150–320).
3. Зона габброидов, представленная тремолит-клиноцоизит-альбитовыми породами (400–500).
4. Зона диабазов и вулканитов (метабазитов с соответствующими структурами и формами залегания), на большей части участка пока не расчлененных (800–1100).

Эта пластина имеет крутое (от 65° до 90°) северо-западное падение с флексуобразными изгибами по падению. На участке «Новый» такой изгиб осуществлялся за счет малоамплитудных (первые сотни метров) смещений узких блоков («клавиш») по разломам субмеридионального простирания.

Б – «офиолитокласты». Представлены плитообразными блоками пород офиолитового комплекса, которые слагают «еще более тонкие» чешуи. Это блоки и пластины мощностью от 20 до 100 м, прослеживающиеся по простиранию на расстояние от 100 м до 1 км и более, перемежаются с блоками карбонатных пород, черных сланцев и других пород. Все вместе они образуют ильчирскую толщу, которая, по существу, представляет собой меланж в широком смысле. Она слагает на участке «Новый» пластину, залегающую на гипербазит-габбро-вулканитовой «тонкой» чешуе и образующую вместе с нею «пакет».

В – сильно эродированные фрагменты (останцы) «мощных» покровов (скорее всего, останцы одного покрова). Этот тип офиолитовых аллохтонов представлен Улан-Сарьдагским, Харанурским, Оспинским и другими гарцбургитовыми массивами, которые представляют реликты глубокоэродированных мощных пластин. На момент надви-

гания в них, по-видимому, был представлен весь разрез офиолитов. «Мощные» покровы залежали на пакетах пластин А+Б дискордантно, последние ко времени надвигания покровов типа В уже были деформированы в результате складчатости.

Несмотря на очень большие размеры массивов типа В и большие мощности тел (достигают более 2,5 км), они практически лишены, в отличие от пластин типа А, других членов офиолитового комплекса, за исключением гарцбургитов. Этот факт позволяет предполагать, что после надвигания покровы типа В подверглись интенсивной эрозии в субгоризонтальном залегании (подобно тому, как это происходит в настоящее время со многими молодыми офиолитовыми аллохтонами различных регионов, обдукция которых происходила от позднего мела до палеогена). В то же время пластины типа А подвергались эрозии в наклонном залегании, поэтому представленная в них часть разреза офиолитов сохраняется полностью при любом уровне среза.

В ходе общей деформации реологическое «поведение» пород, слагающих массивы типа В, двоякое. Гарцбургиты ведут себя как хрупкие породы, разбивающиеся на крупные блоки. Серпентиниты, напротив, при деформации текут, образуя флексуры, складки и различные структуры аккомодации блоковых смещений гарцбургитов; причем серпентиниты развиваются в подошве пластины типа В и по разломам, разбивающим серпентиниты на блоки. Образующаяся в итоге внутренняя структура пластины характеризуется наличием синформ и антиформ не менее трех порядков. Структуры самого низкого порядка – квазисинформы. То есть крупные гарцбургитовые массивы представляют собой в первом приближении синформы – ядра более крупных структур, в которых, наряду с ними, участвуют и породы их подошвы. Там, где подстилающие пластины – комплексы образуют антиформы или структуры воздымания (к последним должны быть отнесены и купола «гарганид» и Самартинский гранитоидный плутон), гарцбургиты отсутствуют или представлены мелкими останцами. Из этих соотношений следует, что после эрозии в субгоризонтальном залегании, офиолитовые массивы типа В, вероятно, представляли собой части единой пластины, которая была вовлечена в следующий этап деформации совместно с подстилающими ее породами. Это привело к наблюдаемому сейчас залеганию гарцбургитов. Продолжающаяся в новейшее время эрозия уничтожила полностью или частично положительные антиформные части пластины.

Существуют разные представления о первичном происхождении Гарганской глыбы. Одни (Коваленко и др., 1999; Кузьмичев, 2004) считают ее фрагментом Сибирского кратона, входившего в состав суперматерика Родиния, что сделано на основе не очень надежного сопоставления гарганского комплекса ее фундамента и шарыжалгайской серии кратона. Другие исследователи (Моссаковский и др., 1993; Хераскова и др., 1995) предполагают ее первоначальное вхождение в состав Гондваны, что еще труднее доказать.

Более обоснована первая точка зрения. Гарганская глыба располагалась в краевой, по-видимому, северной части суперматерика Родиния (рис. 3.6). Согласно принятой реконструкции, в состав этого суперматерика входили также древние блоки Китайской платформы. В океане, омывавшем Родинию, зародилась протяженная островная Дунжугурская дуга, которая постепенно стала сближаться с суперматериком. Причем, предполагается, что вначале океаническое пространство между кратоном и островной дугой сокращалось за счет субдукции под молодую островную Дунжугурскую дугу с наклоном под нее глубокофокальной зоны. После почти полного исчезновения океанической коры между островной дугой и суперконтинентом произошла кардинальная перестройка зоны субдукции. Глубокофокальная зона изменила наклон, в результате чего началась обдукция корневых частей островодужной системы на окраину суперматерика Родиния (рис. 3.6, в). По этой причине в краевой части Гарганской глыбы позже возникла активная континентальная окраина. Коллизия островной дуги и пассивной окраины континента происходила на большом по протяженности участке.



Рис. 3.6. Раннебайкальский этап эволюции палеоструктур Тувино-Монгольского массива в интервале 1000–800 млн лет (Кузьмичев, 2004).

Обозначенные буквами схемы (а–в) отражают главные стадии эволюции раннебайкальского этапа:

а) предполагаемая реконструкция первоначального положения Гарганского континентального блока на северной окраине Родинии в составе Сибирского кратона, положение Дунжугурской дуги показано условно;

б) конвергенция литосферных плит на раннебайкальском этапе;

в) коллизия Дунжугурской дуги и Гарганского континентального блока, надвигание преддуговых офиолитов на окраину континента.

На последней схеме показан момент заклинивания субдукции и положение будущего раскола островодужной литосферы (двойная пунктирная линия), что в дальнейшем приведет к началу субдукции океанической литосферы под континент.

Надвигание офиолитовых покровов на Гарганскую глыбу осуществлялось с северо-запада (в современных координатах), со стороны Дунжугурской островной дуги (рис. 3.2; 3.6). Предполагается (Кузьмичев, 2004), что Гарганский блок вместе с Китайской платформой входили в это время в состав Сибирского кратона, который являлся частью Родинии. Обдукция происходила в интервале 1000–800 млн лет. Офиолиты такого же возраста известны в Байкало-Муйском регионе (Рыцк и др., 2001) и в Китае (Li et al., 1997).

Ранее нами было высказано предположение (Корольков и др., 2002), что обдукция осуществлялась по второму типу из трех возможных (Хаин, Ломизе, 2005) и привела к формированию активной континентальной окраины в пределах Гарганской глыбы (рис. 3.7).

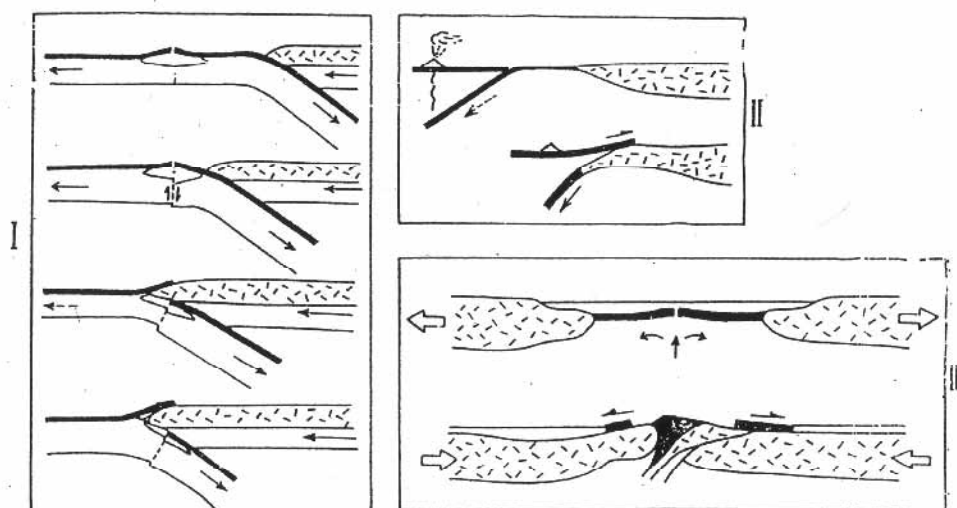


Рис. 3.7. Предполагаемые главные механизмы обдукции (Хаин, Ломизе, 1995).

I – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом; II – при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги; III – при закрытии бассейнов океанского типа.

На начальном этапе сокращения преддугового бассейна существовала зона субдукции с наклоном под Дунжугурскую островную дугу (рис. 3.6, б). После того, как океаническая кора преддугового бассейна была полностью поглощена, в зону субдукции стала вовлекаться пассивная окраина Сибирского кратона с Гарганским блоком в ее составе. Началось надвигание на пассивную окраину Сибирского кратона преддуговых офиолитов основания Дунжугурской островной дуги. Подобный механизм надвигания океанической коры на континент считается наиболее вероятным и известен давно (McKenzie, 1969; Колман, 1979) Но более легкая плавучая континентальная кора не может погружаться глубоко. Поэтому на определенном этапе произошло резкое изменение наклона глубокофокальной зоны субдукции, ее «заклинивание» (рис. 3.6, в). Изучение современных островодужных систем показывает (Константиновская, 1999), что зарождение новой зоны субдукции в случае заклинивания происходит по наиболее прогретой и проплавленной осевой вулканической части островной дуги.

Другими словами, после заклинивания началась субдукция под Сибирский кратон (и под Гарганскую глыбу) с выходом глубокофокальной зоны на дневную поверхность в районе осевой вулканической части Дунжугурской островной дуги. Северо-западная часть Гарганской глыбы (в современных координатах) с началом субдукции под континент вместе с надвинутыми на нее офиолитами испытала значительный подъем, превратилась в активную окраину континента. Это поднятие совпало с началом обдукции преддуговых офиолитов Дунжугурской островной дуги и формированием ильчирской толщи, на что указывает различный характер разрезов покровов офиолитов северо-западного и юго-восточного обрамления и центральной части Гарганской глыбы (в современных координатах). У северо-западного обрамления в районе Дунжугурского участка наблюдается бессистемное торошение покровов перед краем приподнятого палеоконтинента (рис. 3.5; 3.8, а, б), во фронтальной части покровов (восточное обрамление) можно предполагать свободное гравитационное сползание покровов офиолитов (рис. 3.3; 3.8, б, в). Верхние их части сползали раньше, затем они перекрывались нижними более глубинными частями. В результате возникло обратное по отношению к

первоначально чередование пород офиолитовой ассоциации. В это же время происходило смятие в сжатые антиклинальные складки подстилающих осадков чехла Гарганской глыбы и зарождение осадочной (?) олистостромы в верхней части ильчирской толщи. Вероятно, складчатость чехла и в центральной части Гарганской глыбы первоначально формировалась за счет гравитационного сползания жестких фрагментов офиолитов.

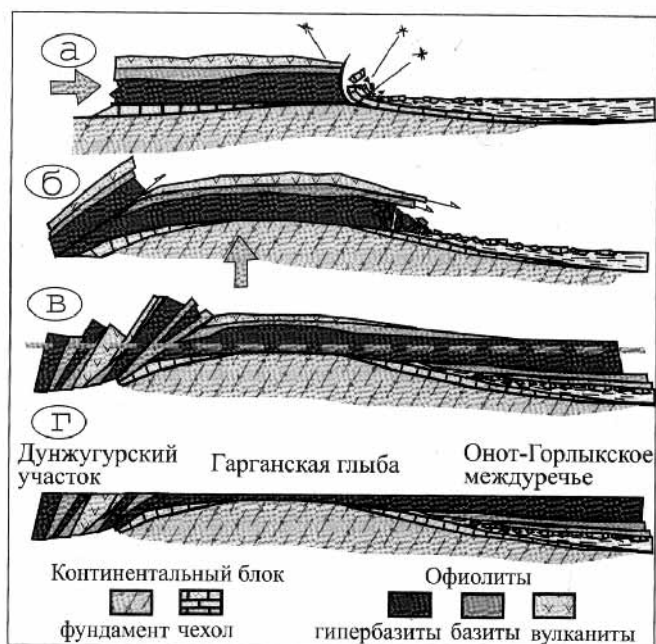


Рис. 3.8. Схема обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу (Кузьмичев, 2004).

Обозначенные буквами разрезы (а–г) отражают последовательность обдукции офиолитов:

а) надвигание офиолитового покрова в начальный этап коллизии; сдирание платформенного чехла с Гарганской глыбы и накопление карбонатной олистостромы в оспинском бассейне форланда;

б) формирование офиолитокластовой олистостромы, конседиментационное оползание покровов, сложенных верхними комплексами офиолитовой ассоциации, в оспинский бассейн;

в) конседиментационное надвигание главного офиолитового покрова в бассейн форланда поверх более ранних покровов, сложенных верхними комплексами офиолитов, формирование чешуйчато-надвиговой структуры на Дунжугурском участке;

г) та же ситуация, что на рис. (в) после эрозионного среза

Позднебайкальский этап

Характеризуется формированием гранитоидов сумсунурского и холбинского интрузивных комплексов, которые в совокупности образуют тоналит-трондьемит-дацитовую ассоциацию (Кузьмичев, 2004). Такие породы наиболее типичны для современных окраин континентов андийского типа.

В этот этап происходило также формирование в условиях активной континентальной окраины Сибирского кратона вулканических пород андезит-дацит-риолитового ряда сархойской серии. Перед краем Сибирского кратона накапливались вулканогенно-терригенные осадки окинской серии, интродуцированные силами диабазов. Затем предполагается отделение от Сибирского кратона в результате рифтинга Сархойской активной континентальной окраины вместе с Гарганской глыбой и отложениями окинской серии. В результате сформировалась островная дуга, подобная современной Японской. Наиболее приемлемой моделью формирования пород окинской серии предполагается аккреционная призма, которая могла образоваться при субдукции под активную континентальную окраину Сибирского кратона. Однако подобная палеореконструкция вызывает сомнения: Гарганская глыба вместе с Сархойской островной дугой после отделе-

ния от Сибирского кратона должна была испытать значительное вращение. Не совсем понятно, как возникла тектоническая обстановка северной части Тувино-Монгольского массива на заключительном этапе геодинамического развития (рис. 3.1).

Интрузивные магматические породы. В позднебайкальский этап являются наиболее характерными для Гарганской глыбы. Главное значение имеют гранитоиды сумсунурского интрузивного комплекса. Они образуют по северо-западному краю Гарганской глыбы (в современных координатах) три крупных плутона: Гарганский, Урикский, Сумсунурский. Предлагается относить к этому же комплексу Онотский массив, развитый в северо-восточной части площади (рис. 3.2).

Главная фаза сумсунурского комплекса представлена тоналитами, менее развиты кварцевые диориты и трондьемиты. Примерно 5 % от всего объема интрузий занимают габбро и метапироксениты первой фазы.

Породы холбинского интрузивного комплекса образуют большое количество даек и штоков плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых порфириров. Они либо выделяются в самостоятельный гипабиссальный комплекс, либо рассматриваются как третья фаза сумсунурского комплекса.

На основе детального анализа петрогеохимических особенностей и условий пространственного размещения интрузий сумсунурского и холбинского комплекса убедительно доказана правомерность объединения их в тоналит-трондьемит-дацитовую серию пород. Подобные магматические серии типичны для современных активных континентальных окраин (зон субдукции андийского типа).

Возраст тоналитов Гарганского плутона сумсунурского комплекса, установленный с большой надежностью Rb-Sr и U-Pb методами, принимается равным 790 млн лет. Изотопные датировки порфириров холбинского комплекса не являются однозначными, требуется их дополнительное изучение.

Интрузивные магматические породы центральной части Гарганского золоторудного района представлены Сумсунурским плутоном, в котором преимущественно распространены гранитоиды одноименного комплекса. Большая часть дайковых пород также относится к сумсунурскому комплексу.

Гранитоиды сумсунурского комплекса вблизи северо-западной границы Гарганской глыбы, как выше сказано, слагают три крупных массива (рис. 3.2). Они прорывают породы фундамента и чехла, серпентинизированные базиты и ультрабазиты офиолитового комплекса и тяготеют к фронтальной части офиолитового покрова северной ветви Ильчирского пояса у северо-западного края Гарганского континентального блока. Для золоторудного района особую роль играет Сумсунурский плутон, в пределах которого выделяется четыре интрузивных фазы (Цыганков и др., 2003).

Первая фаза представлена метапироксенитами. Характерные для нее породы встречаются только в юго-западной части плутона, где они слагают два небольших тела. Доказательством отнесения рассматриваемых пород к первой фазе является наличие большого числа ксенолитов метапироксенитов, вплоть до автомагматических брекчий, среди кварцевых габбро и диоритов, а также прорывание их жилами лейкократовых гранитов. Но объем пород первой фазы на современном эрозионном срезе не превышает первых процентов.

Вторая фаза характеризуется габброидами, часто кварцсодержащими, кварц-плагиоклазовыми горнблендитами, диоритами и кварцевыми диоритами. Доказательства ее выделения следующие: мелкозернистые офитовые габбро содержат ксенолиты метапироксенитов, а сами прорываются плагиогранитами, которые постепенными переходами связаны с тоналитами и кварцевыми диоритами. Габброиды обогащаются кварцем и переходят в диориты и кварцевые диориты, но они отличаются от однотипных пород третьей фазы более низкой глиноземистостью, хотя различить их макроско-

пически в полевых условиях проблематично. Горнблендиты макроскопически весьма похожи на метапироксениты первой фазы, но отличаются от них наличием кварца, они сложены на 80–90 % первичномагматическим амфиболом и образуют постепенные переходы с диоритами. Породы второй фазы развиты исключительно в юго-западной части плутона, их объем оценивается величиной 5–10 %

Третья фаза представлена дифференцированной серией пород от кварцевых диоритов до плагиогранитов и является главной фазой Сумсунурского интрузива. Эти породы прорывают габбро-диориты, что доказывает их выделение в самостоятельную фазу. Главными петрографическими разностями пород третьей фазы являются кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, между которыми прослеживаются постепенные переходы. Третья фаза составляет до 80 % интрузива, преобладающими разновидностями являются кварцевые диориты – тоналиты.

Четвертая фаза представлена дайкообразными телами лейкократовых двуполевошпатовых гранитов, практически не содержащих темноцветных минералов. Мощность даек от первых сантиметров до метра и более. Аналогичные лейкограниты прорывают гипербазиты и породы ильчирской толщи.

Важнейшее значение придается обоснованию возраста гранитоидов, так как с этим связана разработка геодинамической модели развития района. Сумсунурский комплекс впервые выделил и охарактеризовал Н. А. Авдонцев (1967), который привел сведения о возрасте Сумсунурского плутона, полученные К-Аг методом по валовым пробам и составившие 482–412 млн лет. На основе вышеприведенных данных Н. А. Авдонцева и ненадежных биостратиграфических определений возраста осадочно-метаморфических пород вмещающей толщи чехла Гарганской глыбы гранитоиды сумсунурского комплекса стали относить к типичным образованиям коллизионного раннекаледонского этапа. Преобладание в составе сумсунурского комплекса тоналитов и плагиогранитов, которые обычно формируются в обстановках активных континентальных окраин или островных дуг, заставило провести дополнительные исследования по определению возраста пород. Rb-Sr датирование гранитоидов Сумсунурского плутона (Посохов и др., 1994; Конников и др., 1995) показало позднерифейский возраст (примерно 700 млн лет).

Возраст тоналитов Гарганского плутона (рис. 3.2) по минеральной Rb-Sr изохроне (биотит, амфибол, плагиоклаз и вал) дал параметры 800–812 млн лет, а определение возраста U-Pb методом по цирконам из тоналитов Гарганского плутона дало цифру 785 ± 11 млн лет (Кузьмичев, 2000; Кузьмичев и др., 2000). Эти датировки гранитоидов разных плутонов одного и того же комплекса заставили провести дополнительные изотопные исследования (Цыганков и др., 2003) и сравнительный анализ пород Сумсунурского и Гарганского плутона. По кварцевым диоритам, тоналитам, плагиогранитам и двуполевошпатовым гранитам Сумсунурского плутона Rb-Sr геохронологические датировки валовых проб показали возраст 823 ± 100 млн лет. Но внутренние Rb-Sr изохроны по парам вал – биотит или вал – плагиоклаз дали раннепалеозойские возраста от 537 ± 11 до 467 ± 9 млн лет, что сопоставимо с К-Аг датировками гранитоидов Сумсунурского плутона (Авдонцев, 1967). Такое противоречие привело А. А. Цыганкова и др. (2003) к выводу, что Сумсунурский плутон образовался в позднерифейское время, но в каледонскую эпоху орогенеза испытал тектоно-термальные преобразования в связи с общей ремобилизацией сиалического фундамента Гарганской глыбы.

Дайковые породы. В пределах Сумсунурского плутона и в гнейсо-гранитах Гарганской глыбы вблизи того же плутона встречается три группы даек (по А. А. Цыганкову).

Первая группа представлена породами кислого состава: фельзитами, кварцполевошпатовыми фельзит-порфирами. Мощность их варьирует от первых метров до

первых десятков метров. Протяженность по простиранию достигает километра и более. Ориентировка северо-западная.

Вторая группа представлена сильно измененными диабазами. Эти дайки встречаются внутри плутона и за его пределами среди гнейсо-гранитов. Простирание даек также северо-западное. Иногда наблюдается группа из нескольких тел, вероятно, образовавшаяся при расщеплении одной крупной дайки (возможно, это связано со складчатыми структурами). Мощность диабазовых даек не превышает 2–3 метра.

И. В. Кучеренко (2003) особое значение придает дайкам основного состава, развитым в пределах Зун-Холбинского месторождения, которые испытали мощный калиево-сернисто-углекислотный метасоматизм.

Третья группа представлена единственной дайкой, сложенной гигантопорфировыми породами. Залегает полностью в гранито-гнейсах. Имеет сложную морфологию и неоднородное строение: в ее составе присутствуют афировые породы (диабазы) и гигантопорфировидные, последние являются преобладающими разностями. Размеры порфировых вкрапленников изменяются от первых миллиметров до 5–6 сантиметров. Часто встречаются сечения вкрапленников в форме правильного многоугольника. Породы дайки метаморфизованы и рассланцованы, что придает им конгломератовидный или порфиробластический облик. Но есть и относительно свежие разности с хорошо различаемой офитовой структурой основной массы, сложенной амфиболом и сосюритизированным плагиоклазом. Именно в таких разностях распространены правильно ограниченные кристаллы полевого шпата, указывающие на магматическое происхождение дайки. Возможно, что порфировые вкрапленники являются порфиробластами. Не исключено, что дайка имеет досумсунурский возраст.

Вулканические породы. К востоку от Гарганской глыбы (рис. 3.1) в краевой части Тувино-Монгольского массива (современные координаты) закартированы обширные площади сравнительно легко узнаваемых субаэральных вулканических пород сархойской серии. Такие же породы известны на территории Монголии.

Повсюду они имеют андезит-дацит-риолитовый состав. Характеризуются фациально изменчивой толщей вулканогенно-осадочных и вулканических пород. В пределах стратотипической местности (верховья рек Сархой и Забит) они детально изучены А. Б. Кузьмичевым (2004). Обобщенный состав вулканитов стратотипической местности наглядно демонстрирует рис. 3.9.

Терригенная часть разреза представлена пестроцветными полимиктовыми песчаниками с гравелитами и алевролитами. Наблюдается косая слоистость и знаки ряби. Присутствуют прослои конгломератов, в обломках которых содержатся кремнистые и карбонатные породы, кварц, бурые яшмы, андезиты и дациты. Зеленокаменная толща сложена лавами и туфами основного, среднего, реже – кислого состава. Игнимбритовая толща названа условно, так как более половины ее объема приходится на вулканомиктовые породы и пепловые туфы со слабой степенью спекания. Остальная часть представлена обычными игнимбритами. Такие породы рассматриваются как отложения пепловых потоков, при образовании которых большую роль играли раскаленные вулканические газы. В стратотипической местности они характеризуются красной окраской, которая возникла при окислении кислородом воздуха взрывного тонкозернистого материала.

Возраст сархойской серии имеет дискуссионный характер. Ранее в ее нижних горизонтах были обнаружены мшанки, указывающие на силур-ордовикский возраст (Бутов, Морозова, 1982). Однако специальные более детальные исследования голотипа мшанок вскрыли ошибку: за органику были приняты метаморфизованные глинисто-карбонатные конкреции (Кузьмичев, 2004). Картирование в пределах стратотипической местности показывает, что породы сархойской серии согласно перекрываются карбона-

тами боксонской серии, возраст которых надежно определен как венд-нижнекембрийский. Изотопная датировка по валовым пробам Rb-Sr методом указывает на возраст 718 млн лет, но такие определения в настоящее время считаются не очень точными.

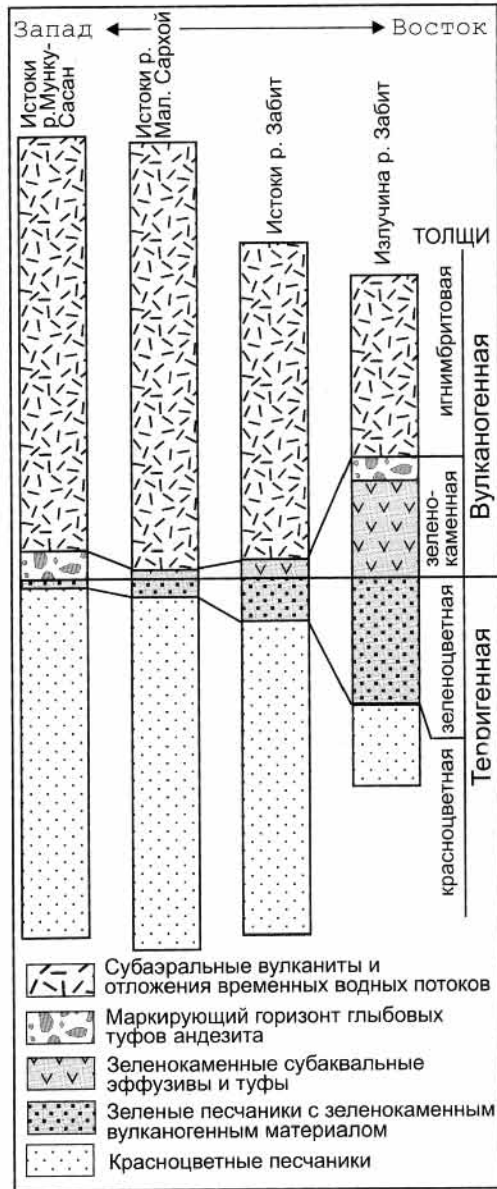


Рис. 3.9. Фациальные изменения сархойской серии с запада на восток в стратотипической местности истоков рек Сархой и Забит (Кузьмичев, 2004)

Породы окинской серии (аккреционной призм) в виде широкой полосы обрамляют Тувино-Монгольский массив (в современных координатах) с севера и запада (рис. 3.1). При проведении детальной геологической съемки 70-х и 80-х годов прошлого века были выделены в составе серии три толщи (снизу вверх): 1) пестроцветная вулканогенно-осадочная, представленная терригенными породами с линзами туффитов; 2) эффузивно-осадочная, характеризующаяся зелеными сланцами, эффузивами, туфами основного и среднего состава, туффитами и терригенными породами; 3) флишоидная ритмичнослоистая терригенная. Эти толщи прослеживались на больших площадях, их возраст по остаткам фрагментов хитинозой, граптолитов и водорослей оценивался как верхнесилурийский-нижнедевонский (Катюха, Рогачев, 1983). Позже окинскую серию стали считать сборным стратиграфическим подразделением, состоящим из нескольких покровов и включающим метаморфиты глаукофанзеленосланцевой фации (Геология..., 1988; Геология..., 1989). В настоящее время породы окинской серии рассматриваются как типичный комплекс аккреционной призм (Кузьмичев, 2004). Доказательства этого можно суммировать следующим образом: 1) состав пород (гемипелагические терригенные осадки, граувакковые песчаники и конгломераты, клинья океанических базальтов и глубоководных осадков); 2) чешуйчато-надвиговая (дуплексная) структура отложений окинской серии; 3) присутствие обычных для мезокайнозойских субдукционных аккреционных

призм метаморфитов глаукофанзеленосланцевой фации.

Породы окинской серии прорываются силлами типичных толеитовых базальтов N-MORB с возрастом 753 млн лет, который определен U-Pb методом. Внедрение силлов связывается с субдукцией спредингового хребта под окинскую аккреционную призму, которая формировалась одновременно с Сархойской активной континентальной окраиной Сибирского кратона (Кузьмичев, 2004).

Рассмотрим три важных перестройки (рис. 3.10).

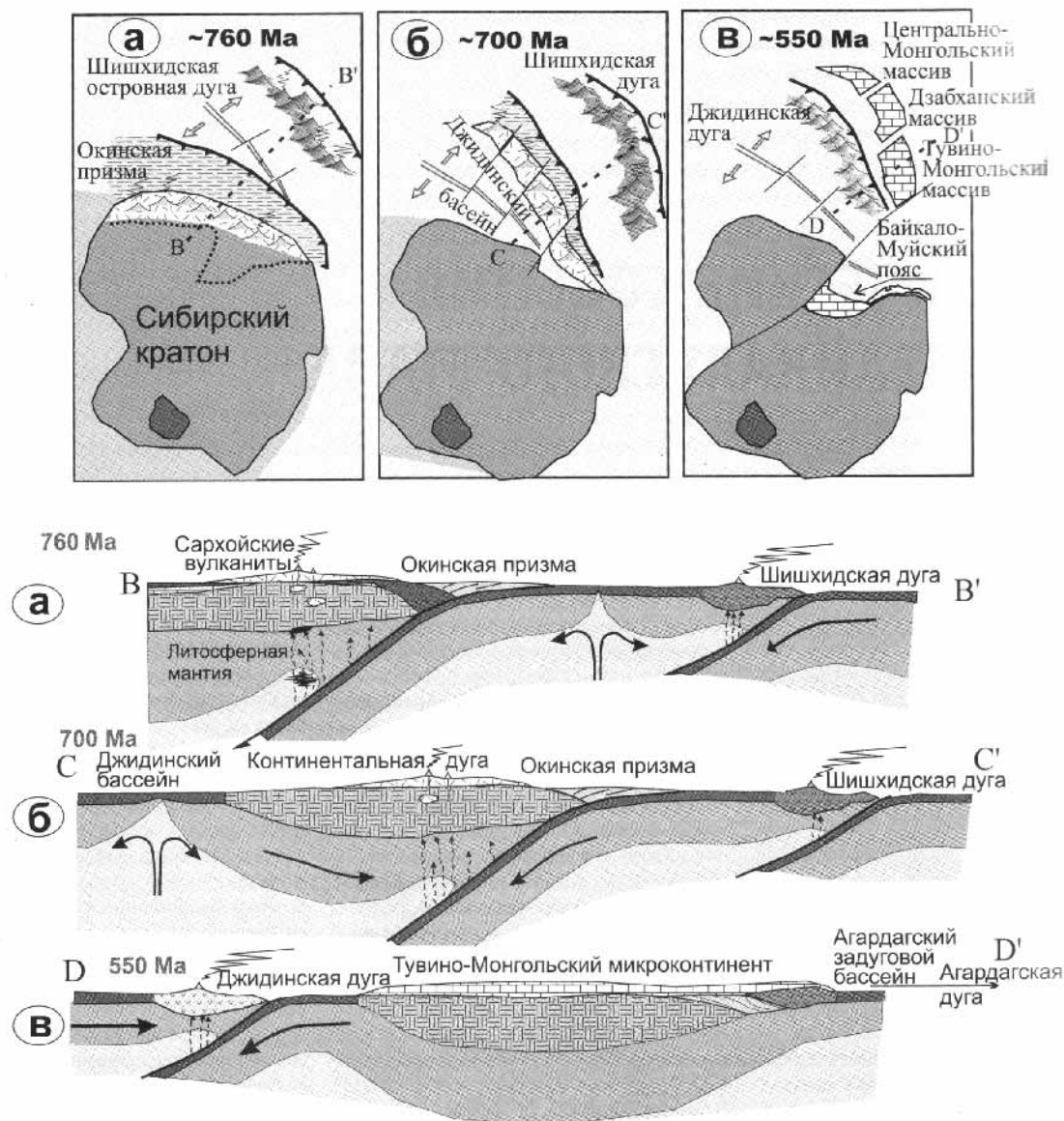


Рис. 3.10. Возможный вариант реконструкции позднебайкальских тектонических событий в Тувинно-Монгольском массиве (Кузьмичев, 2004).

Положение Сибирского кратона показано условно. Обозначенные буквами (а–в) схемы отражают следующие перестройки:

а) субдукция океанической литосферы (включая спрединговый хребет) под активную окраину континента;

б) отчленение микроконтинента, давшего начало докембрийским массивам Южной Сибири; заложение Джидинского океанического бассейна;

в) образование Тувинно-Монгольского микроконтинента в результате коллизии Шишхидской океанической дуги и Сархойской континентальной дуги; формирование рифтогенной пассивной окраины микроконтинента в результате отчленения Агардагской островной дуги

Первая – совпадает с рубежом 760 млн лет и соответствует времени существования активной континентальной окраины в пределах южной краевой части Сибирского кратона (в современных координатах). В начале реконструируемого этапа кратон входил в состав северной части суперконтинента Родиния (рис. 3.10, а). В состав активной континентальной окраины включался древний Гарганский блок и субконтинентальные вулканические породы сархойской серии. Косая субдукция под Сибирский кратон могла привести к формированию глубокоководных сложнодислоцированных пород окинской аккреционной призмы, интродуцированных силлами диабазов.

Вторая – соответствует рубежу 700 млн лет. В результате прогрессирующей косой субдукции спредингового хребта под континентальный блок произошло отчленение от Сибирского кратона микроконтинента, включавшего сархойские вулканы активной континентальной окраины, Гарганскую глыбу и породы аккреционной призмы окинской серии. Образовалась континентальная островная дуга, подобная современной Японской островодужной системе, распад которой в дальнейшем дал начало многим докембрийским массивам Южной Сибири (рис. 3.10, б). Субдукция спредингового хребта под Сибирский кратон, вероятно, соответствовала раскрытию Джидинского палеоокеана.

Третья перестройка завершилась 550 млн лет назад (перед кембрием). Произошло образование Тувино-Монгольского массива (микроконтинента) в результате коллизии Шишхидской океанической дуги и Сархойской континентальной дуги (рис. 3.1; 3.10, в). Предполагается формирование Джидинской островной дуги, под которую осуществлялась субдукция. Наличие рифтогенной пассивной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента у его западной границы (в современных координатах) связывается с предполагаемым отчленением новой Хамсаринско-Агардагской островной дуги. Примерно в это же время могли образоваться Дзабханский и Центрально-Монгольский докембрийские массивы (рис. 3.10, в).

Первая из геодинамических перестроек представляется нам важнейшей, но имеет дискуссионный характер. В результате обдукции офиолитов второго типа из трех возможных вариантов (Хаин, Ломизе, 1995) возникли условия для появления расплавов гранитоидов. Покровы офиолитов увеличили мощность земной коры, что привело к формированию нескольких крупных плутонов тоналитов сумсунурского интрузивного комплекса по северо-западному краю Гарганской глыбы (в современных координатах).

Предполагается, что в это время существовала протяженная активная континентальная окраина Сибирского кратона, составной частью которой была Гарганская глыба. Плутоны тоналитов сумсунурского комплекса совместно с малыми интрузиями холбинского комплекса объединяются в тоналит-гродъемит-дацитовую ассоциацию, наиболее надежно определяющую геодинамические условия окраин андийского типа. Следует отметить, что к идее о существовании активной континентальной окраины в пределах Гарганской глыбы несколько исследователей независимо друг от друга пришли почти одновременно (Кузьмичев, 2002; Корольков и др., 2002). Вероятно, это является косвенным подтверждением ее правильности.

Но в современных окраинах андийского типа (Ярмолук, Коваленко, 1991), кроме вышеназванных интрузивных пород – индикаторов зон субдукции, существенное значение имеют их вулканические аналоги базальт-андезит-риолитовой ассоциации. Как хорошо известно из работ вулканологов (Луцицкий, 1971), интрузивные породы слагают глубинные части вулканических построек. Однако широкого развития вулканических аналогов тоналит-гродъемит-дацитовую ассоциации в пределах Гарганской глыбы пока не обнаружено. Возможно, вулканическими породами кислого и среднего состава являются серицит-кварцевые метасоматиты полосчатой текстуры, закартированные в основании иркутской свиты на ряде участков (Корольков и др., 2002). Необходимо продолжить исследование этого вопроса.

Широкие площади развития пород сархойской серии (рис. 3.1) в пределах Тувино-Монгольского массива можно лишь весьма условно отнести к одноименной активной континентальной окраине. Нет надежных фактов, что глубинными аналогами этих вулканитов являются гранитоиды тоналит-трондьемит-дацитовый ассоциации, подобные развитым в пределах Гарганской глыбы. Массивы плагиогранитов, прорывающие отложения сархойской серии, плохо изучены в возрастном и петрогеохимическом отношении.

Посчитаем доказанным фактом, что в более ранний, раннебайкальский этап, происходила обдукция офиолитов на континентальную окраину Сибирского кратона. Если бы формирование вулканитов сархойской серии происходило синхронно с внедрением прорывающих офиолитовые покровы интрузий тоналит-трондьемит-дацитовый ассоциации, то среди полосы развития сархойских вулканитов были бы обнаружены остатки покровов этих офиолитов.

Изотопный возраст сархойских вулканитов моложе тоналитовых интрузий сумсунурского комплекса, развитых в пределах Гарганской глыбы (713 млн лет и 790 млн лет соответственно). Хотя первое определение возраста по вулканитам нельзя считать вполне надежным, можно допустить, что образование континентальной вулканогенно-осадочной сархойской серии происходило преимущественно не в условиях активной континентальной окраины Сибирского кратона, а в условиях континентальной (энсиалической) островной дуги значительно позже (рис. 3.10, б). Такое уточнение представляется важным для дальнейших металлогенических построений.

Раннекаледонский этап

Гарганский наиболее древний блок в составе Тувино-Монгольского массива, по видимому, дрейфовал в раннем палеозое по океану как крупный остров. В венд-кембрийское время массив испытал трансгрессию мелководного моря. В его пределах сформировался преимущественно карбонатный шельфовый чехол, который наиболее надежно фиксирует время аккреции всех составляющих его разнотипных террейнов, объединившихся вместе. Однако мощность карбонатного чехла непостоянна, а степень дислоцированности пород весьма интенсивна. Разрывная и пликативная тектоника отразила сложные коллизионные процессы Восточного Саяна и смежных регионов, когда в конце раннекаледонского этапа произошло закрытие океанических бассейнов и причленение крупной Алтае-Саянской каледонской складчатой области к Сибирскому кратону. В ордовике образовалось большое количество коллизионных и постколлизионных массивов гранитоидов щелочного, субщелочного и известково-щелочного состава.

Венд-кембрийский чехол является самым важным показателем существования Тувино-Монгольского массива как самостоятельной крупной структурной единицы. Он представлен породами боксонской серии, возраст которой надежно доказан находками скелетной фауны. Боксонская серия – самый надежный биостратиграфический репер для Восточного Саяна, с которым сопоставляют разрезы других толщ. В разных частях массива мощность и степень дислокации пород чехла неодинаковы. Выделяется три стадии формирования разрезов боксонской серии (Кузьмичев, 2004): 1) рифтогенная, 2) карбонатной платформы, 3) более глубоководная, вероятно, раннеорогенная.

Рифтогенная характеризуется толщей пестроцветных терригенных обломочных отложений переменной мощности с присутствием кислых и основных эффузивов в разрезах, которые заполняли предгорные и межгорные рифтогенные впадины. В конце этой стадии Тувино-Монгольский массив испытал оледенение.

Карбонатная платформа существовала при накоплении основной массы пород боксонской серии, среди которых известны промышленные пласты фосфоритов.

Раннеорогенная стадия включает более глубоководные породы, которые накапливались в конце среднего кембрия–позднем кембрии (?). Их накопление происходило вблизи бассейна форланда, который характеризовал зарождающийся ороген.

Интрузивный магматизм. Палеозойские гранитоиды северной части Тувино-Монгольского массива чрезвычайно разнообразны. Здесь можно встретить следующие разновидности пород: 1) диориты и тоналиты, 2) биотитовые и биотит-амфиболовые плагиограниты, 3) биотитовые двуполевошпатовые порфириовидные граниты, 4) щелочные сиениты и обычные сиениты, 5) нефелиновые сиениты (рис. 3.11). Крупные массивы содержат фазы из двух–трех перечисленных разновидностей.

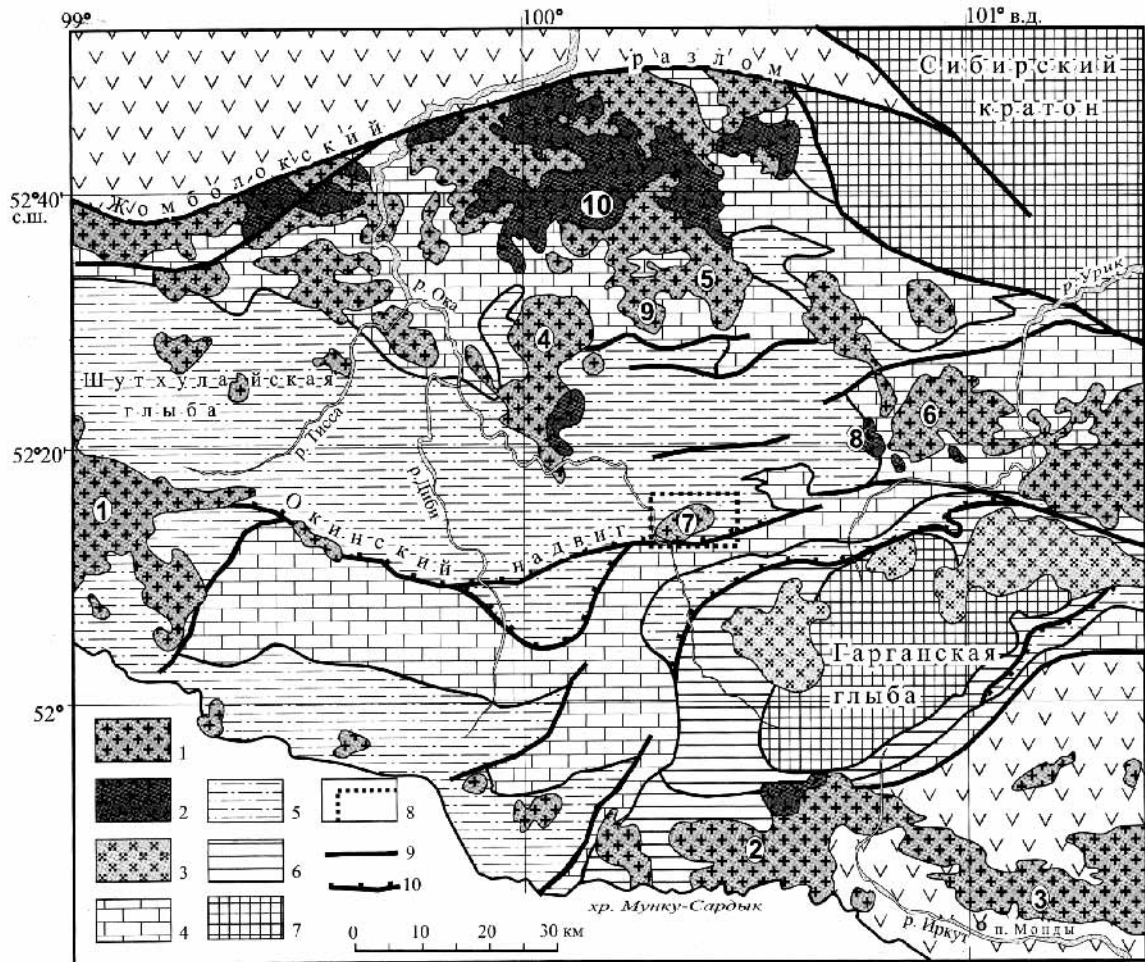


Рис. 3.11. Размещение палеозойских гранитоидов в северной части Тувино-Монгольского массива (Кузьмичев, 2004).

1 – двуполевошпатовые биотитовые граниты сархойского и огнитского комплексов (преобладают), плагиограниты и диориты сархойского комплекса (O_1-O_2); 2 – сиениты и щелочные габброиды огнитского комплекса (O_1-O_2); 3 – тоналиты сумсунурского комплекса (R_3); 4 – отложения платформенного чехла Тувино-Монгольского массива ($V-E$); 5 – верхнерифейские комплексы нерасчлененные; 6 – платформенный чехол Гарганской глыбы (> 800 млн лет); 7 – фундамент Гарганской глыбы ($AR-PR_1$); 8 – контур более детального участка; 9 – разломы; 10 – надвиги.

Цифрами обозначены гранитные массивы: 1 – Сархойский, 2 – Мунку-Сардыкский, 3 – Мондинский, 4 – Ринчин-Хумбинский, 5 – Яхошопский, 6 – Бургутейский, 7 – Ихе-Хайгасский, 8 – Ботогольский, 9 – Сахир-Шулутинский (Сорокский), 10 – Сарьдагский

Хотя разными исследователями на данной территории выделялось большое количество разнообразных комплексов палеозойских гранитов, наиболее ярко представлены два из них: сархойский и огнитский. Первый – включает разновидности 1, 2, 3. Второй – 4, 5. В упрощенном виде критерии отличия гранитоидов двух комплексов выглядят следующим образом: если в массиве преобладают плагиограниты – это сархойский комплекс, если сиениты – огнитский.

Обобщение разнообразных изотопных датировок указывает на преобладающий ордовикский возраст гранитоидов (Кузьмичев, 2004), но не исключает выявление более молодых внутриплитных интрузий. Массовое внедрение гранитоидов в раннем-среднем ордовике характерно для Центральной Азии и отражает процесс аккреции разнотипных террейнов при образовании Алтае-Саянской складчатой области. Почти синхронно происходила коллизия данной области с Сибирским кратоном. По мнению этого исследователя, ордовикский, силурийский и девонский относительный возраст глубоководных отложений в пределах Тувино-Монгольского массива, основанный на палеонтологических находках, должен быть пересмотрен.

В то же время почти одновременное внедрение разных геохимических типов гранитоидов, коллизионных и постколлизионных, требует объяснения. Наиболее вероятным кажется присутствие суперплюма. Подобный магматизм широко проявлен в пределах Ангаро-Витимского батолита Байкальской горной области, где предлагается для интерпретации этого явления модель надвигания континентальной плиты на стационарно функционирующий суперплюм (Ярмолюк и др., 1997а; 1997б и др.). Такая точка зрения весьма привлекательна в качестве основы металлогенических построений (Семинский, 2003; Семинский и др., 2004)

В раннекаледонский этап Тувино-Монгольский массив испытал складчатость и орогенез. Осадочные комплексы послекембрийского возраста, по-видимому, накапливались в континентальных условиях. Развита они фрагментарно и еще плохо изучены. В северо-западной части массива к ним отнесены вулканогенно-терригенные отложения яматинской свиты предположительно ордовикского возраста, а в северной – грубообломочные осадки сагансайрской свиты предположительно девон–пермского (?) возраста. Предполагается, что среди полей развития сархойской серии в будущем могут быть обнаружены континентальные породы орогенной молассы яматинской свиты, так как эти два стратиграфических подразделения очень похожи (Геология..., 1988; Кузьмичев, 2004).

В этот этап Тувино-Монгольский массив был микроконтинентом с гетерогенным фундаментом. В западной части (современные координаты) фундамент был сложен фрагментами позднерифейских островных дуг и аккреционной призмы, в восточной – раннедокембрийским континентальным блоком. Раннекаледонская амальгамация всех террейнов вблизи Сибирского кратона и их почти синхронная аккреция с этим кратоном привела к формированию сложной складчатости и орогенезу. Но после раннекаледонского этапа в пределах Тувино-Монгольского массива окончательно установился континентальный режим.

Особенности присоединения Тувино-Монгольского массива к Сибирскому кратону, по-видимому, оказывали влияние на его внутреннее строение. Предполагается, что до аккреции массив имел субмеридиональную ориентировку. В современных координатах на мелкомасштабных схемах отчетливо видно, что северо-восточное окончание массива в значительной степени расплющено, нарушено разрывными дислокациями, повернуто к востоку. Такой структурный рисунок можно объяснить по-разному.

А. Б. Кузьмичев (2004) не исключает вращение Сибирского кратона против часовой стрелки при сближении с Тувино-Монгольским массивом. А. Н. Булгатов (1999) выдвигает механизм расплющивания Саяно-Байкальского складчатого пояса движу-

щимся к югу Сибирским кратоном, который в этом случае можно считать жестким штампом – индентором. Вторая точка зрения имеет своих предшественников, которые развивали гипотезу пульсационного горизонтального смещения Сибирской платформы к югу под действием эффекта «спускового крючка» (Замараев и др., 1975), когда в линейных зонах достигается под влиянием глубинного прогрева состояние высокой пластичности. Интерпретация А. Н. Булгатова, С. М. Замараева и других геологов представляется более вероятной. В то же время геодинамические условия аккреции Тувино-Монгольского массива к Сибирскому кратону не могут считаться окончательно выясненными.

Степень тектонического воздействия на внутреннюю структуру Тувино-Монгольского массива косвенным образом можно оценить по складчатым дислокациям его чехла, то есть отложений боксонской и аналогичной ей хубсугульской серии. Степень дислокации чехла возрастает (современные координаты) с востока на запад (Ильин, 1973, 1982, 1991). Это можно объяснить присутствием на востоке более жесткого раннедокембрийского фундамента, на западе же карбонатные породы очень сильно деформированы, местами превращены в мрамора, интродированы массивами гранитоидов (Кузьмичев, 2004). Давление с севера привело к неоднократному проявлению движений по Окинскому надвигу субширотного простирания (рис. 3.11). По этому разлому породы окинской серии надвигались на осадки боксонской серии. Самые последние движения по нему носят правый сдвиг-надвиговый характер.

3.2.3. Геодинамическая модель

В предыдущем разделе рассмотрены основные этапы геодинамического развития Тувино-Монгольского массива, с которым тесно связана история геологического развития Гарганской глыбы и основных рудовмещающих структур в ее пределах. Ранее нами была кратко охарактеризована последовательность геодинамических событий в пределах центральной части Гарганского золотоносного района, т. е. на территории Урик-Китойской зоны (Корольков и др., 2002). Однако это было сделано без учета новейших изотопных датировок сумсунурского комплекса гранитоидов (Кузьмичев, 2002; 2004). Корректировка на уточненные возрастные показатели не меняет главные этапы формирования Гарганского золоторудного района. Детальные структурные наблюдения на ряде участков центральной части золоторудного района позволили нам предложить геодинамическую модель, отличающуюся от ранее известных. Различия связаны с особенностями развития каждого этапа. Модель не бесспорна. Но обсуждение возникших дискуссионных вопросов поможет, как нам кажется, выбрать правильную стратегию дальнейших исследований.

Раннебайкальский этап. В начале этапа большое значение имело формирование пород чехла, представленного породами иркутской свиты и ильчирской толщи. Предположительно в этот этап могло происходить образование палеорифтовой долины в задуговом бассейне у края палеоконтинента. Она существовала, по-видимому, в центральной части современной Самарта-Холбинской зоны северо-западного простирания (современные координаты). Эндогенная активность палеорифта уменьшалась в направлении от северо-западного края Гарганской глыбы (в современных координатах) по направлению к внутренней части палеоконтинента. Мелководные терригенно-вулканогенно-карбонатные илы иркутской свиты, вероятно, перекрывали кремнисто-углеродистые отложения палеорифта (возможно, с примесью кислого и среднего вулканического материала). Такая обстановка характерна для современных отмерших задуговых бассейнов субтропических и экваториальных климатических поясов (Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Палеорифтовая гипотеза подтверждается установленными в последние годы фактическими данными по изотопии серы, свинца, стронция руд и

углерода вмещающих пород, которые указывают на нижнекорново-мантийный источник рудного вещества Зун-Холбинского месторождения – главного объекта Самарта-Холбинской зоны (Миронов и др., 1999). Противоречит этому преимущественно мелководный характер терригенно-карбонатных отложений иркутской свиты, распространенных в пределах Гарганской глыбы. Однако не следует забывать, что глубоководные отложения были в низах разреза, который мог сохраняться в осевой части Самарта-Холбинской зоны, но в настоящее время они являются наиболее дислоцированными, первичный характер пород восстановить крайне сложно. В то же время на глубоких горизонтах Зун-Холбинского месторождения отмечаются измененные вулканиты, которые по составу «...относятся к полифациальной андезит-базальт-риолитовой формации» (Золото Бурятии, 2000). П. А. Рошкетав относит их к ильчирской толще, которая, по-видимому, все же имеет тектоническое происхождение, о чем уже говорилось в предыдущих разделах. Поэтому вулканиты наиболее глубоких горизонтов, на наш взгляд, требуют более внимательного исследования. В конце этапа, после накопления осадков чехла, произошло формирование сложного офиолитового покрова, состоявшего из трех пластин. Верхняя – офиолитовая, средняя – габброидная и диабазовая, нижняя – олистостромовая (с углеродистыми породами). Слабая дифференциация по составу различных членов офиолитовой ассоциации позволяет говорить об их формировании на ранних стадиях образования выдвинутых в океан островных дуг. По-видимому, это происходило в междугловых зонах растяжения, подобных Марианскому междугловому бассейну (Геология..., 1988; Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Офиолиты частично перекрывали Самарта-Холбинскую палеорифтовую зону и в дальнейшем дислоцировались вместе с осадочными толщами.

Для понимания дальнейшей истории развития района представляется важным тип обдукции, которая привела к шарьированию пород офиолитовой ассоциации. Из трех вероятных механизмов обдукции (Хаин и др., 1995), для района Урик-Китойской зоны Восточного Саяна, по-видимому, наиболее приемлем второй механизм: обдукция при столкновении пассивной континентальной окраины (пассивной окраины Гарганского микроконтинента, осадки которой перекрывают, возможно, палеорифт) с фронтом энсиматической островной дуги. Последняя располагалась к северо-западу от Гарганского микроконтинента (в современных координатах). Для такой обдукции предполагается определенное условие: надвигание на пассивную окраину континента возможно при развитии на ранних этапах вблизи нее зоны субдукции, погружающейся в сторону от континента (под островную дугу). По мере субдукции внутриплитная граница океанской и континентальной литосферы приближается к желобу, и наступает момент, когда край континента пододвигается под островодужное крыло. В дальнейшем, поскольку низкая плотность гранито-гнейсового слоя континента препятствует его опусканию в астеносферу, происходит изостатическое всплывание континентальной окраины вместе с надвинутой на нее пластиной океанской литосферы. Затем при сближении двух плит на глубину уходит океанская, закладывается новая зона субдукции встречного направления, пассивная континентальная окраина преобразуется в активную. Этот механизм более убедителен, когда поверх главного офиолитового аллохтона с нормальной океанской корой – фундаментом преддугловых структур – надвинуты островодужные вулканиты. Но чаще всего таких вулканитов нет или их мало. Обдукция такого типа характерна для комплекса Троодос на острове Кипр, где офиолитовые породы океанического типа сочетаются с вулканическими породами островодужного комплекса, и это отражается на их геохимической специализации. Похожие представления относительно обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу развивает А. Б. Кузьмичев (2001, 2002, 2004). Но он предполагает, что обдукция офиолитов осуществлялась на окраину Сибирского кратона, частью которого в это время была Гарганская глыба. По нашим представлени-

ям, во время обдукции офиолитов Гарганская глыба являлась небольшим островом, подобным острову Кипр. Анализ новых изотопных датировок офиолитов и прорывающих их гранитоидов сумсунурского комплекса позволил А. Б. Кузьмичеву утверждать, что такое событие происходило в позднем рифее на рубеже 800 млн лет.

Позднебайкальский этап. Характеризуется формированием плутонических массивов гранитоидов сумсунурского комплекса. Эти гранитоиды прорывают метаморфические породы Гарганской глыбы, карбонатно-сланцевые отложения иркутской свиты и все породы офиолитового комплекса. И. В. Гордиенко (1987) они отнесены к тоналит-гранодиоритовой ассоциации формаций магматических пород андезитового ряда. Известно три крупных массива гранитоидов сумсунурского комплекса (рис. 3.3), протягивающихся полосой у северного края Гарганской глыбы вблизи контакта с офиолитами основания энсиматической островной дуги, которая располагалась севернее глыбы (в ее современных координатах). Такая локализация плутонов сумсунурского комплекса подтверждает выше охарактеризованный механизм обдукции (с превращением пассивной окраины палеомикроконтинента в активную, по-видимому, андийского типа).

Тоналиты Гарганского массива сумсунурского комплекса (рис. 3.3) Rb-Sr и U-Pb методом датируются как позднерифейские (790 млн лет), на основании чего отвергаются некоторые более ранние датировки осадочно-метаморфических комплексов по проблематичной микрофауне и, соответственно, основанная на них этапность тектонических событий.

Если гранитоиды сумсунурского комплекса развиваются по породам офиолитового ряда, то приобретают вблизи контакта с ними гибридный характер (Геология..., 1989) и представлены горнблендитами, габбро и габбро-диоритами. Центральные части массивов сложены обычно лейкократовыми биотитовыми тоналитами (плагиигранитами), а вблизи контактов с карбонатными породами – кварцевыми диоритами и диоритами. Причем в интрузивах, размещенных только среди архейских гранито-гнейсов, высокоосновная контактовая оторочка отсутствует.

Раннекаледонский этап. Это главный этап формирования складчато-разрывных дислокаций осадочно-вулканогенных пород чехла Гарганского микроконтинента. По-видимому, с ним связано не только распределение по латерали рудных объектов разного ранга, но и формирование рудных тел и рудных столбов в пределах месторождений. На этом этапе ранее заострялось внимание при изучении структурных условий формирования золоторудных столбов Зун-Холбинского месторождения (Летунов и др., 1998; Семинский и др., 2000). Он разделяется на несколько стадий сжатия и растяжения (смены пластических деформаций хрупкими), обусловленных столкновением двух крупных тектонических блоков. Для центральной части Урик-Китойской металлогенической зоны Восточного Саяна он начался, как нам представляется, после консолидации основной массы гранитоидов сумсунурского комплекса и формирования квазижестких купольно-купольных структур.

В настоящее время существует несколько опубликованных структурных схем Урик-Китойской зоны – наиболее изученной центральной части Гарганского золоторудного района. Они отражают разные подходы к интерпретации коллизионных процессов.

Ряд исследователей предполагает широкое развитие в пределах Урик-Китойской зоны разнообразных купольных структур (Сизых и др., 2001). Купольные структуры выделяются: а) по положению элементов залегания пород чехла Гарганской глыбы, б) по данным дешифрирования аэро- и космоснимков, в) по реоморфическому замещению пород. Между крупными и мелкими куполами расположены межкупольные зоны, преимущественно вмещающие месторождения и рудопроявления золота (рис. 3.12). Сумсунурские гранитоиды отнесены к холбинскому комплексу.

Вызывает сомнения методика выделения купольных структур и межкупольных зон. Так, неясно, что понимается под реоморфическим замещением пород, а купола, выделенные по дешифрированию – наиболее молодые структуры, вероятно, не оказавшие влияния на локализацию рудных тел. Кроме того, вызывают недоверие многие синклинали межкупольные зоны, отрисованные по маркирующему горизонту базальной пачки иркутской свиты. Он сложен, согласно представлениям А. М. Мелентьева (Сизых и др., 2001), кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, известняками, углеродистыми сланцами. Такой базальный маркирующий горизонт трудно различим, его невозможно использовать при картировании.

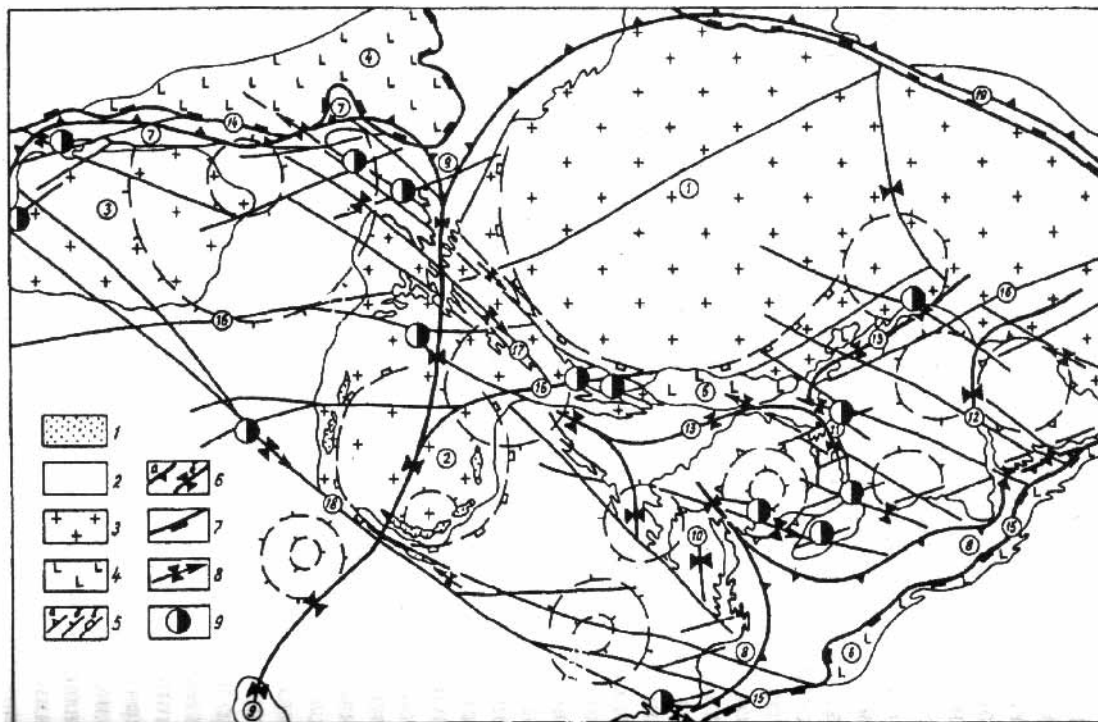


Рис. 3.12. Схема основных структурных элементов центральной части Гарганского рудного района. Составил А. М. Мелентьев (Сизых и др. 2001).

1 – комплекс осадочного чехла; 2 – архейский комплекс основания (фундамента); 3 – гранитоиды холбинского интрузивного комплекса; массивы (цифры в кружках): 1 – Амбартогольский, 2 – Сумсунурский, 3 – Урикский; 4 – породы офиолитовой ассоциации в пределах массивов (цифры в кружках): 4 – Холбын-Хаирханский, 5 – Улан-Сарьдагский, 6 – Ильчирский; 5 – внутриглыбовые купольные структуры разных порядков, выделенные: а – по положению элементов залегания, б – по данным дешифрирования, в – выраженные в структурах реоморфического замещения; 6 – ранние складчатые формы (цифры в кружках), отраженные в комплексе осадочного чехла: а – моноклинали (7 – Ходинская, 8 – Ильчирская); б – синклинали (9 – Гарганско-Западная, 10 – Хойто-Ульзыгинская, 11 – Гранитная, 12 – Лего-Самартинская, 13 – Улан-Сарьдагская); 7 – шовные зоны глубинных разломов (14 – Холбын-Хаирханская северная, 15 – Ильчирская южная, 16 – Диагональная); 8 – зоны рудовмещающих дислокаций (локальные межкупольные зоны смятия) и их ориентировка (17 – Холбинская, 18 – Урда-Ульзыгинская, 19 – Ольгинская, 20 – Гарганская); 9 – месторождения и основные рудопоявления золота

Структуры латерального выжимания. В последние годы установлено, что для коллизионных процессов огромное значение имеют структуры латерального выжимания геологических масс, которые формируются при сближении жестких плит-инденторов (Копп, 1997). В нашем понимании в пределах центральной части Урик-Китойской металлогенической зоны в качестве инденторов могли выступать блоково-

купольные структуры. Центральную часть одной из них – северо-восточного индентора – занимал Сумсунурский массив гранитоидов. Юго-западный индентор предполагается среди купольных структур основания Гарганской глыбы. В условиях нарастающего общего давления с юга, обусловленного коллизионными процессами в Палеоазиатском океане, при встречном движении инденторов произошло закрытие предполагаемого Самарта-Холбинского палеорифтового (?) бассейна осадконакопления. Оно сопровождалось деформациями горизонтального выжимания масс. Внемасштабная модель представлена на рис. 3.4, где условно показаны участки наших детальнейших работ. Основой для нее послужил структурный рисунок из работы (Копп, 1997), который изображен на рис. 3.13.

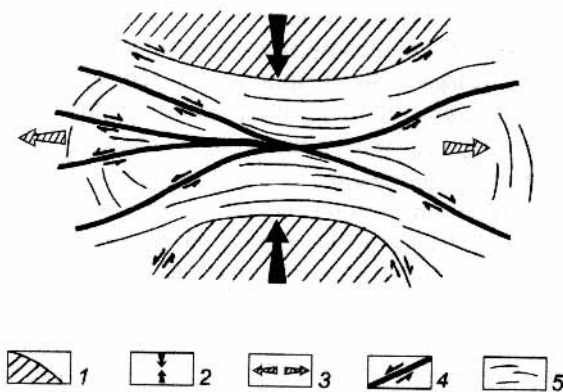


Рис. 3.13. Модель деформаций горизонтального (латерального) выжимания (Копп, 1997)

1 – плиты-инденторы; 2 – направление наибольшего горизонтального сжатия; 3 – направление горизонтального (латерального) выжимания масс; 4 – сдвиги; 5 – структуры сжатия (складки и надвиги).

ские дислокации тех же пород иркутской свиты, офиолитов и, кроме того, – гранитоидов ранних фаз Сумсунурского плутона (поздний рифей–ранний палеозой ?). На рис. 3.14 приведена схема размещения золотого оруденения в структурах латерального выжимания центральной части Гарганского золоторудного района, составленная на основе геологической основы 1:50 000 масштаба и материалов наших тематических работ.

В центральной части Самарта-Холбинской зоны возник фронт максимального сжатия, сложной складчатости и расплющивания осадочных пород (Летунов, Семицкий, Корольков и др., 1998). По ортогональным направлениям к фронту максимального сжатия и расплющивания вещества осадочных пород – по боковым границам инденторов – неизбежно возникали сдвиговые деформации. Левосторонние взбросо-сдвиги характерны для юго-западной границы Сумсунурского индентора (рис. 3.4; 3.14). У северо-восточной границы этого же блока распространены правые взбросо-сдвиги. К северо-западу и к юго-востоку от центральной, наиболее сжатой и дислоцированной части Самарта-Холбинской межблоковой зоны произошло горизонтальное выжимание сложно складчатых терригенно-вулканогенно-карбонатных пород иркутской свиты и ильчирской толщи с формированием соскладчатых надвиговых и сдвиговых деформаций.

С главной стадией проявления хрупко-пластических деформаций при движении инденторов на данном этапе тесно связано формирование трех основных типов разрезом тектоникситов ильчирской толщи в пределах Урик-Китойской металлогенической зоны. *Амбартогольский* тип разрезом формировался по терригенно-карбонатным породам иркутской свиты (поздний рифей), офиолитам (поздний рифей), метаморфическим породам гарганского комплекса (ранний архей). *Самартинский* тип – только по породам иркутской свиты и офиолитам. *Зун-Холбинский* тип разрезом ильчирской толщи связан с наиболее поздними движениями инденторов и новым проявлением хрупко-пластических деформаций, он развивался при вовлечении в тектониче-

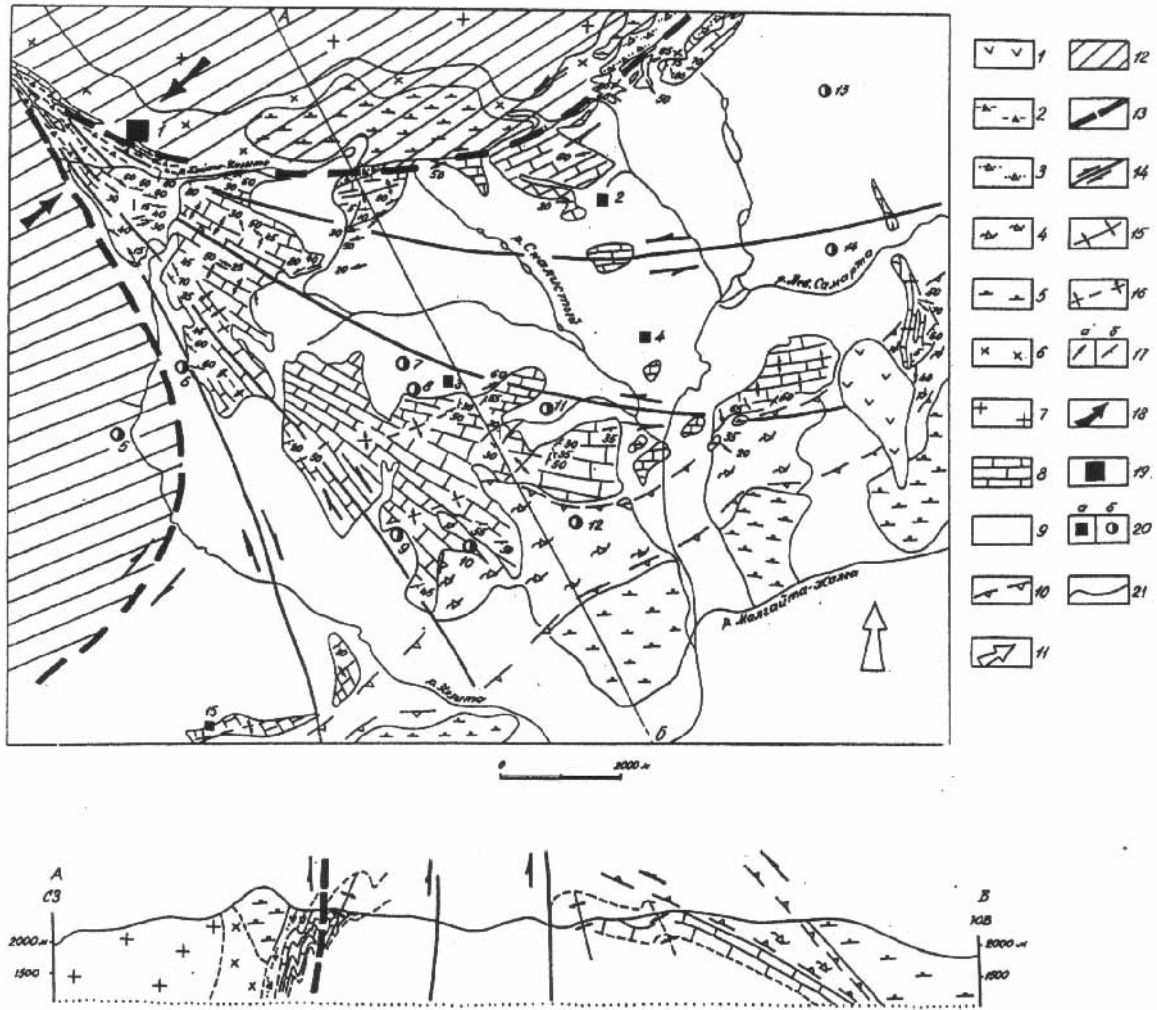


Рис. 3.14. Схема размещения золотого оруденения в структурах латерального выжимания центральной части Гарганского золоторудного района. Составлена по материалам тематических и геолого-съёмочных работ (Корольков и др., 2002).

1 – покровы базальтов (N_1); 2–4 – тектономикститы ильчирской толщи палеозойского (?) возраста, сформировавшиеся: 2 – по терригенно-карбонатным породам иркутской свиты (R_3) и гранитоидам сумсунурского магматического комплекса (R_3) – *зун-холбинский разрез*, 3 – по терригенно-карбонатным породам иркутской свиты (R_3), офиолитам ($R-V?$) и метаморфическим породам гарганского комплекса (AR_1) – *амбартогольский разрез*, 4 – по терригенно-карбонатным породам иркутской свиты (R_3) и офиолитам ($R-V?$) – *самартинский разрез*; 5 – офиолитовый комплекс ($R-V?$); 6 – гранодиориты второй фазы сумсунурского магматического комплекса (R_3); 7 – плагиограниты и тоналиты второй фазы сумсунурского магматического комплекса (R_3); 8 – терригенно-карбонатные породы иркутской свиты (R_3); 9 – метаморфические породы гарганского комплекса (AR_1); 10 – тектонические границы распространения ильчирской толщи ($R-V?$); 11 – генеральное направление сжатия при закрытии Палеоазиатского океана; 12 – предполагаемые блоково-купольные структуры – инденторы; 13 – предполагаемые контактовые зоны блоков – инденторов; 14 – направления предполагаемых максимальных сдвиговых деформаций; 15 – закартированные оси антиклинальных складок; 16 – предполагаемые оси антиклинальных складок; 17 – ориентировка элементов залегания: а) шарниров складок, б) слоистости и полосчатости пород; 18 – направление наибольшего горизонтального сжатия, приводившего к деформациям латерального выжимания масс; 19 – Зун-Холбинское месторождение золота; 20 – другие месторождения (а) и рудопроявления (б) золота: 2 – Гранитное, 3 – Пионерское, 4 – Самартинское, 5 – Сумсу-Гольское, 6 – Структурное, 7 – Западное; 8 – Южное, 9 – Белое, 10 – Зеленое, 11 – Золотое, 12 – Крутое, 13 – Правоозерное, 14 – Озерное, 15 – Динамитное; 21 – геологические границы

Установлено, что для главного, по-видимому, первого этапа складчатости кинематика перемещений по взбросо-сдвигам в зоне влияния Сумсунурского индентора, как и у его боковых границ, носила левосторонний характер. В зоне влияния противостоящего ему предполагаемого Гарганского индентора развивались, вероятно, правосторонние взбросо-сдвиги. Вблизи центральной части Самарта-Холбинского фронта максимального сближения инденторов откартирована сложная складчатость выдавливания и расплющивания с ориентировкой шарниров, согласной с границами инденторов (с осью максимального сжатия). Наиболее ярко зона фронтального сжатия инденторов проявилась в этап формирования структуры Зун-Холбинского золоторудного месторождения (рис. 3.4; 3.15), что будет рассмотрено ниже. На удалении от фронта максимального сжатия возникали деформации латерального выжимания масс с ориентировкой шарниров осей антиклинальных складок и чешуй надвигов под углами от 60° до 90° к направлениям предполагаемых согласно теоретической модели простираний максимальных сдвиговых (либо взбросо-сдвиговых) соскладчатых деформаций.

Предлагаемая модель хорошо согласуется с наличием закартированных нами складчатых структур на участке Новом (рис. 3.4; 3.16), объясняет северо-восточное простирание оси асимметричной складки на участке Пионерка (рис. 3.4; 3.17) и сложные пакеты субширотных по простиранию чешуйчатых надвигов на участке Нагорной канавы (рис. 3.4; 3.18).

Для Гарганского района в палеозое характерна активизация блоковых движений, внедрение дайковых тел и малых интрузий. Однако оценка возраста дайковых тел холбинского комплекса по Rb-Sr системе 474 ± 6 млн лет (Рассказов и др., 2001). Это совпадает с возрастом последних фаз Сумсунурского массива и соответствует проявленному в регионе коллизионному магматизму, но радиометрические данные по дайкам авторы считают предварительными. В то же время ряд исследователей, как указывалось выше, включают дайки выделявшегося ранее холбинского комплекса в состав сумсунурского комплекса, формирование которого связывается с существованием активной континентальной окраины (Кузьмичев, 2002; Цыганков и др., 2003). С. В. Рассказов и др. (2001) установили и мезозойский возраст единичной дайки трахитов, локализованной на границе Окинской и Гарганской структурно-формационных зон. Возраст ее по Rb-Sr изохроне 154 млн лет, что позволяет отмечать отдельный «внутриплитный» мезозойский эпизод, коррелируемый с дифференцированной трахибазальт-трахит-командитовой серией поздней юры – начала мела Западного Забайкалья с общим возрастным диапазоном 159–137 млн лет (Рассказов и др., 1993 и др.).

Анализ геофизических, геоморфологических, дистанционных аэрокосмических, металлогенических и тектонических материалов позволил Ж. В. Семинскому (2003) выделить в регионе Окинский мегасвод, который «...мог формироваться в палеозое на коллизионном и постколлизионном этапах в связи с развитием суперплюма, распространенного на значительной площади Прибайкалья и Северной Монголии». В периферической юго-восточной части мегасвода расположен Гарганский район.

Характерным для этой части Окинского мегасвода является локальное поднятие кровли мафитового слоя к поверхности до 2 км, что выражается в наибольшей тектонической активизации периферической части Окинского мегасвода и в повышенной коренной и россыпной золотоносности. Не исключено и мезозойское проявление внутриплитной активности, обусловленной суперплюмом. Эта проблема требует дальнейшего исследования, особенно в свете изучения обусловленной суперплюмом золотоносности.

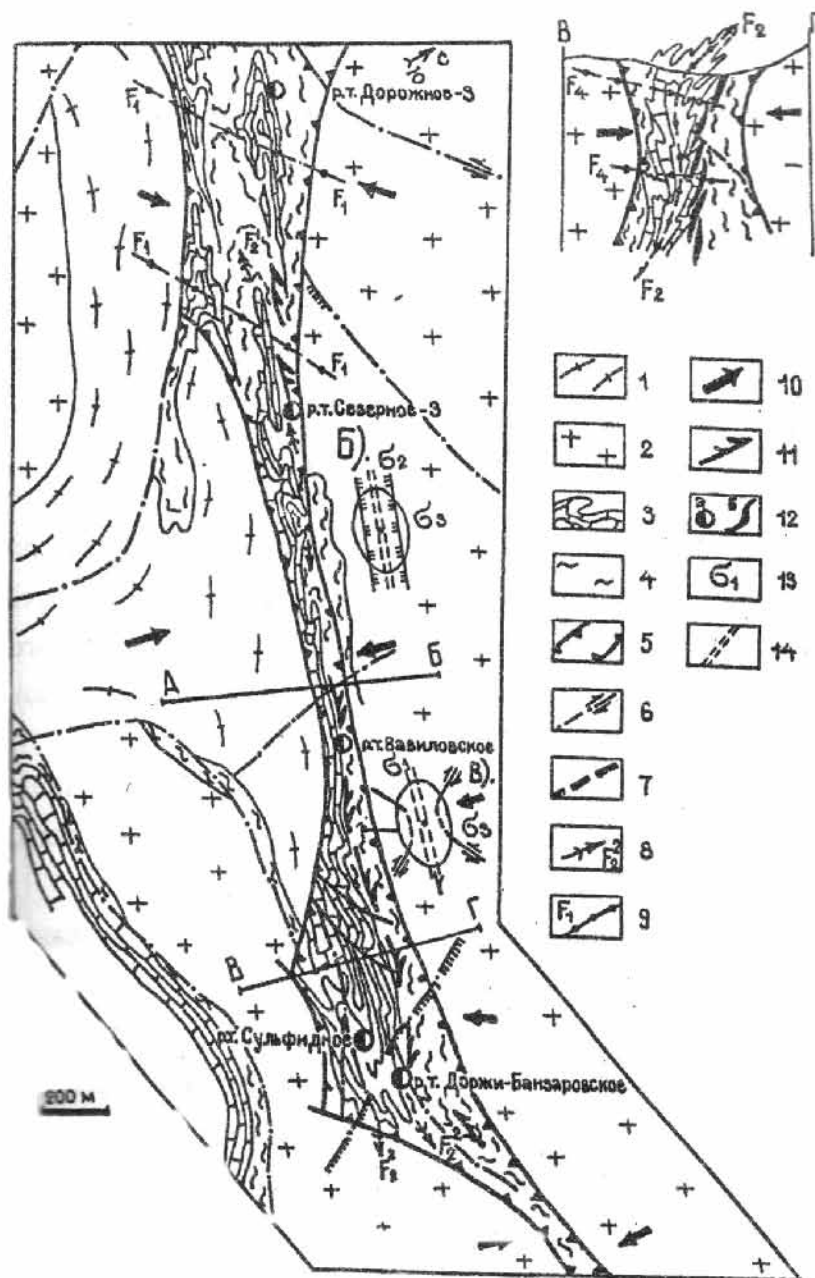


Рис. 3.15. Схема строения Зун-Холбинского месторождения (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998).

1 – гранитогнейсы Гарганской глыбы архея; 2 – гранитоиды Амбартогольского (Сумсунурского) массива раннего палеозоя; 3 – сланцево-карбонатные отложения верхнего рифея; 4 – осадочно-вулканогенные образования верхнего рифея; 5 – контуры Самарта-Холбинской зоны (взбросовые нарушения первого порядка); 6–7 – разрывные нарушения второго порядка; 8 – сдвиги, 7 – надвиги; 8–9 – складчатые структуры; 8 – направления погружения шарниров складок (номер указывает их генерацию), 9 – положение осевых линий складок; 10 – направление вектора регионального сжатия; 11 – направление течения пластического материала; 12 – положение рудных тел (а – в плане, б – на разрезе); 13 – оси главных нормальных напряжений (σ_1 – максимальных, σ_2 – средних, σ_3 – минимальных); 14 – кливаж осевой плоскости.

Эллипсоиды деформаций: Б) для верхних горизонтов, В) для нижних горизонтов.

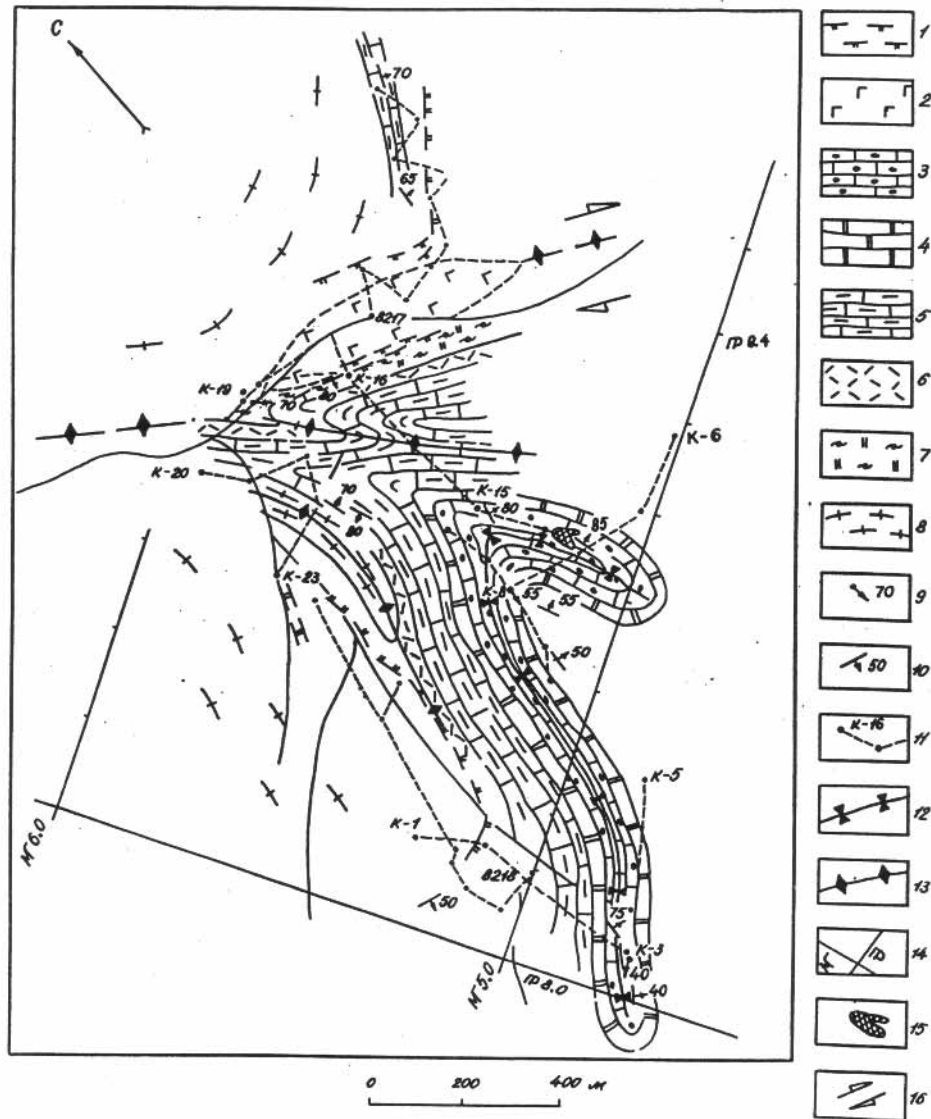


Рис. 3.16. Складчатые структуры в карбонатных породах участка Новый.
Составил А. Т. Корольков.

1 – серпентиниты и серпентинизированные брекчированные ультрабазиты; 2 – габбро и габбро-диориты; 3 – черные и темно-серые углистые известняки (иркутская свита); 4 – темно-серые и серые известковистые доломиты и доломиты (иркутская свита); 5 – слюдяные псаммитовые известняки – «рыжики» (иркутская свита); 6 – полосчатые слюдяно-кварцевые метасоматиты по метаморфическим породам Гарганской глыбы (возможно, нерасчлененные метаэффузивы кислого-среднего состава); 7 – черные и темно-серые серицит-хлорит-углеродисто-кремнистые сланцы (ильчирская толща?); 8 – плагиограниты Гарганской глыбы (возможно, метасоматиты по метавулканитам среднего состава); 9 – элементы залегания шарниров складок; 10 – элементы залегания полосчатости (слоистости); 11 – линии маршрутов и точки наблюдения; 12 – оси синклинальных складок; 13 – оси антиклинальных складок; 14 – фрагменты пикетного плана (МГ – магистрали, ПР – профиля); 15 – кварц-пиритовое тело с содержанием сульфидов до 5 %; 16 – предполагаемое направление премещения по субширотной сдвиговой зоне

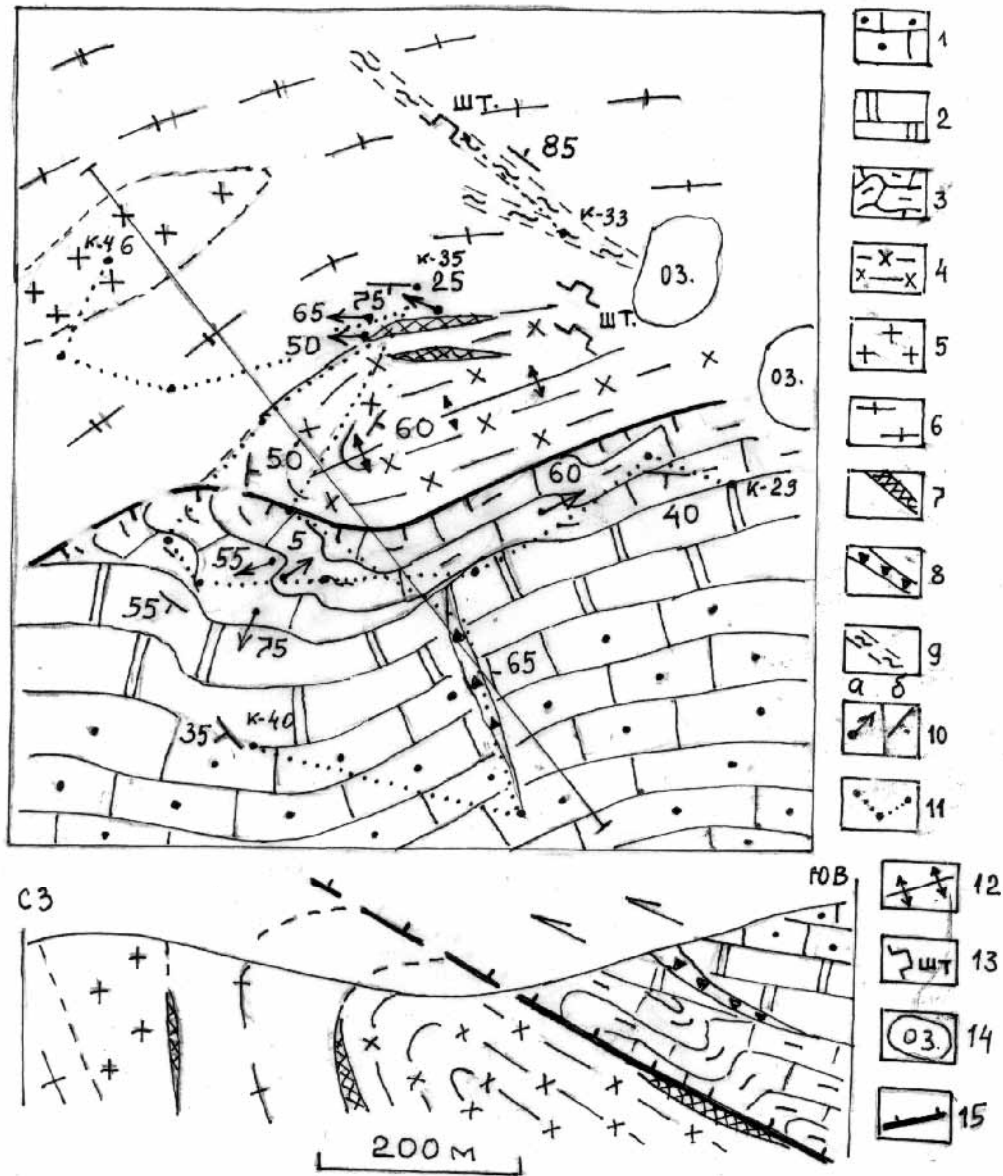


Рис. 3.17. Геологическая схема участка поверхности месторождения Пионерка (по маршрутам). Составил А. Т. Корольков.

1 – черные и темно-серые углистые известняки (иркутская свита); 2 – темно-серые и серые известковистые доломиты (иркутская свита); 3 – слюдястые псаммитовые известняки – «рыжики» (иркутская свита); 4 – полосчатые слюдясто-кварцевые метасоматиты (возможно, кислые метаэффузивы); 5 – граниты двуполевошпатовые массивные, среднезернистые (контур выделен условно по элювиально-делювиальным обломкам); 6 – полосчатые и гнейсовидные плагиогранитоподобные метасоматиты (возможно, метавулканы среднего-основного состава), характерные для фундамента Гарганской глыбы (полосчатость показана условно, породы представлены преимущественно делювием); 7 – золото-кварцевые рудные тела с пиритом до 5 % и более (на плане положение достоверно, на разрезе – предполагаемое); 8 – зонки брекчирования среди доломитистых известняков и доломитов; 9 – зоны интенсивного расланцевания и метасоматической проработки; 10 – элементы залегания: а) шарниров мелких складок, б) полосчатости или слоистости; 11 – линии маршрутов; 12 – предполагаемая ось антиклинальной складки; 13 – штольни; 14 – небольшие озера; 15 – предполагаемая зона надвига

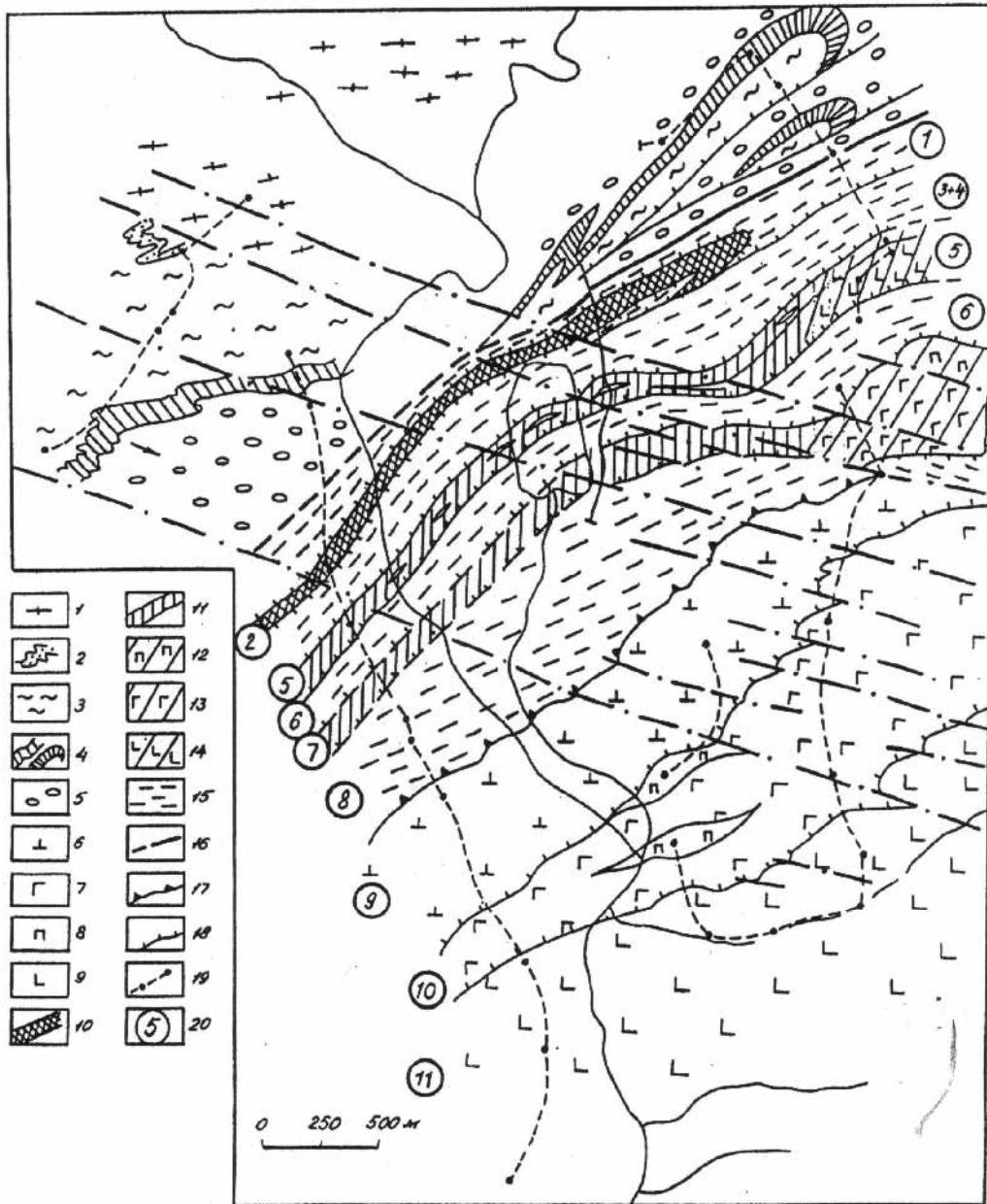


Рис. 3.18. Геологическая схема района Нагорной канавы на участке Самарга. Составил А. В. Филимонов при участии Н. А. Дорониной, А. А. Куликова, А. Т. Королькова и др.

1 – гарганский метаморфический комплекс; 2–5 – иркутская свита: 2 – «базальная» пачка, 3 – «пестрая» пачка, 4 – горизонт темных известняков, 5 – «органогенная» пачка; 6–9 офиолитовый комплекс: 6 – реститовый подкомплекс гипербазитов, 7 – подкомплекс пироксенит-габбровый (кумулятивный и изотропных габбро), 8 – отдельные тела пироксенитов, 9 – подкомплекс metabазальтов и метадолеритов (дайковый и базальтовый); 10–15 – ильчирская толща, тектонические пластины сложены: 10 – нерасчлененными хлоритовыми сланцами, 11 – метаортопорадами офиолитового комплекса, 12 – теми же породами с включениями метапироксенитов и метагаббро, 13 – теми же породами с метагаббро, 14 – metabазальтами и метадолеритами, 15 – тектонические пластины, сложенные паракристаллическими породами терригенно-карбонатной толщи; 16–19 – границы: 16 – иркутской свиты и ильчирской толщи, 17 – офиолитового комплекса и ильчирской толщи, 18 – тектонических пластин (мега-складок-чешуй); 19 – линии маршрутов; 20 – номера тектонических пластин.

Штрих-пунктиром северо-западной ориентировки показаны более поздние сдвиговые зоны. Контуры в центральной части – верхнее хвостохранилище Самартинской ЗИФ, сплошная линия по восточному краю хвостохранилища – Нагорная канава

По-видимому, можно высказать предположение, что Гарганская глыба – составной террейн байкальского возраста. Возможно, он образовался из двух кратонных террейнов, позже осложненных блоково-купольными структурами (инденторами). Шовной зоной при их амальгамации могла служить северо-западная Самарта-Холбинская зона, вероятно, палеорифтового заложения, вмещающая Зун-Холбу. В позднем рифее на ее месте существовало, очевидно, окраинное море (задуговой бассейн) с проявлениями вулканических пород (?) и рудоносных курильщиков в наиболее глубоководной части (Миронов, Жмодик, 1999). Прекрывающим комплексом, указывающим на возраст составного Гарганского террейна, являются отложения иркутской свиты позднерифейского возраста.

Возникший в результате амальгамации составной террейн испытал обдукцию второго типа (Хаин, Ломизе, 1995) в конце позднего рифея (Корольков и др., 2002; Кузьмичев, 2002; 2004). После амальгамации сформировалась Гарганская глыба – остров с континентальным типом коры. Для пояснения нашей модели геодинамического развития Гарганского золоторудного района рассмотрим современную западную окраину Тихого океана, где происходит коллизия континентальных окраин и островных дуг (рис. 3.19). На Камчатке такая коллизия произошла в раннем эоцене. Принципиально важной в этом примере является блокировка континентальной субдукции на ранних стадиях поддвига континентальной коры, которая сопровождалась инверсией субдукции с последующим поддвигом океанической плиты с обратной стороны дуги. Хотя при коллизии дуги Лусон и Банда не наблюдается надвигания покровов офиолитов и эксгумации в процессе коллизии пород высоких давлений – низких температур, но пространственная конфигурация активных и неактивных зон субдукции указывает на возможность их проявления. Это подтверждается раннеэоценовой коллизией на Камчатке.

В результате подобной инверсии зон субдукции у Гарганской глыбы на нее произошло надвигание покровов офиолитов в виде трех чешуй. Покровообразование сопровождалось интенсивной деформацией подстилающих пород, особенно ильчирской толщи, которая залегает стратиграфически выше иркутской свиты. Обдукция, кроме того, спровоцировала утолщение коры и формирование активной континентальной окраины по северо-западному краю Гарганской глыбы (в современных координатах), что привело к появлению пород тоналитового ряда среди гранитоидов сумсунурского комплекса (рис. 3.2). Гранитообразование сопровождалось интенсивной флюидизацией перекрывающего комплекса и гранито-купольным тектогенезом. На рис. 3.20 приведена последовательность геодинамических событий в позднем рифее – венде, отражающая сопоставление с западной окраиной Тихого океана.

При последующих коллизионных процессах гранитокупольные структуры взаимодействовали друг с другом как жесткие глыбы-инденторы (рис. 3.4; 3.14). В результате этого произошла интенсивная дислокация не только пород перекрывающего комплекса составного террейна (чехла Гарганской глыбы), но и метаморфического комплекса фундамента. Зона фронтального сжатия – шовная зона составного террейна – вмещает сложноскладчатую, расплюснутую структуру Зун-Холбинского месторождения. В геодинамических убежищах сформировался участок месторождения Пионерка, Новый, Самарта и другие (рис. 3.14–3.18).

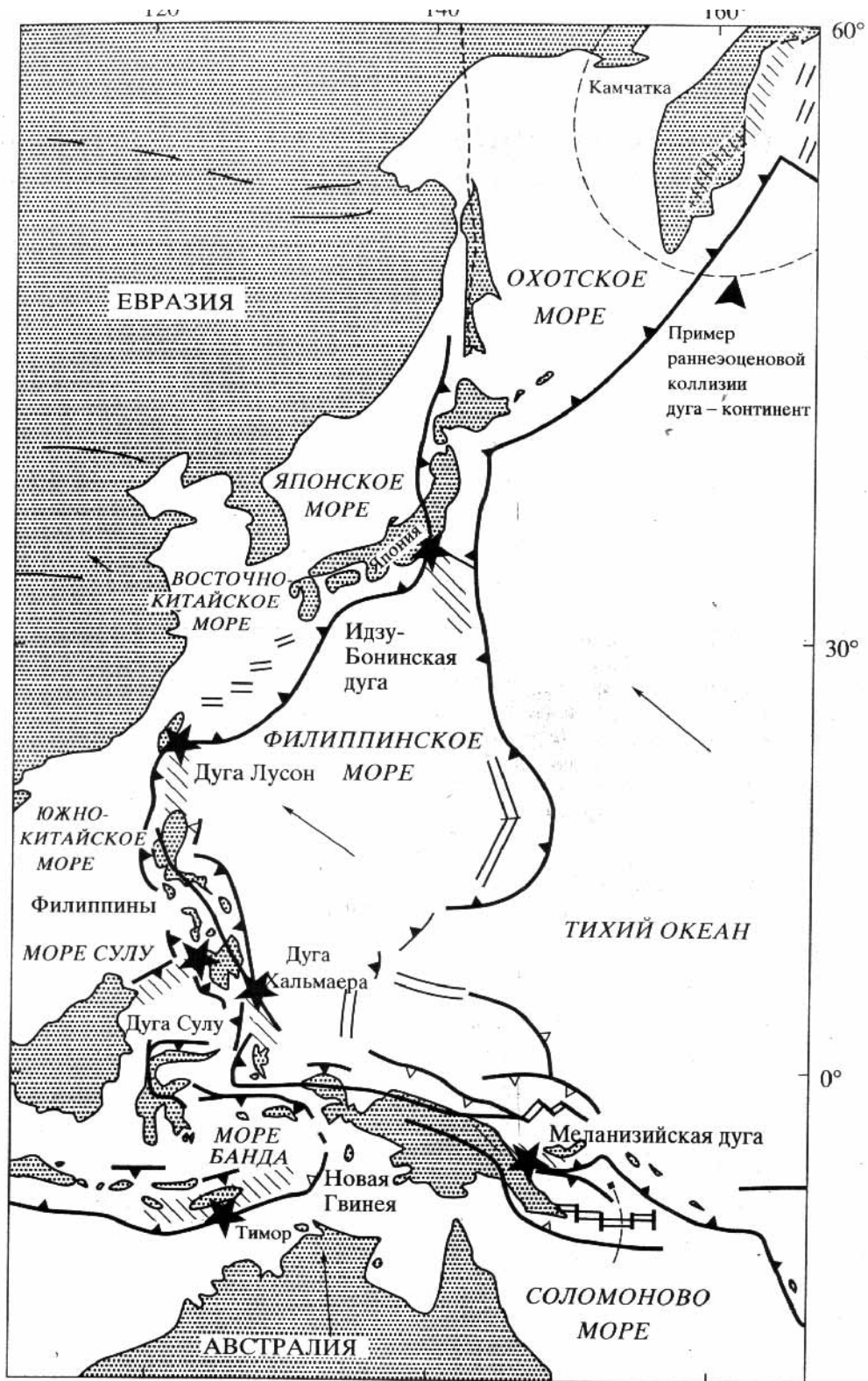


Рис. 3.19. Схема распространения зон коллизии дуга-континент в структуре западных окраин Тихого океана (Константиновская, 1999).

Наклонной штриховкой показаны островные дуги. Линиями с треугольниками показаны зоны субдукции, где линия с черными треугольниками соответствует активным зонам подвига, а незаполненные – зонам предположительно неактивным. Двойными линиями показаны зоны океанического спрединга. Звездочками – места коллизии островных дуг с континентальными окраинами. Стрелки указывают направление и относительную скорость перемещения основных литосферных плит, где 1 мм длины стрелки соответствует скорости 1 см / год.

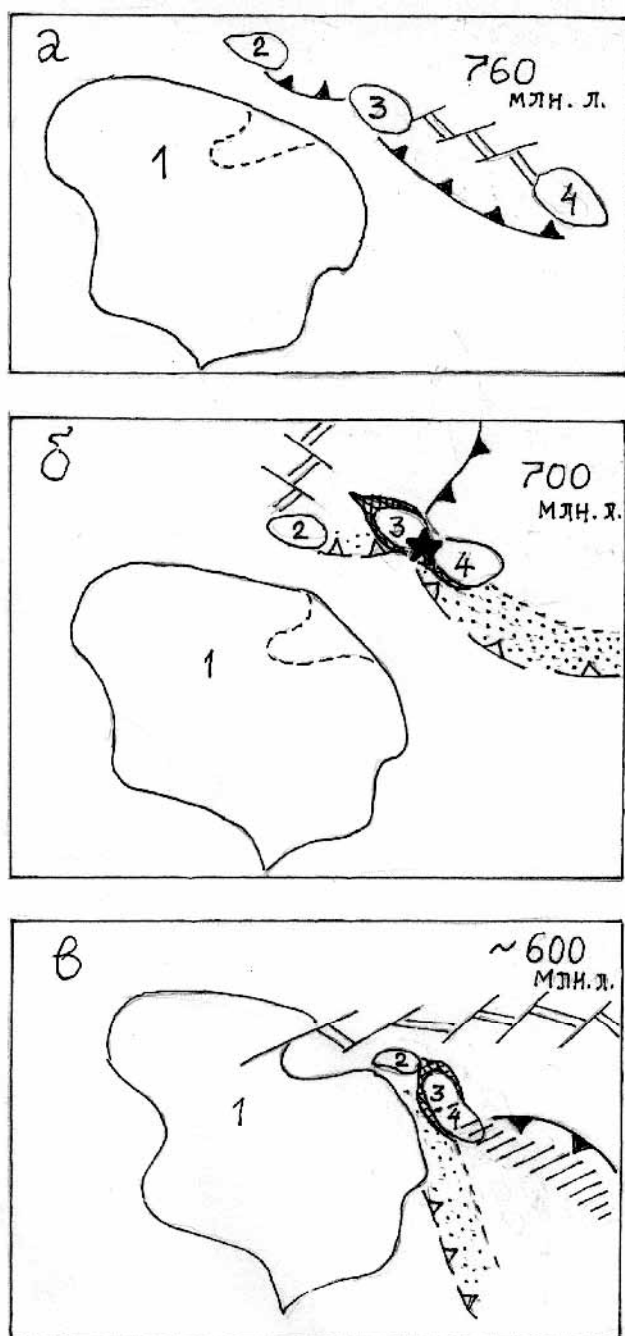


Рис. 3.20. Позднебайкальский этап эволюции зон субдукции (западно-тихоокеанского типа) у Сибирского кратона. Схема составлена А. Т. Корольковым.

1 – Сибирский кратон на всех обозначенных буквами схемах:

а) система средне-позднерифейских островов возле древнего кратона: 2 – Хамардабанский, 3 – Северо-Гарганский, 4 – Южно-Гарганский; двойная линия – предполагаемая зона междугубового растяжения; активная зона субдукции – линия с заполненными треугольниками, которая наклонена под островную дугу;

б) коллизия Северо- и Южно-Гарганского острова (амальгамация кратонных террейнов) и обдукция междугубовых офиолитов, которая привела к формированию Гарганской глыбы; инверсия зон субдукции: активная зона субдукции изменила пространственную ориентировку; неактивная зона субдукции – линия с незаполненными треугольниками; точками показана предполагаемая аккреционная призма (окинская серия);

в) коллизия Хамардабанского острова и Гарганской глыбы; двойные линии – спрединг, вероятно, в Джидинском палеоокеане; косая штриховка – новая островная дуга в тылу активной зоны субдукции (вероятно, Сархойская)

3.2.4. Металлогенические особенности

Рядом исследователей в Восточном Саяне выделяются Окинская, Гарганская и Ильчирская структурно-металлогенические зоны. Им соответствуют одноименные структурно-формационные зоны (Золото Бурятии, 2000). Первая содержит золото-урановое оруденение (пятиэлементную формацию), вторая – золотое с полиметаллами (свинец, цинк), третья – сульфидно-золото-серебряное. При этом Окинская структурно-формационная зона плохо изучена и считается условно синформой, Гарганская трактуется как палеомикроконтинент, Ильчирская – как синклиорий. Какие типы границ литосферных плит и какого возраста развиты в пределах каждой из выделенных струк-

турно-металлогенических зон (Окинской, Гарганской, Ильчирской), как они сочетаются друг с другом – остается загадкой, приводит к непоследовательности и нервозности в проведении поисковых работ. Дело осложняется тем, что при более детальном изучении структур отдельных участков становится очевидным их сложное складчато-разрывное строение, требующее взаимной увязки.

В результате металлогенического анализа, проведенного в 2004–2006 годах (Семинский, Летунов, Семейкин, Корольков, 2006ф), предлагается все эти районы и зоны объединить в составе Окино-Китойского металлогенического (рудного) пояса. Он имеет дугообразную форму и соответствует наиболее мобильной и сложно построенной периферической зоне Окинского мегасвода, формировавшегося в ордовике–девоне (а возможно, и в более позднее время) на коллизионном и постколлизионном этапах в связи плюмтектоническими процессами. В его составе выделяются площадные и линейные металлогенические единицы второго порядка. К ним относятся Гарганский, Шутхулайский, Бутугольский золоторудные районы и Яматинско-Окинская, Пограничная золоторудные зоны. Каждое из этих подразделений имеет тектоническую основу и свою геодинамическую природу. Так, Гарганский золоторудный район (как и два других) формировался внутри и ближнем окружении палеомикроконтинента (супертеррейна). Золоторудные системы в его пределах имели длительную историю развития. Наиболее крупные из них являются полигенными и полихронными.

В течение ряда лет автор (Летунов и др., 1998; Семинский и др., 2000; Корольков и др., 2002; Корольков, 2003) изучал фрагменты структур месторождений и рудопроявлений центральной части Гарганского золоторудного района, сформировавшиеся как в пределах кристаллического основания, так и в пределах терригенно-вулканогенно-карбонатного чехла Гарганской глыбы (палеомикроконтинента), перекрытого офиолитовыми покровами. Сложное складчато-разрывное строение большинства участков так называемого чехла Гарганского палеомикроконтинента позволяет рассматривать его в качестве, скорее всего, параавтохтона, в пределах которого широко развиты структуры латерального выжимания (Корольков и др., 2002).

Гарганский золоторудный район включает Урик-Китойскую рудную зону, которая содержит наиболее крупное золоторудное месторождение Восточного Саяна – Зун-Холбинское и ряд более мелких (Пионерское, Самартинское, Гранитное и др.). Все рудные объекты по условиям локализации, морфоструктурным особенностям и вещественному составу четко разделяются на два типа (Золото Бурятии, 2000): 1) малосульфидный золото-кварцевый типично жильный (Пионерский тип); 2) золото-сульфидно-кварцевый, представленный минерализованными зонами (Зун-Холбинский тип). Наиболее богатое золотое оруденение приурочено (рис. 3.4) к зонам фронтального сжатия блоков-инденторов (золото-сульфидно-кварцевый Зун-Холбинский тип, представленный минерализованными зонами). Менее богатое развито в участках меньшего сжатия, куда геологические массы выжимаются, – в зонах геодинамических убежищ (золото-кварцевый жильный Пионерский тип), где локализация оруденения осуществлялась в складчато-надвиговых структурах и в разнотипных формирующихся при сдвигах дуплексах.

Зун-холбинский и пионерский промышленные типы золотого оруденения имеют много общих черт развития. На Зун-Холбе совмещенными оказались оба типа. Причем малосульфидный золото-кварцевый типично жильный тип был развит и обнаружен с поверхности, золото-сульфидно-кварцевые минерализованные зоны преимущественно имеют слепой характер и развиты на глубоких горизонтах Зун-Холбинского месторождения.

Зун-Холбинский тип. Золото-сульфидно-кварцевый тип – это так называемые «минерализованные зоны». Они приурочены к карбонатно-сланцевым породам чехла. В нашем районе промышленное значение этот тип имеет только в пределах глубоких горизонтов.

Зун-Холбинское месторождение. Исследованием месторождения занималась большая группа геологов, однако его структура интерпретируется неоднозначно. Автор проводил изучение этого рудного объекта преимущественно на подземных горизонтах, основные результаты этих работ изложены в статье (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998). Для обобщенной характеристики месторождения использовались другие источники (Золото Бурятии, 2000; Семинский, 2000 и др.).

Месторождение размещается в крупной Самарта-Холбинской зоне разломов северо-западного простирания (рис. 3.15), вмещающей Зун- и Барун-Холбинское месторождения и сформировавшейся между двумя крупными блоками. Это зона фронтального сжатия двух квазижестких блоков-инденторов (рис. 3.4). Вмещающие породы – известняки, черные углеродистые и зеленые хлоритовые сланцы, принадлежащие к вулканогенно-сланцевой (?) сланцево-карбонатной иркутской свите и сланцево-микститовой ильчирской толще позднего рифея и венда. Все эти породы сохранились, очевидно, внутри интенсивно деформированной грабен-синклинали, зажатой между блоками. Зона прослеживается более, чем на 11 км, расчленяется на серию тектонических швов мощностью 10–50 м, представленных гидротермально измененными милонитами. В процессе рудоотложения интенсивно проявилось окварцевание, беризитизация, лиственитизация, пропилитизация пород.

Кроме интенсивных дизъюнктивных дислокаций, в Самарта-Холбинской зоне широко проявились процессы пластического течения и расплющивания сланцево-карбонатных пород. При интенсивном латеральном сжатии произошло «перетекание» высокопластичных пород из одних участков в другие, образовалась система пережимов и раздувов, оказавшая решающее влияние на локализацию рудных тел. Широко развиты складки течения и нагнетания, диапиры и блок-будины. Пластические деформации чередовались с хрупкими. Установлено три этапа деформаций, обусловленных усилением или ослаблением горизонтального сжатия. Пластические деформации привели к формированию соскладчатых рудных тел, хрупкие – к сложным по морфологии трещинам отрыва, вмещающим оруденение.

Зун-Холбинское месторождение содержит систему крутопадающих кулисообразно расположенных рудных тел, среди которых выделяются:

- 1) кварц-сульфидные жилы,
- 2) зоны прожилково-вкрапленной кварц-полисульфидной минерализации в виде линз и седловидных тел,
- 3) складчато-пластообразные залежи колчеданных руд.

Наиболее известны рудные тела Северное, Вавиловское, Доржи-Банзаровское, Дорожное и другие. Протяженность рудных тел – 100–700 м, мощность – 0,5–10 м.

Четко проявлена вертикальная зональность: в близповерхностной части месторождения преобладают кварц-сульфидные жилы, которые с глубиной переходят в минерализованные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением. Расположение рудных столбов зависит от структурных элементов более высоких порядков. Они приурочены к участкам замыканий мелких складок, к флексурообразным и S-образным изгибам пластов, обусловленным сдвиговыми перемещениями по отдельным разломам. Преобладает субвертикальное или наклонное погружение обогащенных золотом участков, которое зависит от структуры вмещающих пород. Мощность рудных столбов – 5–150 м, протяженность по падению или простиранию – первые сотни метров.

Руды в целом относятся к золото-сульфидной формации. Жильная минерализация вблизи поверхности представлена кварцем и карбонатами. Среди рудных минералов преобладают пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин. Золото ассоциирует с галенитом и карбонатами. С глубиной количество свинца, цинка, серебра и мышьяка уменьшается, но появляются молибден, вольфрам, медь и висмут. То есть смена руд-

ных тел с увеличением глубины сопровождается определенной геохимической зональностью.

Рудные тела «...представляют собой в различной степени сульфидизированные кварциты, измененные (березитизированные) алевролиты, песчаники, основные и кислые эффузивы и черные углисто-кремнистые сланцы, среди которых установлены сульфидные (в основном, пиритовые) вулканогенно-осадочные породы» (Золото Бурятии, 2000). Наблюдается четкая зависимость увеличения концентрации золота от интенсивности тектонических, метаморфических и метасоматических преобразований первично рудоносных вулканогенно-осадочных пород. Слабо измененные сульфидизированные вулканогенно-осадочные породы содержат золота 0,1–1,0 г/т, метаморфизованные – от 1 до 10 г/т (среднее 4–5 г/т), тектонически преобразованные в условиях вязкого разлома и метасоматически измененные – до десятков и сотен грамм на тонну (среднее 10–13 г/т). В «минерализованных зонах» совместно с кварц-сульфидными рудами до 56–67 % содержится золотоносных пород: черных углеродисто-кварцевых сланцев, известняков, лиственитов и др. Похоже, что и сами кварц-сульфидные руды – «обрывки» первичных слоев и линз. Наиболее золотоносны кварц-сульфидные образования, сульфидизированные черные углисто-кремнистые и серицит-кварцевые сланцы. Среднее содержание золота в кварц-сульфидных рудах составляет 26–27 г/т, при этом на разных горизонтах и участках месторождения находящиеся в одинаковой литологической обстановке кварц-сульфидные руды имеют одинаковый состав и мало изменяющиеся содержания золота. В черных сланцах среднее содержание составляет 5,7 г/т, при этом золото приурочено к тонким прослоям сульфидов. Золотоносные и практически незолотоносные породы (несульфидизированные сланцы, известняки, эффузивы различного состава, талькиты и др.) смяты в сложные разнопорядковые складки, разорваны, будинированы, образуют мозаику рудных и нерудных участков. «Минерализованные зоны» приурочены к разломам северо-западного и (реже) субмеридионального простирания с широко развитыми в них тектоническим рассланцеванием, складчатостью и березитизацией пород. Наблюдается отчетливая зависимость морфологии рудных тел от складчатых форм. По сути дела, выделение Сульфидного, Доржи-Банзаровского, Северного-1 и других рудных тел на глубоких горизонтах Зун-Холбы обусловлено сложной складчатостью рудоносной пачки пород, а раздувы их мощности связаны с наличием складок более высоких порядков. По нашим данным (Летунов и др., 1998), в подземных выработках наблюдается определенная зависимость ориентировки рудных столбов от пространственного залегания шарниров развитой в сульфидизированных «минерализованных зонах» складчатости.

Предпринятое на дневной поверхности изучение «минерализованных зон» пока не дало обнадеживающих результатов. Изученное в пределах центральной части Урик-Китойской зоны предполагавшееся оруденение Зун-Холбинского типа (участок Амбартогольский и участок Нагорной канавы) слабо золотоносно. На участке Амбартогольском «минерализованные зоны» приурочены к бластомилонитам слюдисто-полевошпат-кварцевого состава (в полевых условиях определялись как сланцы углеродисто-глинисто-кремнистые) с преимущественно пирротиновой минерализацией. Формировались в условиях, по-видимому, левых взбросо-сдвигов при движении к юго-востоку Сумсунурского индентора (рис. 3.4). Эти взбросо-сдвиговые деформации не достигали той степени переработки исходного материала, которая наблюдается во фронте максимального сжатия инденторов (на Зун-Холбинском месторождении). Однако такой вывод пока является предварительным. На участке Нагорной канавы (рис. 3.4; 3.18) слабо золотоносными являются сульфидизированные пачки развитых в отдельных участках углеродистых пород (углеродистых силицитов и метаалевролитов),

зоны контактов метабазитов (зеленых ортосланцев и бластомилонитов) с метаосадочными углеродистыми породами, границы тектонических пластин. Общая низкая золотоносность пород Нагорной канавы, очевидно, связана: а) с удаленностью от главного узла перераспределения рудного вещества – зоны максимального сближения инденторов; б) со слабым проявлением первично обогащенных золотом пород; в) с невысокой интенсивностью проявления деформации, обусловленной малоамплитудными многочешуйчатым взбросами; г) с отсутствием даек и более поздних малых интрузий.

Пионерский тип. Представлен жильными образованиями: кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилкования, локализующимися в породах различного состава. Размещены они в зонах рассланцевания, милонитизации и интенсивного катаклаза (рис. 3.17).

Золотоносные малосульфидные кварцевые жилы залегают в основном среди гнейсо-гранитов комплекса основания Гарганской глыбы (Пионерское, Самаргинское, Гранитное месторождения), реже они обнаруживаются в интрузивных гранитоидах, еще реже – в карбонатных породах чехла, перекрывающего комплекс основания.

Пионерское месторождение. Жильные зоны этого месторождения отработаны, но структура и причины локализации рудных тел окончательно не выяснены.

Отмечается магматический контроль: жильные зоны пространственно связаны с дайками порфиритов, кварцевых порфиров, по-видимому, образующих единые рудно-магматические системы, которые закартированы преимущественно в штольнях.

Структурный контроль выражается в том, что рудные тела располагаются в крутопадающих зонах рассланцевания преимущественно под контактом гнейсо-гранитов комплекса основания и перекрывающих их пород чехла Гарганской глыбы, то есть под экраном карбонатных пород. Для Пионерского месторождения установлено в результате наших исследований неоднократное проявление деформаций по дуплексным зонам с обстановками транспрессии или трансензии между сдвигами, что отражалось на морфологии и продуктивности рудных тел (Летунов и др., 2001).

Намечается неотчетливый литологический контроль: жилы в зонах локализуются не во всех гнейсо-гранитах, а только в образованных за счет аркозовых пород. Отличить и закартировать аркозовые разности при плохой обнаженности и значительных изменениях состава весьма трудно. Однако накоплено уже достаточно много фактов, что под толщей карбонатных пород значительная часть гнейсо-гранитов от 50 до 300 м представляет собой преимущественно гранитизированные терригенные (или терригенно-вулканогенные) породы, среди которых и распространяются золотоносные кварцевые жилы (рис. 3.17).

По данным предшественников (Виноградов, 1958; Громова, 1960; Глоба, 1963; Феофилактов, 1965; 1970; Левицкий, 1966; Летунов и др., 1998; Миронов и др., 1999), на всех известных месторождениях Восточного Саяна рудолокализирующие структуры имеют обычно субширотное или северо-западное простирание. Вдоль этих тектонических зон рудовмещающие породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму, вследствие чего были образованы разновозрастные продуктивные и непродуктивные кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы и жилообразные тела.

Первые сведения о минералогии и стадийности рудного процесса принадлежат А. И. Виноградову (1958), который в формировании гидротермальных рудных тел Пионерской группы месторождений выделил девять стадий. Е. И. Громова (1960) и В. А. Глоба (1963) считали, что рудообразующие процессы и локализация рудных тел происходили в четыре этапа (в современном понимании, стадии). В первый на фоне серицитизации и хлоритизации вмещающих пород в зонах рассланцевания отлагались ранний кварц с пиритом. Затем во второй этап открытые полости были выполнены

кварцем и сульфидами (пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит) с золотом-I. После внутрирудных подвижек в третий этап произошло выпадение основной массы промышленного золота-II в ассоциации с теллуридами и халькопиритом. Четвертый этап завершал отложением карбонатов процесс формирования минерализации на месторождениях Пионерского типа. Г. А. Феофилактов (1965) при характеристике вещественного состава руд первоначально указывал, что кристаллизация минералов происходила из истинных растворов в несколько стадий. Позднее этим же автором (Феофилактов, 1970) в гидротермальном процессе рудообразования было выделено две стадии рудообразования: 1) метаморфогенных кварцево-хлоритовых жил; 2) кварцево-сульфидных золоторудных тел. Исследованию физико-химических условий образования золотого оруденения посвящены работы (Кныш, 1978; 1998; Кныш и др., 1978; 1990). В целом для месторождений Урик-Китойской зоны им установлено восемь разновозрастных генераций кварца и четыре рудных генерации, объединенные в две группы (продуктивные и непродуктивные) парагенетических минеральных ассоциаций, которые имеют различное распространение. И. В. Попивняк и др. (1992) историю формирования эталонного месторождения иллюстрируют пятистадийной схемой процесса минералообразования, объединенной в три этапа: 1) допродуктивный (пневматолитово-гидротермальный) – молибденит-кварцевая, турмалиновая, пирит-кварцевая стадии; 2) продуктивный (гидротермальный) – кварц-полисульфидная стадия; 3) послепродуктивный (гидротермальный) – кварц-карбонатная стадия.

В результате наших исследований (Корольков и др., 2002) установлены тектонические условия формирования золотого оруденения.

Так, большинство жильных образований пионерского типа локализовано в участках, удаленных от фронта максимального сжатия по латерали жестких блоков-микроплит, приложенного к терригенно-вулканогенным породам чехла Гарганской глыбы. Такие места предложено было называть геодинамическими (тектоническими) убежищами. Термин предложил М. Л. Копп (1997). Именно сюда происходило горизонтальное выжимание масс при движениях жестких плит-инденторов (штампов). Сформировавшиеся в пределах такого геодинамического убежища деформации центральной части Урик-Китойской металлогенической зоны, связанные с нагнетанием выжатого материала, достаточно велики (рис. 3.4; 3.14). Выявлено, что они выражаются в наличии сжатых асимметричных (до изоклинальных) антиклинальных структур, часто осложненных надвиговыми чешуями (участки Пионерка, Новый, Нагорной канавы), и зон проявления соскладчатых левых и правых сдвигов (рис. 3.16; 3.17; 3.18). Такой подход, как нам представляется, открывает возможности для анализа накопленного за предыдущие годы материала под иным углом зрения.

Так называемый аркозовый контакт, по нашим представлениям, имеет сложную гетерогенную природу. В большинстве случаев он является тектоническим и осложнен очень мощно проявленным кремнекислотным метасоматозом. Такие слюдисто-кварцевые метасоматиты хорошо картируются на участке Новый, Пионерка (рис. 3.16; 3.17). По сути дела, аркозовые образования – это существенно кварцевые бластомилониты. Такие представления подтверждаются наблюдениями на участках Гранитный, Новый, Пионерка, Калининский. В то же время данный вопрос требует дальнейшего изучения.

Для изучения столбового распределения золотого оруденения на хорошо изученных объектах необходим детальный структурный анализ при исследовании хрупких деформаций (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998; Летунов, Корольков, Агасев, 2001). Такая работа на месторождениях пионерского типа требует полного переос-

мысления всех погоризонтных планов, результатов опробования, вещественного изучения руд.

Морфология встречающихся различных кварцевых образований сложна. Это, как правило, невыдержанные по простиранию и падению линзы и жилы с изменчивыми значениями мощности и малым содержанием сульфидов (до 5 %). Намечается одна закономерность при залегании таких образований в осадочных породах: их морфология соподчиняется с развитыми на участках складчато-разрывными деформациями. Линзы и прожилки кварца чаще всего связаны с разорванными замковыми частями складок, зонами главного осевого кливажа, сорванными поверхностями напластования осадочных пород либо с контактными зонами соскладчатых тектонических чешуй (взбросо-сдвигов). Секущее положение к соскладчатым деформациям наблюдалось относительно редко.

В качестве предположения можно высказать следующие соображения. Месторождение Пионерка и рудопоявления Западное, Южное, Золотое, Крутое, Зеленое, Белое (рис. 3.14), которые относятся к рассматриваемому малосульфидному золото-кварцевому типично жильному типу, концентрируются в гнейсо-гранитах вблизи деформированных карбонатных пород, последние являются экраном для перечисленных рудных объектов. По-видимому, это не случайно. Требуется тщательно изучить все проявления хрупко-пластических деформаций в карбонатном чехле, обнаруженные здесь дайковые тела порфиринов, кварцевых порфиров, поскольку в межформационных тектонических зонах под чехлом карбонатных пород в местах их осложнения складчатыми и дайковыми образованиями возможна локализация слепых рудных тел кварцево-жильного либо другого типа.

Источники золота. Несмотря на большое количество научно-исследовательских работ в пределах Гарганского золоторудного района вопрос об источниках золота для различных типов месторождений не имеет однозначного решения.

По А. А. Меляховецкому, есть основания считать, что площадь распространения офиолитов на период становления гранитоидов сумсунарского комплекса (возможно, и позднее) была существенно больше ныне наблюдаемой, то есть именно древний контур покрова определяет наблюдаемый сейчас ареал развития золотой минерализации в верховьях Урик-Китойского междуречья.

Установлено, что породы офиолитовой ассоциации обладают наиболее высокими первичными концентрациями золота и серебра (Конников и др., 1995; Гребенщикова и др., 1997; Миронов и др., 1999).

В процессе гранитообразования могло происходить извлечение золота из вмещающих первично обогащенных им пород и насыщение флюидов рудными компонентами. Гранитоиды андезитового ряда, особенно их гибридные разновидности, также несут повышенный кларк золота (Гребенщикова и др., 1997). Но степень концентрации металла в них меньше, чем у пород офиолитового комплекса.

С точки зрения потенциальных источников золотоносности наиболее привлекательны комплексы пород активных континентальных окраин и островных дуг.

Предполагается, что в позднебайкальский этап геодинамического развития существовала протяженная активная континентальная окраина Сибирского кратона, составной частью которой была Гарганская глыба (Кузьмичев, 2004). Однако обстановка, соответствующая активным континентальным окраинам, характерна только для Гарганской глыбы, для других частей Сибирского кратона не изучена. Плутоны тоналитов сумсунарского комплекса совместно с малыми интрузиями холбинского комплекса объединяются в тоналит-гродьемит-дацитовую ассоциацию, наиболее надежно определяющую геодинамические условия окраин андийского типа. Такие породы несут по-

вышенный кларк золота, что подтвердилось в результате специальных геохимических исследований тоналитов сумсунурского интрузивного комплекса (Гребенщикова и др., 1997). Но Г. А. Феофилактов и многие другие исследователи золоторудную минерализацию связывают только с внедрением порфиритов холбинского комплекса.

И. В. Кучеренко (2003) особое значение придает дайкам основного состава, развитым в пределах Зун-Холбинского месторождения, так как они испытали калиево-сернисто-углекислотный метасоматизм, аналогичный мощному процессу окolorудной березитизации. Кроме того, наличие глубинного разлома и изотопные мантийные соотношения серы сульфидов рудных минеральных ассоциаций укрепляют его уверенность в том, что в рудообразовании Зун-Холбы участвовали мантийные флюиды, как и в других золоторудных районах (Кучеренко, 2001) Сибири.

Разрабатываемая нами гипотеза движущихся инденторов и формирующихся при этом деформаций горизонтального выжимания геологических масс, позволяет понять условия распределения кварцево-жильной и золото-сульфидной минерализации в пространстве.

Вероятно, в ходе интенсивной дислокационной и химической проработки слабо золотоносных пород ильчирской толщи и иркутской свиты, содержащих пластовые залежи преимущественно вкрапленных сульфидных руд, первично рассеянное в них золото перемещалось в участки, испытавшие наибольшую степень тектонической дезинтеграции хрупко-пластичного типа. Здесь происходило последующее концентрирование золота совместно с поздними полисульфидными ассоциациями, шла очистка и укрупнение золотин, образование рудных столбов наложенного типа. В недеформированных участках или в тех, которые испытали только пластическое деформирование, структура распределения золота осталась прежней, то есть послойно-линейной. Поскольку вид деформирования с глубиной менялся от хрупкого до хрупко-пластичного и пластичного, то вниз по разрезу рудной зоны Зун-Холбинского месторождения менялась ориентировка и тип золоторудных столбов (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998; Корольков и др., 2002).

Накопление золота в рудоносных флюидах происходило постепенно в процессе формирования осадочно-вулканогенных пород, в результате внедрения различных по составу интрузий, при гранитизации офиолитов. На заключительном этапе эволюции рудоносные флюиды, по-видимому, выжимались и мигрировали от фронта максимального сжатия и расплющивания масс по простиранию Самарта-Холбинской зоны в горизонтальном и вертикальном направлении на ее северо-западный и юго-восточный фланги. Часть флюидов использовала, по мере своего эволюционного развития, структурные ловушки хрупких взбросо-сдвиговых деформаций (месторождения Самарта, Гранитное). Другая часть флюидов может быть связана с более сложными складчато-разрывными деформациями чехла и, вероятно, верхней части фундамента (месторождения Пионерка, рудопроявления Западное, Южное, Золотое, Крутое, Зеленое, Белое). Не исключено, что вблизи границы фундамента и чехла карбонатных пород Гарганской глыбы возле вышеперечисленных рудных объектов с кварцево-жильным типом могут быть встречены жильные зоны или залежи межформационного типа.

Перераспределение золота и формирование различных типов рудных столбов в пределах наиболее сжатой и деформированной фронтальной зоны сближения инденторов (район Зун-Холбинского месторождения) тесно связано с тремя стадиями проявления пластических деформаций и функционированием нескольких ячеек расплющивания (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998). Последние проявляются в плане и в вертикальных сечениях. Формирование рудных столбов в жильных зонах, развитых в

областях геодинамических убежищ (месторождения Пионерского типа), связано, по-видимому, с закономерностями развития дуплексных сдвиговых механизмов, пластические деформации проявлены здесь слабо или плохо изучены. Попытка применения дуплексной модели нами сделана только для месторождения Пионерка (Летунов, Корольков, 2001).

Основные металлогенические подразделения. В пределах выделенного Гарганского золоторудного района предлагается исследовать (Корольков, 2003) фрагменты разноранговых металлогенических единиц с позиций тектоники плит. Ниже дана их краткая характеристика с привязкой к прежнему металлогеническому районированию (Золото Бурятии, 2000). Следует принимать во внимание сложное геодинамическое развитие древней Гарганской глыбы (микроконтинента), контур которой является естественной границей Гарганского золоторудного района в нашем понимании. Существовавшие в доколлизийный (доаккреционный) этап развития металлогенические подразделения сохранились в пределах глыбы фрагментарно. Надежные палеорекострукции сделать невозможно, их природа иллюстрируется немасштабными модельными рисунками. Выделение субдукционных металлогенических единиц дискуссионно, но сделана попытка их выделения не только в пределах Гарганской глыбы, но и в ее обрамлении. Коллизийные металлогенические подразделения подтверждаются структурно-тектоническими исследованиями наиболее достоверно в центральной части золоторудного района и иллюстрируются соответствующей схемой. Постколлизийные предполагаются по работам других исследователей.

1. *Доаккреционные.* К ним отнесен фрагмент предположительно дивергентной задуговой границы в центральной части Урик-Китойской рудной зоны, вмещающий Зун-Холбинское месторождение, и, вероятно, Ольгинская золоторудная зона в северо-восточной части Гарганской глыбы. Они характеризуются первичным накоплением золота в сульфидизированных породах, вероятно, тесно связанных с древними рудоносными курильщиками. Предполагаемое их первоначальное положение как зон междугового растяжения (спрединга) отражено на схематичном рисунке 3.20, а.

2. *Субдукционные.* По типу активной континентальной окраины в позднем рифее развивалась фактически большая часть Гарганской глыбы, осложненная покровами междуговых офиолитов и тоналитами сумсунурского интрузивного комплекса (рис. 3.21). Островодужную Тисса-Сархойскую зону ранее относилась к такому же типу (Корольков, 2003). Однако более поздний, по сравнению с тоналитами сумсунурского комплекса, возраст и состав слагающих эту зону пород позволяет рассматривать ее как фрагмент зрелой позднерифейской островной дуги. Такая трактовка отражена на рис. 3.20, б, в.

3. *Аккреционно-коллизийные.* Это области фронтального сжатия центральной части Урик-Китойской золоторудной зоны (Холбинское рудное поле) и геодинамические убежища (Самаргинское и Урикское рудные поля), а также, вероятно, дуплексные зоны Зун-Оспинского месторождения (рис. 3.14; 3.21; 3.22).

Более поздние постаккреционные внутриплитные события в пределах Гарганской металлогенической зоны еще плохо изучены. Вероятно, они не имеют существенного значения для формирования складчато-разрывных структур месторождений и их распределения по площади Гарганского золоторудного района. Но нельзя исключить влияние горячей области в каледонский и герцинский этапы (Семинский, 2003; Семинский и др., 2004), с которой могло быть связано формирование Окинского свода

(рис. 3.21). Для периферии свода характерны существенные сдвиго-надвиговые перемещения, возле которых могло концентрироваться золотое оруденение.

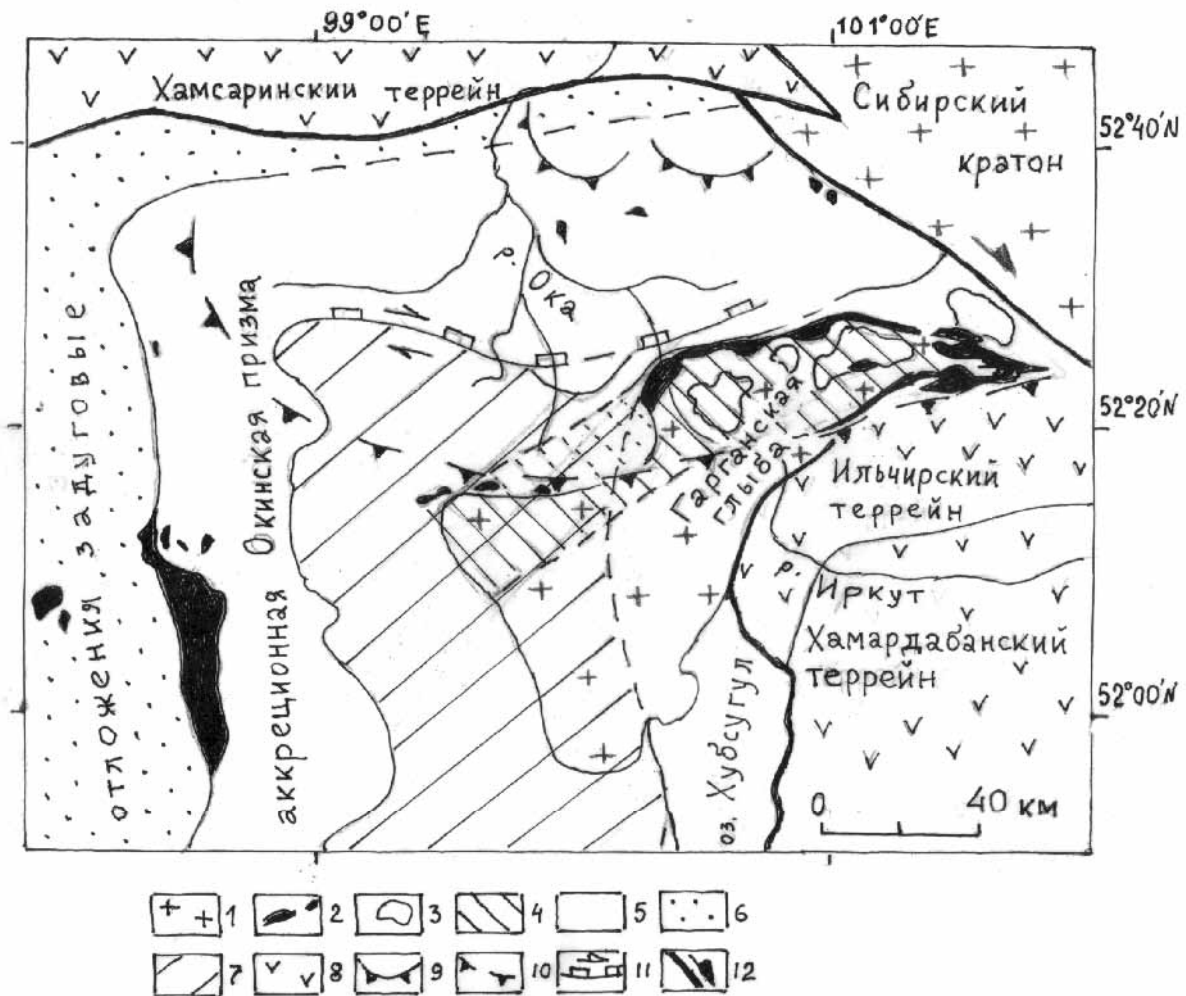


Рис. 3.21. Фрагменты доколлиззионных поясов активной континентальной окраины и зрелой островной дуги Тувино-Монгольского массива. Составил А. Т. Корольков с использованием (Кузьмичев, 2004; Семинский и др., 2004).

1 – породы архей-раннепротерозойского фундамента и позднерифейского чехла (Гарганская глыба и Сибирский кратон); 2 – породы офиолитового ряда позднего рифея; 3 – интрузивы тоналитов сумсунурского комплекса позднего рифея; 4 – активная континентальная окраина в пределах Гарганской глыбы предположительно позднебайкальского этапа развития (1000–700 млн лет); 5 – породы окинской серии позднего рифея – предполагаемая аккреционная призма; 6 – предположительно задуговые отложения позднего рифея; 7 – площадь развития пород островодужной сархойской серии позднего рифея, образовавшихся в пределах зрелой островной дуги предположительно позднебайкальского этапа развития (800–600 млн лет); 8 – каледониды обрамления Тувино-Монгольского массива (Ильчирский, Хамардабанский, Хамсаринский террейны); 9 – границы ядерной части предполагаемого Окинского свода предположительно герцинского этапа развития; 10 – предполагаемый внешний контур Окинского свода предположительно герцинского этапа развития; 11 – наиболее ярко проявленные правосдвиговые взбросо-надвиги в периферической части Окинского свода предположительно герцинского этапа развития; 12 – предполагаемые перемещения Сибирского кратона в каледонский и герцинский этапы развития

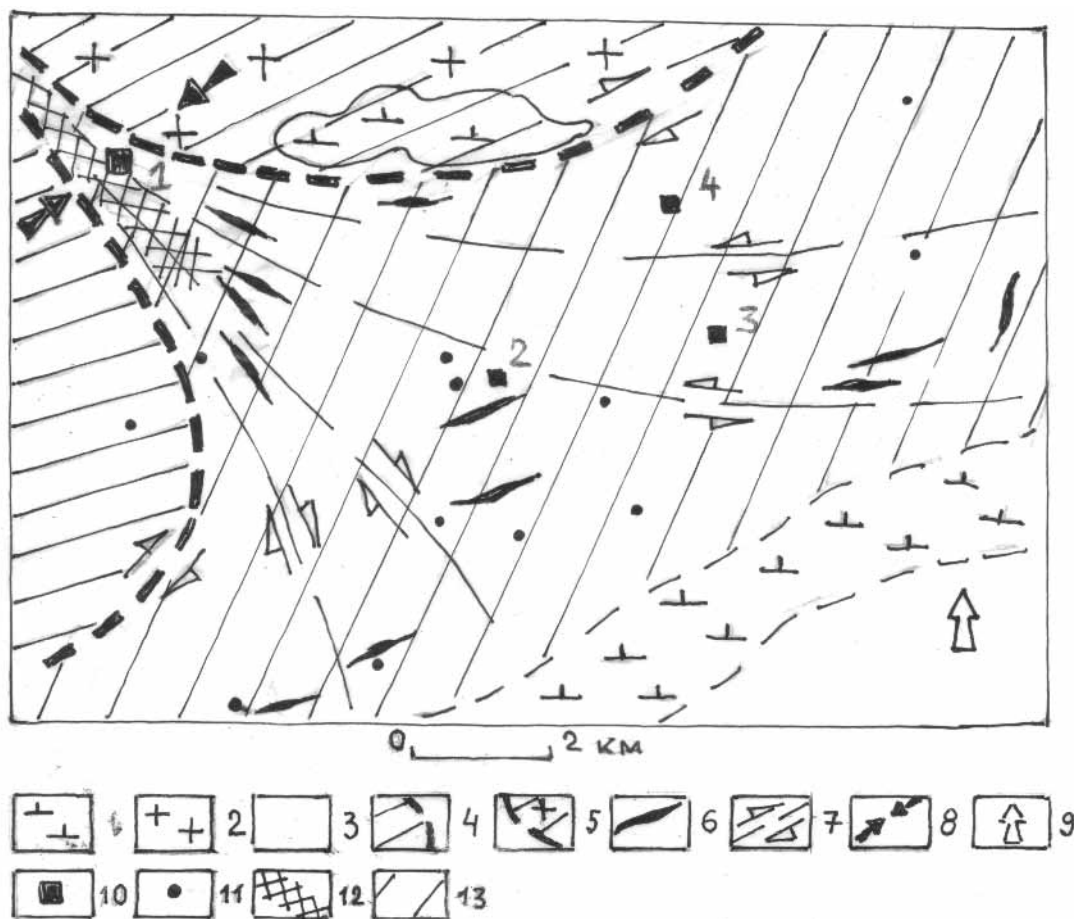


Рис. 3.22. Разновидности коллизионных зон центральной части Гарганского золоторудного района, образовавшиеся при латеральном сжатии. Составил А. Т. Корольков.

1 – породы офиолитового комплекса позднего рифея; 2 – массив тоналитов сумсунурского комплекса позднего рифея; 3 – каледонские палеоокеанические комплексы Ильчирского террейна; 4 – предположительно венд-кембрийский индентор – блоково-купольная структура среди гнейсогранитов фундамента Гарганской глыбы; 5 – предположительно венд-кембрийский индентор – блоково-купольная структура массива тоналитов позднего рифея; 6 – синхронные антиклинальные складки среди пород чехла Гарганской глыбы поздний рифей-вендского возраста; 7 – предполагаемые сдвиговые дислокации, синхронные с образованием антиклинальных складок среди пород чехла Гарганской глыбы; 8 – условные направления движения инденторов в венд-кембрийское время; 9 – условное направление движение Ильчирского террейна в раннем палеозое; 10 – главные золоторудные месторождения: 1 – Зун-Холбинское, 2 – Пионерское, 3 – Самартинское, 4 – Гранитное; 11 – рудопроявления золота; 12 – коллизионная зона фронтального сжатия и расплющивания пород, образовавшаяся при столкновении купольных структур-инденторов; 13 – коллизионная зона геодинамического убежища (область развития менее сжатых синхронных антиклиналей), образовавшаяся при столкновении купольных структур-инденторов

Металлогенические формации. Рудовмещающими формациями (РВФ) Гарганского золоторудного района считаются архей–раннепротерозойские метаморфические породы фундамента Гарганской глыбы (гарганский комплекс), в меньшей степени – позднерифейско–вендские осадочно-карбонатные и микститовые породы чехла Гарганской глыбы: терригенно-карбонатные породы иркутской свиты и микститовые образования ильчирской толщи.

Рудоносными формациями (РНФ) могут быть позднерифейские офиолиты и связанные с ними предполагаемые колчеданные отложения древних курильщиков и, по-видимому, палеозойские (?) микститовые образования ильчирской толщи.

Рудогенерирующие формации (РГФ) представлены прорывающими офиолиты позднерифейскими интрузиями тоналитов сумсунурского комплекса и, вероятно, раннепалеозойскими дайками диабазов.

Рудообразующие формации (РОФ) – раннепалеозойские граниты сумсунурского комплекса.

Выводы

Гарганский золоторудный район приурочен к архей-раннепротерозойской Гарганской глыбе, которая расположена в северной части позднепротерозойского Тувино-Монгольского массива (супертеррейна).

Гарганская глыба перекрыта рифей-вендскими сложнодислоцированными терригенно-карбонатными отложениями, в венде испытала обдукцию покровов офиолитов и амальгамацию островодужного террейна. В результате этого в краевой части Гарганской глыбы (под офиолитами) возникла активная континентальная окраина и крупные массивы тоналитовых гранитов – интрузивные купольные структуры.

В раннем палеозое при амальгамации мелких террейнов и последовавшей за ней аккреции Тувино-Монгольского массива (супертеррейна) с Сибирским кратоном интрузивные купола Гарганской глыбы взаимодействовали друг с другом как жесткие штампы-инденторы. Это привело к окончательному формированию рудовмещающих структур золоторудных месторождений.

Наиболее существенное значение для Гарганского золоторудного района имеет Урик-Китойская рудная зона, где в результате наших специализированных исследований установлена ведущая роль разнообразных структур латерального выжимания. В области фронтального сжатия образовалась расплюснутая складчато-разрывная структура Зун-Холбинского месторождения с золото-кварцевым жильным оруденением на верхних этажах и золото-сульфидными рудными зонами на нижних. В области геодинамических убежищ имели место менее сжатые складчато-разрывные структуры других месторождений и рудопроявлений преимущественно с золото-кварцевым жильным типом оруденения, которые вмещают Пионерское, Самартинское, Гранитное месторождения, Зеленое, Золотое, Крутое и другие рудопроявления.

3.3. Геодинамика и металлогения Муйского золоторудного района

Муйский золоторудный район находится на севере республики Бурятия и приурочен к архей-протерозойской Муйской глыбе, которая разделена одноименной кайнозойской рифтогенной впадиной на Северо-Муйскую и Южно-Муйскую. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в краевых частях глыбы.

Наблюдается определенное сходство в строении Гарганского и Муйского золоторудных районов, обусловленное приуроченностью к террейнам. Они являются составной частью одной группы металлогенических поясов аккреционно-коллизийных орогенов (см. таблицу 1.2), но расположены в разных (см. рис. 2.1) региональных и локальных металлогенических поясах (Семинский, 2006). Первый находится в пределах Трансбайкальского, а второй – внутри Байкало-Витимского региональных металлогенических поясов.

В 1992 году В. И. Давыдовым выделена Баргузино-Муйская структурно-металлогеническая зона (Золото Бурятии, 2000) с тремя подзонами: Котерской, Ципинской, Бамбуйской. В составе Бамбуйской подзоны включены Киляно-Ирокиндинская, Самокутская, Каменская, Каралонская, Кедровско-Витимканская золоторудные зоны. Доба-

вив в состав Бамбуйской подзоны Баргузино-Муйской структурно-металлогенической зоны еще Ирбо-Юбилейное рудное поле территории Иркутской области, мы и получим Муйский золоторудный район, как он рассматривается в данной работе.

3.3.1. Тектоническая позиция района

По современным представлениям (Беличенко, Гелетий, 2004), Муйский золоторудный район можно включить в состав Байкало-Муйского супертеррейна (рис. 3.23), весьма похожего на почти синхронный классический Тувино-Монгольский супертеррейн в Восточных Саянах (Беличенко и др., 2003 и др.). Но если второй супертеррейн в палеозое оставался микроконтинентом в Палеоазиатском океане, то первый супертеррейн перед вендом причленился к Сибирской платформе (крупному палеоконтиненту), о чем свидетельствует рифейский зональный метаморфизм в Олокитском океаническом террейне.

Байкало-Муйский супертеррейн располагается в пределах ранее выделенного Н. Л. Добрецовым (1983) Байкало-Муйского офиолитового пояса (рис. 3.24). Его составили следующие различные по генезису террейны: архей-раннепротерозойский Муйский кратонный (Муйская глыба), нижне-среднерифейский с датировками 1035 млн лет (Неймарк и др., 1991) океанический Нюрундуканский, позднерифейский с датировками 786 млн лет (Рыцк, 2003) островодужный Килянский, позднерифейский с датировками 762 млн лет (Рыцк, 2003) океанический Парамский. По-видимому, в состав Байкало-Муйского супертеррейна следует также включить позднерифейский (?) островодужный Каралонский террейн, который остается еще слабо изученным.

По схеме Байкало-Муйского офиолитового пояса Н. Л. Добрецова можно наметить усредненные контуры вышеназванных террейнов и Муйского золоторудного района (рис. 3.25).

Муйский золоторудный район занимает восточную часть Байкало-Муйского супертеррейна (в современных координатах). Большая часть океанического Нюрундуканского террейна расположена за пределами Муйского золоторудного района.



Рис. 3.23. Схема террейнов Байкальской горной области (Беличенко и др., 2004)

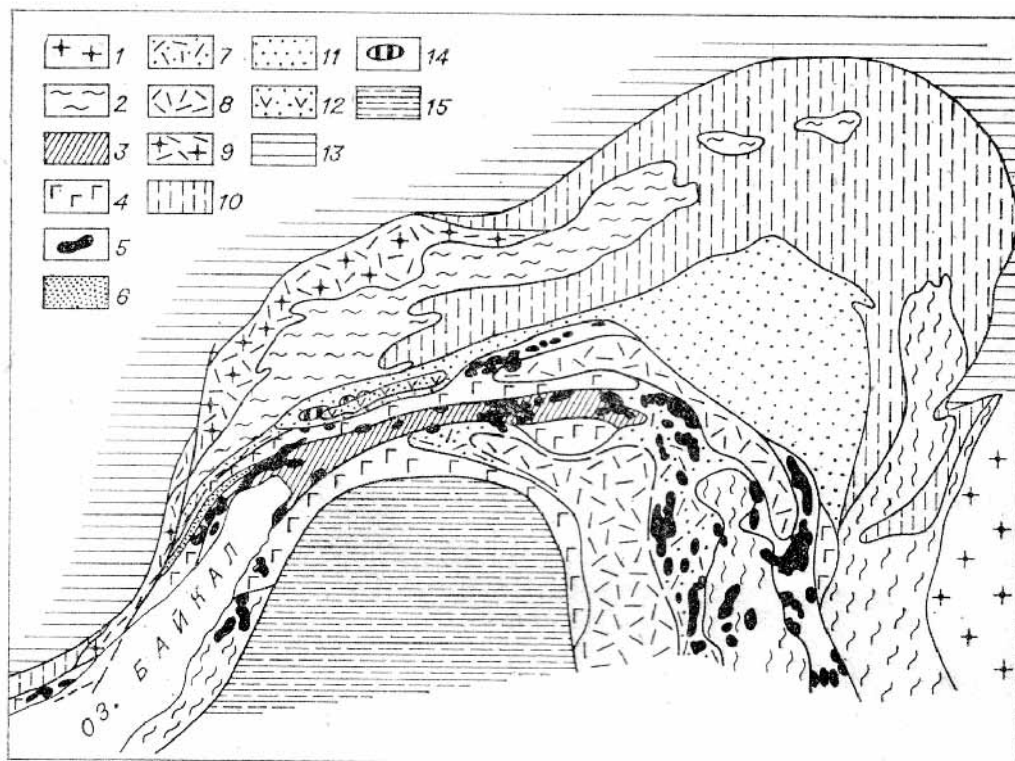


Рис. 3.24. Схема Байкало-Муйского офиолитового пояса (Добрецов, 1983)

1 – архейские толщи Алданского щита; 2 – сиалический кристаллический фундамент в структурах байкалид; 3, 4 – Байкало-Муйский пояс: 3 – внутренняя зона, 4 – внешняя зона; 5 – «будин-плутоны» габбро и ультрабазитов; 6 – метаморфизованная олистострома; 7, 8 – районы распространения киянской серии: 7 – с олистостромовыми горизонтами, 8 – с кислыми вулканитами; 9 – Прибайкальский вулканический пояс (PR₂); 10 – терригенные толщи краевого прогиба; 11, 12 – Олоkitско-Бодайбинский внутренний прогиб: 11 – метатерригенные толщи, 12 – вулканогенные толщи; 13 – чехол Сибирской платформы; 14 – оливинит-перидотит-троктолитовый (довыренский) комплекс; 15 – внутренняя зона байкалид

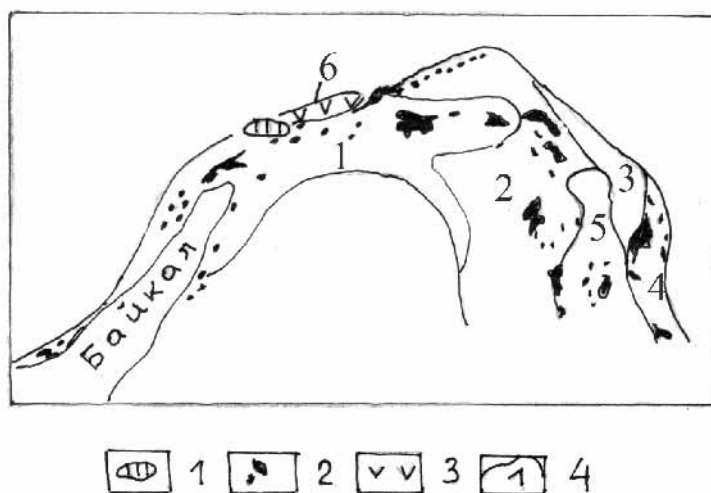


Рис. 3.25. Схема Байкало-Муйского супертеррейна. Составил А. Т. Корольков.

1 – оливинит-перидотит-троктолитовый (довыренский) комплекс; 2 – «будин-плутоны» габбро и ультрабазитов; 3 – вулканогенная толща; 4 – террейны: 1 – ранне-среднерифейский океанический Нью-рундуканский; 2 – позднерифейский островодужный Киянский; 3 – позднерифейский островодужный Каралонский; 4 – позднерифейский океанический Парамский; 5 – архей-раннепротерозойский кратонный Муйский (одноименная глыба); 6 – ранне-среднерифейский океанический Олоkitский

3.3.2. Основные этапы развития

В Муйском золоторудном районе проявлен карельский, байкальский, каледонский, альпийский этапы геологического развития (Золото Бурятии, 2000; Беличенко и др., 2004). Анализ осадочно-метаморфических и магматических образований Муйского района по этапам развития, сделанный на основе теории тектоники литосферных плит, позволяет высказать следующие соображения об их формационной принадлежности (рис. 3.26; 3.27).



Рис. 3.26. Схема структурно-вещественных комплексов Муйского района. Составлена с использованием материалов И. А. Охотникова, Н. Л. Добрецова, А. Н. Булгадова (Коваленко, Корольков, Кириллов и др., 1995).

1 – архей-раннепротерозойские комплексы Муйской и Чарской глыб; позднепротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы: 2 – габброидов, 3 – серпентинизированных дунит-гарцбургитов, 4 – терригенно-вулканогенных пород; палеозойские окраинно-континентальные и коллизионные комплексы: 5 – доломитов и известняков, 6 – гранитоидов; 7 – кайнозойские отложения; разломы: 8 – субвертикальные сдвиги достоверные (а) и скрытые под рыхлыми отложениями (б), 9 – взбросы и надвиги. Цифрами в квадратах на карте обозначены массивы: 1 – ультрабазитов «Каалу», 2 – Сунукитский габбро-диоритовый, 3 – Усть-Килянский ультрабазитовый, 4 – Парамский ультрабазитовый, 5 – Якутский габброидный, 6 – Молодежнинские ультрабазитовые, 7 – Кедровский габбро-анортозитовый, 8 – Шаманский ультрабазитовый.

Цифры в кружках – номера диаграмм на рис. 3.28

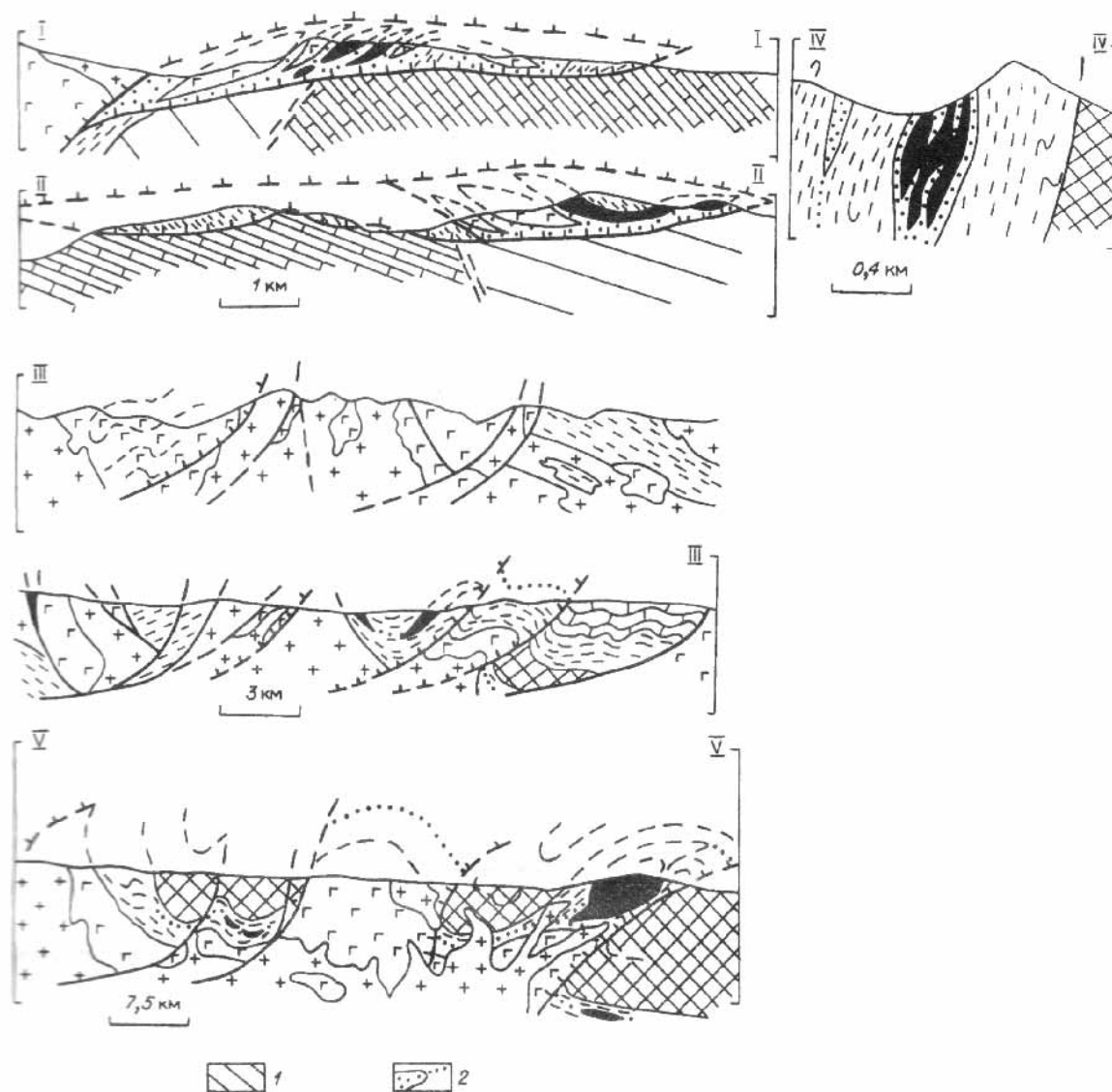


Рис. 3.27. Схематические геологические разрезы к рис. 3.26 (Коваленко, Корольков, Кириллов и др., 1995).

1 – конгломераты с прослоями песчаников, 2 – тектонический меланж. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.26

Карельский этап

В архее и раннем протерозое в пределах древней Муйской глыбы сформировались амфиболиты и двупироксеновые гнейсы *усть-муйской* толщи, кристаллические сланцы и гнейсы *илеирской* свиты, гнейсы и мрамора *люнкутской* свиты. Первые две толщи больше соответствуют формации фемического профиля (протоокеанической), третья – формации сиалического профиля (шельфовой зоны протоконтинента).

Архей-раннепротерозойский илеирско-люнкутский магматический комплекс в составе одноименных осадочно-метаморфогенных толщ Муйской глыбы сложен пласто- и штокообразными телами metabазитов, амфиболитов, гранитогнейсов, гранитов. Наиболее вероятно, что пластообразные тела metabазитов и амфиболитов (?) соответствуют протоокеаническим обстановкам и принадлежат реликтам зеленокаменного пояса.

В целом можно сказать, что в карельский этап сформировалась гранит-зеленокаменная область в пределах древней Муйской глыбы.

Байкальский этап

Верхнерифейские образования распространены в обтекающих Муйскую глыбу складчатых структурах. Представлены базальт-андезит-риолитовой *килянской* толщей, кристаллосланцево-риолитовой *бамбукойской* свитой, кристаллосланцево-карбонатной *верхнебамбукойской* свитой. Суммарная мощность осадочно-вулканогенных толщ составляет около 1900 м. Их можно отнести к вулканогенной киянской островодужной формации.

Кроме того, в краевых частях Муйской глыбы ранее выделялись фрагменты протоплатформенных прогибов. В низовьях р. Тулдуны они представлены метапесчаниковой (*кедровская* свита) и гнейсо-кристаллосланцевой (*усть-тулуинская* свита) формациями, в среднем течении р. Витим развиты кварцито-кристаллосланцевая (*даинская* свита) и песчано-сланцевая (*орловская* свита) формации. В северной части Муйской глыбы развиты нерасчлененные вулканогенно-карбонатно-терригенные осадки (*парамская* серия). Мощность протоплатформенных отложений – около 6000 м.

Условно все эти образования можно также отнести к киянской островодужной формации. Причем Н. Л. Добрецов (1983) разделяет киянскую серию, как он называет, на две разновидности: а) с олистостромовыми горизонтами, б) с кислыми метавулканитами

Отложения верхнерифейских (?) межгорных прогибов приурочены к зонам глубинных разломов. Это Усть-Келянская и Тулуинская впадины, развитые вдоль Келянской зоны разрывной структуры, Падринская впадина – вдоль Падринской зоны. Все впадины заполнены пестроцветной эффузивно-молласовой формацией. Характерны также терригенные формации (песчано-сланцевые *шумнинская*, *тулуинская*, *падроканская*, *сидельтинская* свиты). Во впадинах картируются синклинали и антиклинальные структуры. Вблизи разломов, ограничивающих впадины, наблюдаются крутые углы падения крыльев складок. К центру впадин в ядерных частях складок залегание осадков становится пологое (15–20°). Кроме того, во впадинах отмечаются надвиги и пологие трещины, залеченные субгоризонтальными телами гранитов и кварцевыми жилами с золото-сульфидной минерализацией. Но все эти складчато-разрывные деформации во впадинах происходили позже, в раннем палеозое.

Вероятно, отложения межгорных прогибов можно отнести к континентальной рифтогенной формации.

Позднерифейский парамский комплекс гипербазитов, сложенный серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, дунитами и пироксенитами, большинством современных исследователей вслед за Н. Л. Добрецовым (1983) относится к офиолитам красноморского типа (возможно, задугового бассейна).

Каледонский этап

В пределах Байкало-Муйского супертеррейна терригенно-карбонатные породы венд-кембрийского возраста выполняют Холоднинскую, Анамакито-Мамскую и Намаминскую грабен-синклинали. Для Муйского золоторудного района характерно проявление двух последних грабен-синклиналей. В Анамакит-Мамской синклинали развито трехкратное чередование песчано-сланцевых отложений и карбонатов *олдокитской*, *туколоминой* и *кооктинской* свит. Намаминская грабен-синклиналь образовалась в месте разветвления Намаминского глубинного разлома. В ее пределах терригенные отложения представлены *турикской* свитой венда, существенно карбонатные – *бирамбин-*

ской свитой нижнего кембрия, карбонатные конгломераты и песчаники – *ирокиндинской* свитой средне-верхнекембрийского возраста. В северной и центральной части Муйского золоторудного района развиты главным образом карбонатные *золотовская и янгудская* свиты кембрийского возраста.

Нижнепалеозойские преимущественно карбонатные породы кембрия являлись, по-видимому, перекрывающим комплексом для Байкало-Муйского супертеррейна; они формировались в мелководном море на субконтинентальной коре.

Стратифицированные образования разбиты разломами и прорваны интрузиями гранитоидов преимущественно конкудеро-мамаканского комплекса.

Поздневендский (Срывцев, Халилов, Булдыгеров и др., 1992) условно муйский комплекс, представленный породами габбро-плагиогранитового ряда, вероятно, тесно связан с островодужной формацией килианской толщи. Вероятно, его можно считать сшивающим комплексом при аккреции Килианского островодужного террейна и Муйского кратонного террейна (глыбы) либо комплексом активной континентальной окраины.

Раннепалеозойский конкудеро-мамаканский комплекс, который состоит из биотитовых, биотит-амфиболовых гранитов, слагающих крупную Конкудеро-Мамаканскую купольную структуру (Байкальский..., 1984; Одинцова, Корольков, Левицкий, 1991) в западной части площади, можно считать коллизионным. Эти гранитоиды образовались после причленения Байкало-Муйского супертеррейна к Сибирской литосферной плите. Однако не исключено, что часть гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса возникла под влиянием плюма (субщелочные и щелочные разности).

Альпийский этап

Кайнозойские отложения Муйской впадины, которая разделяет территории Муйского золоторудного района на две части (Северо-Муйский и Южно-Муйский), относятся к типичной континентальной рифтогенной формации. Муйская впадина входит в состав крупной внутриконтинентальной Байкальской рифтовой системы.

3.3.3. Геодинамическая модель

По представлениям Н. Л. Добрецова, Байкало-Муйский офиолитовый пояс сформировался в палеобассейне типа современного Красного моря. О его ширине судить трудно, очевидно, она была небольшой. Выделяется внутренняя и внешняя зона узкого палеоокеана. В первой зоне массивы габброидов и ультрабазитов тесно связаны с комплексом субпараллельных даек диабазов и покровами метабазальтов, то есть с обычными составными частями пород офиолитового ряда. Во второй зоне преобладают протрузии гипербазитов и интрузии габбро в сиалической вмещающей среде, так называемые «будин–плутоны» (рис. 3.24).

В Байкало-Муйском палеоокеане (по аналогии с одноименным офиолитовым поясом) существовали островные дуги, кратонный террейн и, вероятно, к началу его закрытия задуговые или междугловые бассейны. Осевой части палеоокеана, очевидно, соответствует ранне-среднерифейский Нюрундуканский океанический террейн. Возможно, что закрытие палеоокеана началось с восточной части (в современных координатах), где наиболее распространены породы островодужных формаций. На время формирования килианской островодужной толщи в позднем рифее глубоководная зона, очевидно, погружалась под Муйскую глыбу (кратонный террейн), не исключено, что последняя имела в то время большие размеры (Булгатов, Гордиенко, 1999). Амальгамация позднерифейского Килианского островодужного террейна с Муйской глыбой произошла перед вендом (Беличенко, Гелетий, 2004).

Примерно в это же время, в позднем рифее, с восточной стороны Муйской глыбы (в современных координатах) развиваются офиолиты Парамского океанического террейна. Вероятно, они характерны для задугового (или междугового) бассейна, разделявшего Муйскую глыбу и кратон. В. И. Переляев (2002) по составу и строению островодужных комплексов и их фундаментов выделяет для позднего рифея энсиматические и энсиалические типы дуг (соответственно Мамакано-Янгудская и Киляно-Сунуекитская). Нами предлагается выделять позднерифейскую энсиалическую Килянскую и энсиматическую Каралонскую островные дуги и соответствующие им террейны. Амальгамация Каралонского островодужного и Парамского океанического террейнов с Муйским кратонным произошла, очевидно, в позднем рифее.

Как полагают (Беличенко, Гелетий, 2004), перед вендом Байкало-Муйский супертеррейн, частью которого является Муйский золоторудный район, причленился к Сибирскому кратону, что отличает его от очень похожего Тувино-Монгольского массива (супертеррейна). В венде Тувино-Монгольский супертеррейн был крупным островом и не входил в состав Сибирского кратона.

Подчеркнем еще одну важную особенность. Амальгамация островодужных, океанических, кратонных террейнов в Муйском районе не приводила к обдукции покровов офиолитов, как это было в позднем рифее на территории современного Юго-Восточного Саяна (при амальгамации Дунжугурской дуги и Гарганской глыбы). Вероятно, коллизия островных дуг и малых континентов напоминала современную коллизию в западной части Тихого океана (Константиновская, 1999).

Нами были специально изучены коллизионные структурные парагенезисы Муйского района (Коваленко, Корольков, Кириллов и др., 1995). На рис. 3.26 и 3.27 представлена схема структурно-вещественных комплексов (составлена с использованием материалов И. А. Охотникова, Н. Л. Добрецова, А. Н. Булгатова) и схематические геологические разрезы к ней по опорным участкам (Каалу, Нижнекилянский, Молодежный, Сунуекитский, Якутский, Кедровский). На схеме и разрезах выделены архей-раннепротерозойские комплексы Муйской глыбы, позднепротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы, палеозойские окраинно-континентальные и коллизионные комплексы, кайнозойские отложения.

Коллизионная обстановка территории изучалась на опорных участках с гипербазитовыми маркерами парамского комплекса и габброидами муйского комплекса в пределах Киляно-Ирокиндинской зоны глубинного разлома, которая отделяет Муйский микроконтинент (глыбу) от Конкудеро-Мамаканской купольной структуры.

Были построены детальные разрезы опорных участков (рис. 3.27), откартированы на местности крупные надвиги нескольких генераций, обоснованы морфологические изменения гипербазитов, габброидов и вмещающих толщ в различные этапы складчатых деформаций, отражающих неоднократные перемещения в зоне Киляно-Ирокиндинского разлома, изучен палеозойский заключительный этап развития хрупких деформаций по дайковым и трещинно-жильным структурам (рис. 3.28).

Для определения и характеристики этапов структурных перестроек применялся структурно-парагенетический метод, разрабатываемый Ю. В. Миллером, А. Н. Казаковым, Е. И. Паталахой, А. В. Лукьяновым и другими исследователями. Впервые для района складчатые деформации исследовались с помощью стереогеометрического анализа (Заика-Новацкий, Казаков, 1989); древние поля напряжений изучались с применением методик М. В. Гзовского (1954), В. Н. Даниловича (1961), П. Н. Николаева (1977); привлекались экспериментальные материалы А. Лахенбрука (Шейдеггер, 1987) по развитию трещин отрыва.

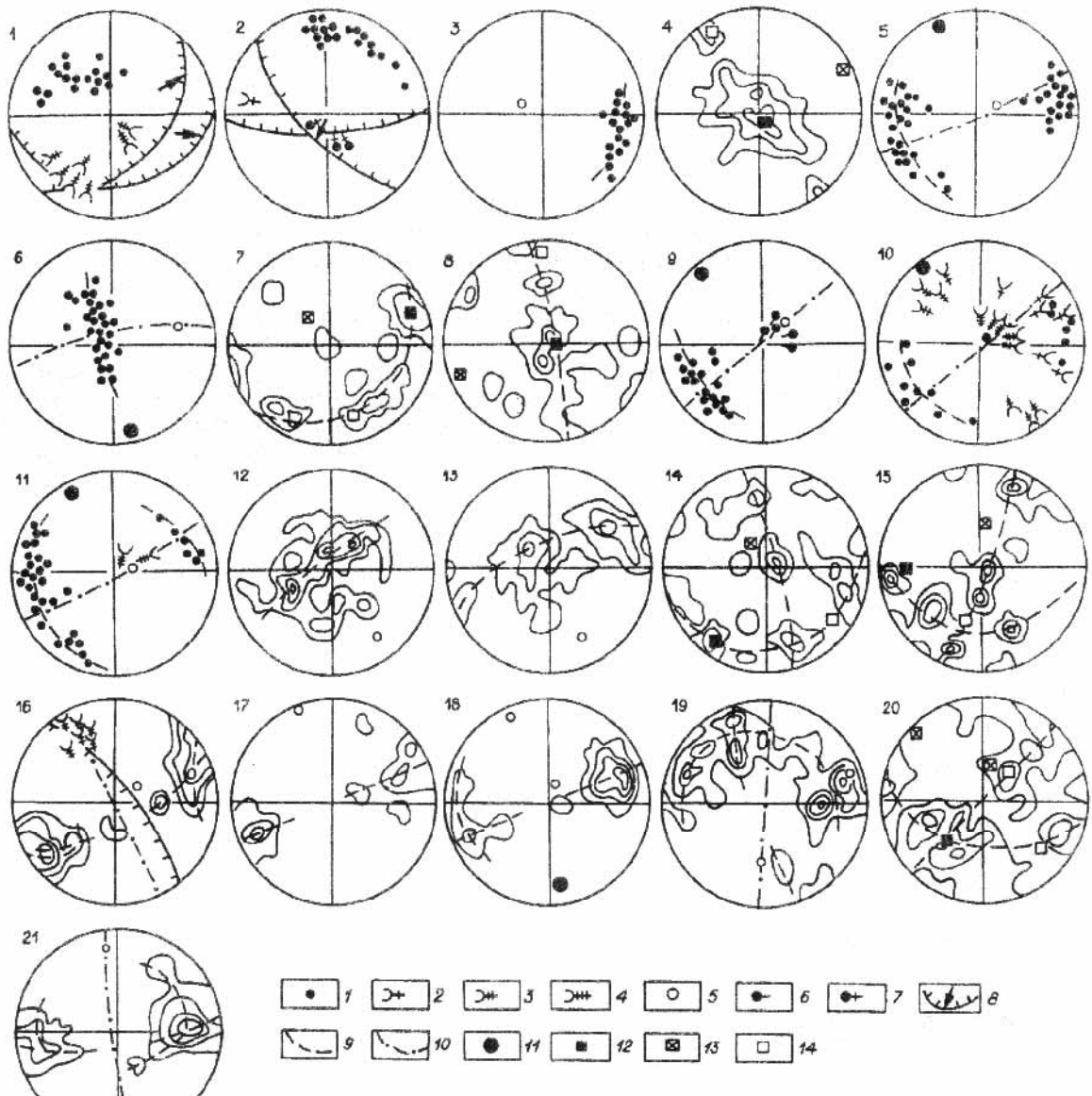


Рис. 3.28. Структурные сферограммы к рис. 3.26 (Коваленко, Корольков, Кириллов и др., 1995).

1–3 – по участку Каалу; 4 – даек мелкозернистых гранитов и пегматитов Северо-Муйского гранитного массива, 370 измерений, изолинии через 1–2–4–6 %; 5 – по району руч. Золотой; 6–8 – по Сулуекитскому массиву: точки на диаграмме 6 – контакты параллельных диабазовых даек, 7 – даек среднезернистых биотитовых гранитов, 24 замера, изолинии через 1–5–10 %, 8 – даек мелкозернистых гранитов, 25 замеров, изолинии через 1–5–10 %; 9–11 – по Нижнекилянскому участку; 12 – слоистость в карбонатных породах кембрия, 90 замеров, изолинии через 1–2–4–6 %; 13 – слоистость в карбонатных породах в районе Адынской гряды, 53 замера, изолинии через 1–5–10 %; 14, 15 – по Якутскому массиву: 14 – даек мелкозернистых гранитов, 33 замера, изолинии через 1–5–10 %, 15 – даек пегматитов, 23 замера, изолинии через 1–5–10 %; 16 – по участку Молодежный, изолиниями через 2–4–8–10 % показана слоистость эффузивно-терригенных пород, 42 замера; 17 – в породах Муйской глыбы вблизи участка Молодежный, изолиниями через 1–10–20 % показана слоистость, 34 замера; 18 – слоистость в изолиниях через 1–5–10–15 % в верхнепротерозойских породах южнее участка Молодежный, 50 замеров; 19 – слоистость в изолиниях через 1–2–3–4 % в центральной части Муйской глыбы, 251 замер; 20 – даек мелкозернистых гранитов и пегматитов в Кедровском массиве, 175 замеров, изолинии через 1–2–4 %; 21 – слоистость в изолиниях через 1–2–4–8–12 % пород, распространенных восточнее Кедровского массива, 146 замеров.

1 – полюса слоистости или полосчатости; шарниры мелких складок: 2 – первой, 3 – второй, 4 – третьей генерации; 5 – шарниры крупных складок, определенные графически; минеральная линейность: 6 – неопределенной генерации, 7 – связанной со складками первой генерации; 8 – проекции плоскостей надвигов с направлением движения висячих крыльев; 9 – траектории поясов; 10 – проекции осевых плоскостей; 11 – оси сжатия, определенные по складкам третьей генерации; оси главных нормальных напряжений, определенные по дайкам гранитных пород: 12 – растяжения, 13 – средней, 14 – сжатия

Основные выводы свелись к следующему.

1. Рассмотренная в едином плане эволюция Киляно-Ирокиндинской зоны глубинного разлома позволяет выделить три этапа деформаций с характерными для них структурными парагенезисами, отражающими, на наш взгляд, коллизионный этап развития региона.

I тип. Древние надвиговые швы позднерифейского возраста, которые имеют субширотное простирание, субпараллельны сутурному шву с Сибирской плитой, падение сместителей на север и северо-запад. Наиболее отчетливо проявлены на участке Каалу, реконструируются на разрезе V–V (рис. 3.27).

II тип. Более молодые послекембрийские надвиги и взбросы ССЗ и СЗ простирания с падением сместителей к юго-юго-западу и западу. Совпадают по времени образования с ростом Конкудеро-Мамаканской купольной структуры (Одинцова, Корольков, Левицкий, 1991), ограничивая ее с севера, северо-востока и востока. Хорошо картируются на местности на участках Каалу и Нижнекилянком, восстанавливаются на субширотном пересечении между Молодежнинским и Шаманским ультрабазитовыми массивами (разрез V–V, рис. 3.26; 3.27).

III тип. Левосдвиговые деформации. Проявляются на всех участках, но наиболее отчетливо – в пределах месторождения асбеста Молодежное. Как для складчатых, так и для хрупких деформаций внутри габброидных массивов восстанавливается ось сжатия субгоризонтального ССЗ простирания, ось растяжения варьирует в зависимости от положения участка относительно Конкудеро-Мамаканской купольной структуры. Вблизи центров внедрения огромных масс палеозойских гранитов она субвертикальна (участки Северо-Муйский, Сунукитский). На удалении – ось растяжения субгоризонтальна, СВ простирания (Якутский и Кедровский массивы).

2. Проведенные исследования подтверждают структурно неодинаковое состояние в различных граничных частях микроконтинентов при сближении их с крупной литосферной плитой (Зоненшайн, Кузьмин, 1992). Так, вблизи сутуры Сибирской плиты во фронтальной части Муйского микроконтинента преобладают разновозрастные взбросы, надвиги, покровы (участок Каалу), в промежуточной части в большей мере проявлены более молодые надвиги и взбросы (участок Нижнекилянский), в тыловой части у южной границы микроконтинента фиксируются в основном наиболее молодые сдвиговые деформации (участок Молодежный).

Гранитоиды условно муйского комплекса, вероятно, можно считать сшивающими кратонный (Муйскую глыбу) и островодужные террейны.

Аккреция Байкало-Муйского супертеррейна и Сибирского палеоконтинента произошла перед вендом. Перекрывающим комплексом являются карбонатные нижнепалеозойские отложения золотовской и янгудской свит.

В коллизионный этап сформировались палеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса и активизировались зоны разломов, ограничивающие террейны.

Позже (возможно, под влиянием горячей области) возникли пояса даек диабазовых порфиритов.

3.3.4. Металлогенические особенности

Золотое оруденение Муйского района приурочено к полю развития раннедокембрийских пород карельской эпохи складчатости. Преимущественная северо-западная ориентировка складчатых структур района поперечна к основному северо-восточному простиранию структур байкальской эпохи складчатости Байкало-Муйской структурно-металлогенической зоны. Внутри последней выделено 3 подзоны. Муйский район расположен в пределах восточной Бамбуйской структурно-металлогенической подзоны.

Ранее А. Н. Булгатов и др. (1968) на ее территории выделяли Муйскую структурно-металлогеническую зону. Считалось, что, несмотря на приуроченность золотого оруденения к карельским структурам, сформировалось оно в байкальскую эпоху складчатости.

В пределах Бамбуйской структурно-металлогенической подзоны были выделены Киляно-Ирокиндинская, Самокутская, Каменная, Каралонская, Кедровско-Витимконская золоторудные зоны (рис. 3.29), которые контролируются зонами разломов. При составлении этого рисунка использована Карта металлогении золота горных сооружений Восточной Сибири и Северной Монголии масштаба 1:1 500 000, составленная в 1995 году коллективом авторов Института земной коры СО РАН (Ответственный редактор Ю. В. Комаров).

Для северной части Муйского района характерны три типа золоторудных формаций, которые изучены автором (рис. 3.30).

1. Золото-кварцевая. Морфологические типы представлены жилами, жильными зонами, зонами метасоматитов.

2. Золото-сульфидно-кварцевая. Морфологические типы – жилы, жильно-прожилковые зоны.

3. Золото-сульфидная. Морфологические типы – вкрапленные руды, колчеданные залежи.

Наибольшее промышленное значение имеет золото-кварцевая формация, которая является и наиболее распространенной.

В качестве примера ниже рассмотрен наиболее важный Каралонский рудный узел.

Каралонский рудный узел. Контролируется Каралон-Кондинской зоной глубокого разлома северо-западного простирания, в состав которой входит Каралон-Талоинская рудная зона (рис. 3.30).

Рудовмещающие породы представлены эффузивами островодужной формации каралонской свиты. Это базальты, андезиты, дациты, риолиты. По пологопадающему на запад разлому они надвинуты с запада на восток на более молодые карбонатно-терригенные отложения (в современных координатах).

В зоне надвига возникло несколько протяженных (более 5 км) субпараллельных пологих рудовмещающих структур с золото-сульфидно-кварцевыми жилами линзовидной формы и зонами мелкого прожилкового окварцевания с гнездовым распределением золота. Известны также золотосодержащие залежи сульфидно-колчеданных руд.

При поисковых работах 1:50 000 масштаба (Косинов, 1969) в пределах золоторудной зоны обнаружено более двадцати рудопроявлений в бассейнах р. Каралон. Они сосредоточены в полосе северо-западной ориентировки шириной 4 км и длиной 12 км. Наиболее изучены Верхнекаралонский, Еленинский и Нижнекаралонский участки. На рис. 3.31 изображена блок-диаграмма Каралонского рудного узла, построенная В. В. Левицким. В нее вошли первых два наиболее перспективных участка.

Участок Верхнекаралонский. Включает массив микроклиновых гранитов, внедрившихся вдоль контакта вулканитов и силла габбро-диабазов. Массив имеет форму пластины мощностью 1–2 км, наклоненной к юго-западу. В полосе шириной 500–600 м он рассечен пучком субширотно ориентированных даек диабазовых порфиритов.

Выделяется 3 пологопадающих зоны жильно-прожилкового оруденения: Верхняя, Средняя и Нижняя.

В зоне Верхней вскрыто 7 кварцевых жил, падающих под углами 3–10° к центру гранитной пластины. Жилы контролируются зоной расщепления в гранитах. В направлении к висячему боку зоны Верхней мощности жил увеличиваются. Оруденение представлено продуктивной золото-пирит-полиметаллической ассоциацией. Общее количество сульфидов не превышает 1–1,5 %, то есть руды относятся к убогосульфидным.

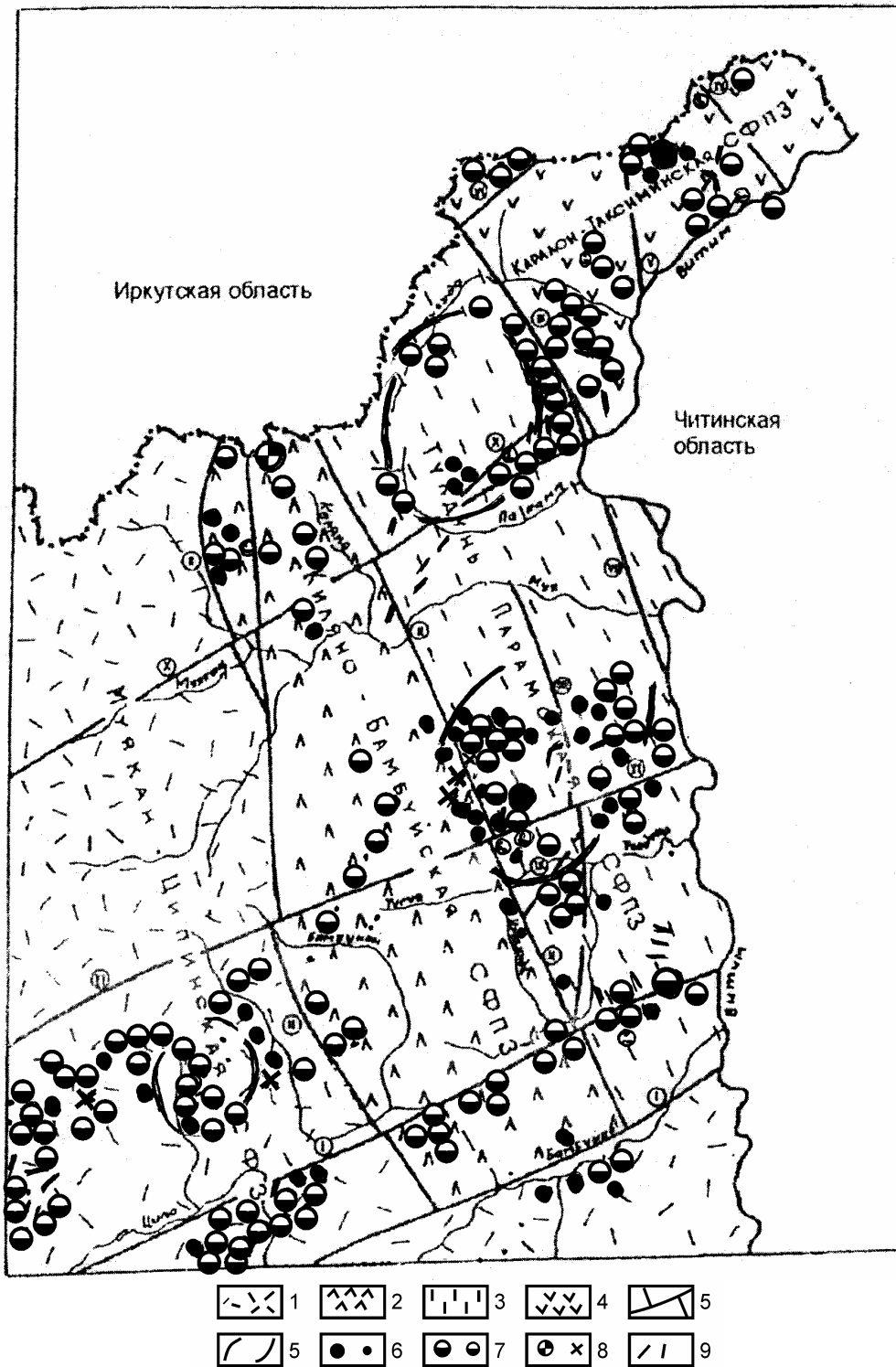


Рис. 3.29. Схема структурно-формационного районирования Муйского района. Составил А. Т. Корольков с использованием (Золото Бурятии, 2000; Карта...,1995).

1–4 – структурно-формационные зоны (подзоны): 1 – Муякан-Ципинская СФЗ, 2 – Килиано-Бамбуйская СФПЗ, 3 – Тулдунь-Парамская СФПЗ, 4 – Каралон-Таксиминская СФПЗ; 5 – основные разломы; 6 – гнейсовые и гранито-гнейсовые купола; 6–8 – месторождения и рудопроявления следующих формаций: 6 – золото-кварц-сульфидной, 7 – золото-кварц-малосульфидной, 8 – золото-серебро-полиметаллической и золото-кварцевой; 9 – россыпи

Цифры в кружках – основные линии разрывных нарушений: I – Ангода-Бамбуйская; II – Килианская; III – Парамская; IV – Каралон-Кондинская; V – Падринская; VI – Делон-Уранская; VII – Парамо-Шаманская; VIII – Витимкон-Кедровская; IX – Серебряковская; X – Муякан-Самокутская; XI – Горбылок-Кондинская.

СФЗ (СФПЗ) – структурно-формационные зоны (подзоны)

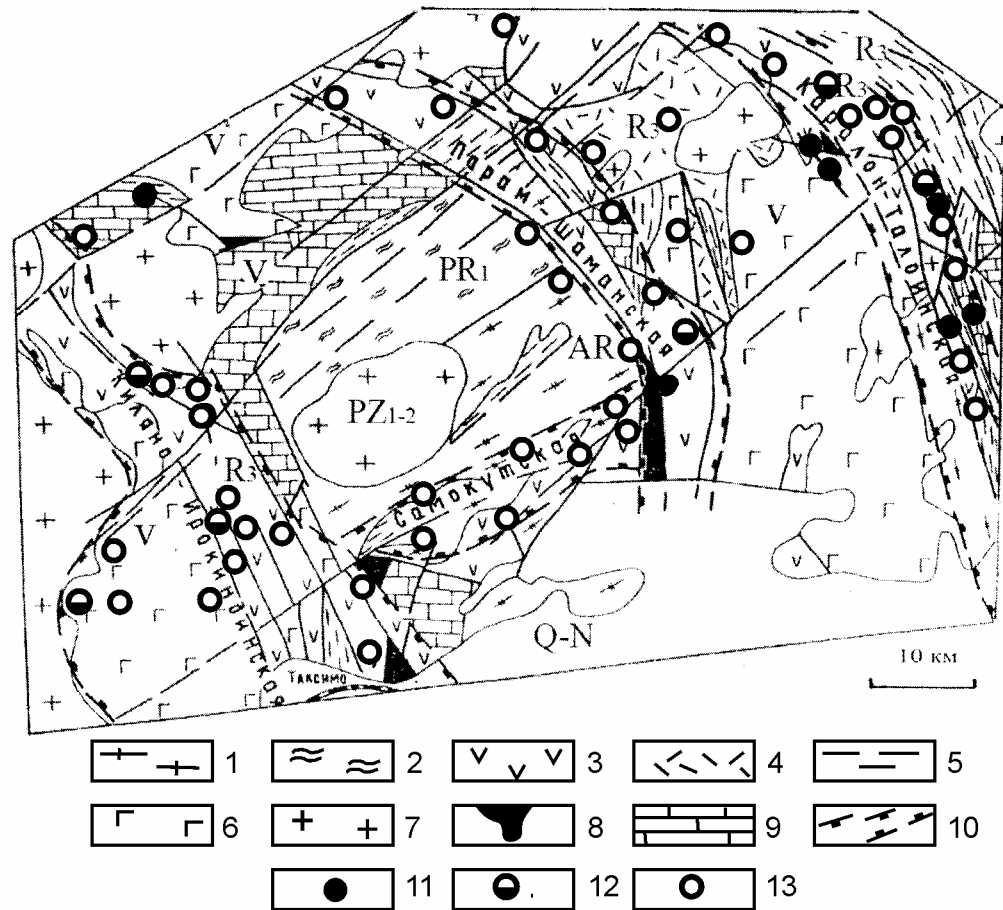


Рис. 3.30. Схема размещения рудных зон в северной части Муйского золоторудного района (с изменениями). Составили В. В. Левицкий, А. Т. Корольков, И. В. Одинцова.

1, 2 – формации кратонного террейна (AR–PR₁): 1 – фемического профиля, 2 – сиалического профиля; 3, 4 – формации островодужного террейна (R₃): 3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая, 4 – субщелочная риолит-трахириолитовая, дацит-риолитовая, базальт-риолитовая; 5 – формация океанического террейна (R₃) терригенно-морская флишеидная; 6 – сшивающая формация (V) габбро-плагиогранитовая; 7 – коллизионная формация (PZ₁₋₂) гранитных батолитов; 8 – океаническая гипербазитовая формация; 9 – формация перекрывающего комплекса (V) терригенно-карбонатная; 10 – контуры рудных зон; 11–13 – рудные формации: 11 – золото-сульфидная (вкрапленные руды, колчеданные залежи), 12 – золото-сульфидно-кварцевая (жилы, жильно-прожилковые зоны), 13 – золото-кварцевая (жилы, жильные зоны)

Средняя рудная зона включает серию слабо изученных золото-кварцевых жил, сопровождающихся прожилковым окварцеванием и березитизацией пород.

Нижняя зона состоит из серии кварцевых жил и прожилков лестничного типа, выполняющих контракционные трещины отрыва.

Общий вертикальный размах оруденения на Верхнекаралонском участке 550 м. Максимальные концентрации золота (15–20 г/т) установлены в пределах зоны Верхней.

Еленинский участок слагают переслаивающиеся вулканиты, прорывающие их плагиограниты и микроклиновые граниты, дайки гранит-порфиров и диабазовых порфиров. На самых низких гипсометрических уровнях широко развиты эруптивные брекчии, в которых обломки представлены габброидами и метавулканитами.

Оруденение тяготеет к участкам сгущения даек. Размещение жильно-прожилковых зон носит эшелонированный характер. Выделяется 5 основных рудных горизонтов, включающих серии (зоны) жил и прожилков и сопутствующих им зон ли-

ственитов и березитов. Общий вертикальный размах оруденения около 1 км. Оруденение представлено продуктивной золото-пирит-полиметаллической ассоциацией, но проявляется весьма неравномерно.

Рассмотрим один из пяти основных рудных горизонтов – жильную зону Искристую (Золото Бурятии, 2000). Она состоит из кварцевой жилы и нескольких субпараллельных ей оперяющих прожилков, залегающих почти горизонтально. Мощность жилы – от 0,3 до 1,4 м, мощность прожилков – от 1 до 20 см. Количество кварца составляет 25–35 % на среднюю мощность жильно-прожилковой зоны 1,5–4 м. Сульфидная минерализация вкрапленно-гнездового типа распределена в основной жиле неравномерно, но тяготеет к ее центральной и приконтактной части и приурочена к зонам повышенной трещиноватости. Общее количество сульфидов не превышает 5 %. Представлены халькопиритом, галенитом и золотом. Видимое золото – в виде тонких прожилков (1–2 мм) и густой вкрапленности в гнездах галенита размером до 1х2 см. Зона сопровождается карбонатизацией и пиритизацией вмещающих интенсивно рассланцованных альбит-хлоритовых сланцев до 10 м мощностью. Прослежена жильная зона на 200 м. Содержания большинства проб – 1–7 г/т, а в нескольких – 100–255 г/т.

Участок Нижнекаралонский. Расположен в правом борту ручья Каралон вблизи устья. Оруденение пространственно связано с гидротермально-метасоматическими образованиями серпентин-тремолит-карбонатного состава по гипербазитам. Известно два рудных тела неправильной формы: Южное – размером 35–85х250–300 м, Северное – размером 40х250 м. Обогащены пиритом (10 %), магнетитом (3 %), сфалеритом (2 %), халькопиритом (1 %), галенитом (0,3 %). Среднее содержание золота 0,4–3,6 г/т, серебра 23 г/т, цинка 1,24 %, свинца 0,24 %, меди 0,32 % (Золото Бурятии, 2000).

Для золотого оруденения Каралонского рудного узла неоднократно отмечалась В. С. Косиновым, В. В. Левицким, И. В. Одинцовой и другими геологами рудоконтролирующая роль даек диабазовых порфириров. Наиболее отчетливо эта связь проявлена для участков Верхнекаралонского, Березитового, Галенитового (рис. 3.31).

На Галенитовом участке (рис. 3.32) дайка диабазовых порфириров проходит по контакту вулканитов и тела габбро, ограничивая с севера горизонтальное тело микроклиновых гранитов. У южного контакта дайки залегает крутопадающая жила Галенитовая, от которой отходит серия оперяющих кварцевых прожилков. Дайка диабазовых порфириров интенсивно рассланцована, карбонатизирована, пересекается кварцевыми прожилками.

На Березитовом участке в апикальной части штока микроклиновых гранитов проходит серия крутопадающих даек диабазовых порфириров, между которыми залегает группа пологопадающих жил и прожилков рудного кварца, реже – крутопадающих жил. Последние залегают вдоль контакта даек, которые имеют экранирующее значение для развития прожилков кварца, интенсивно проявленных в более подверженных хрупкой деформации гранитах. Однако и в дайках диабазовых порфириров наблюдается диагональная система трещин, выполненных кварцевыми прожилками мощностью 1,5–2 см. Максимальное развитие лестничной системы пологопадающих золото-кварцевых жил наблюдается в центральной части Березитового пояса даек диабазовых порфириров.

Этот же пояс даек отчетливо контролирует размещение рудного штокверка золото-кварцевых прожилков в покрове фельзитов на участке Высоком.

В Верхнекаралонском блоке, сложенном гранитами, рудные столбы в зонах Верхней, Нижней и Средней на южном фланге размещаются в гранитах среди Верхнекаралонского пояса даек диабазовых и диоритовых порфириров. На северном фланге этого блока крутопадающие золото-кварцевые жилы залегают у контактов крутопадающих даек интенсивно окварцованных пиритизированных диоритовых и диабазовых порфириров.

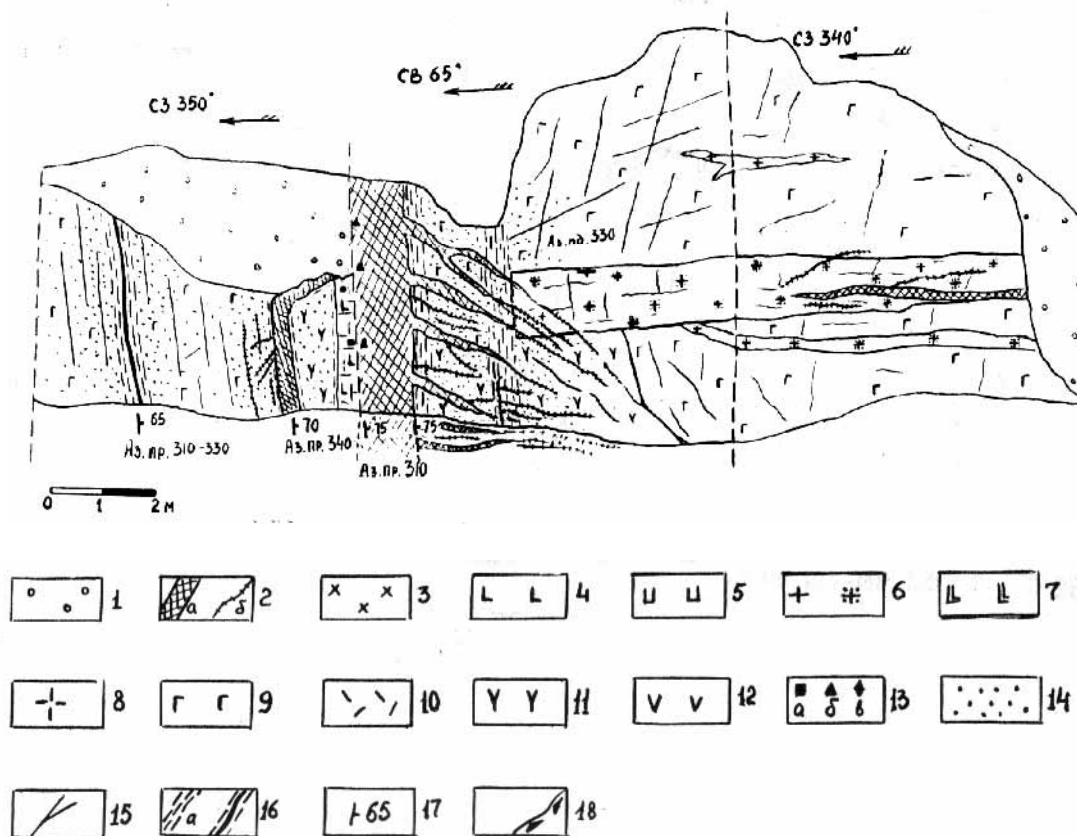


Рис. 3.32. Взаимоотношение крутопадающей жилы Галенитовой с дайками порфиров и микроклиновых гранитов. По И. В. Одинцовой.

1 – четвертичные отложения, 2 – кварцевые жилы (а) и прожилки (б); 4,5 – дайки диабазовых порфиров; 6 – граниты микроклиновые неизменные (а), березитизированные (б); 7 – древние дайки диабазовых порфиров; 8 – плагиограниты; 9 – габбро; 10 – фельзиты, кварцевые порфиры; 11 – андезиты, андезит-дациты; 12 – метадиабазы, андезито-базальты; 13 – пирит (а), галенит (б), халькопирит (в); 14 – лиственитизация; 15 – трещины; 16 – зоны расланцевания (а), милонитизации (б); 17 – элементы залегания; 18 – брекчия

Среди вулканитов среднего состава в блоке Еленинский рудные столбы размещаются на участках пересечения субгоризонтальными кварцевыми жилами крутопадающих даек диабазовых порфиров.

В пределах Усть-Каралонской колчеданной залежи дайки диабазовых порфиров, диорит-порфиров и мелкозернистых гранитов пресекают рудовмещающие серпентиниты, вулканиты кислого и основного состава, габброиды и сопровождаются зонами интенсивно проявленных метасоматитов.

За пределами рудных участков также отмечаются одиночные дайки диабазовых порфиров макроскопически свежего облика. Но при детальном прослеживании их по простиранию, как правило, наблюдается наложенная вкрапленно-прожилковая пиритизация.

Рудоконтролирующая роль дайковых поясов выявлена и в других рудных узлах (Ирбо-Юбилейном, Кедровском, Ирокиндинском) Муйского рудного района.

Таким образом, по Каралонскому рудному узлу можно сделать следующие выводы (Золото Бурятии, 2000): рудные тела и зоны по минеральному составу относятся к малосульфидной золото-кварцевой рудной формации, по морфологии разделяются на жильные тела и штокверковые зоны, характерна обогащенность золотоносных участков крупным и очень крупным золотом, условия залегания большинства рудных тел позволяют отработать их открытым способом.

Ирокиндинское месторождение. Структурная позиция определяется, по Е. А. Намолову (1979, 1987), приуроченностью к одному из периферических блоков жесткого срединного массива, ограниченного крупными, многократно активизированными разломами корового и корово-мантийного заложения. Другими словами, речь идет о западной периферии Муйского кратонного террейна, ограниченной Келяно-Ирокиндинской многошовой сдвиговой зоной (рис. 3.26).

Рудные тела убогосульфидной золото-кварцевой формации имеют различную протяженность и небольшую мощность. Залегают в архейской гнейсовой толще преимущественно амфибол-биотитового состава с горизонтами гранат-пироксеновых парагнейсов и кальцифилов. Метаморфизм вмещающих пород достигает гранулитовой фации, на что указывают гиперстен и пироп. Широко проявлены процессы высоко- и низкотемпературного диафтореза, обусловленные гранитизацией и динамометаморфическим изменением пород.

Разрывная тектоника в размещении рудных тел имеет главное значение. Рудовмещающие структуры, представленные зонами в различной степени рассланцованных и раздробленных пород, ориентированы в северо-восточном, субмеридиональном и северо-западном направлениях и полого погружаются к западу. Выделено 9 рудовмещающих разрывных структур: Киндиканская, Юрасовская, Серебряковская, Параллельная, Петровская, Лагерная, Средняя, Попутная, Сухая (Золото Бурятии, 2004). Внутри этих структур обнаружено 150 золоторудных жил, среди которых изучено с поверхности 30, разведано 10. Характерна извилистая морфология всех жил в плане, более равномерная – в разрезе. Мощность в раздувах 2–3 м, их чередование – через 20–30 м. Протяженность рудных столбов по простиранию 30–120 м, по падению – максимум до 250 м. Околожилные изменения представлены березитами мощностью 5–20 м. В жилах преобладает кварц. Сульфиды составляют не более 0,5 %, среди них преобладают галенит и пирит, реже – сфалерит, халькопирит, блеклые руды, спорадически – пирротин, арсенопирит, шеелит. Распределение самородного золота крайне неравномерное: от «следов» до 1000 г/т. В настоящее время ОАО «Бурятзолото» ежегодно добывает при эксплуатации месторождения в среднем 2,4–2,5 т золота, но имеющихся запасов при достигнутой производительности хватит на три – четыре года, если не будет ежегодного прироста запасов в 2 т.

Формирование рудовмещающих структур, по Е. А. Намолову, обусловлено субмеридиональным горизонтальным сжатием квазиупругой среды блока архейских пород; причем морфология конкретных рудных тел зависит от совокупности частных трещин скола и отрыва, проявленных в рудовмещающей зоне определенной ориентировки. С этих позиций логично объяснить коленчатые изгибы рудных жил по простиранию, стреловидные и зубчатые их выклинивания типа ласточкина хвоста, апофизы простой и сложной крючковидной формы.

Заметим, что такое вполне возможно при сдвиговых перемещениях по зоне Келяно-Ирокиндинского разлома, когда происходила амальгамация Муйского кратонного террейна с островодужными террейнами.

Металлогенические формации. На основе схемы структурно-вещественных комплексов Муйского района (рис. 3.26) выработаны обобщенные представления о распределении металлогенических формаций.

Рудовмещающими формациями (РВФ) можно считать архей-раннепротерозойские комплексы Муйской глыбы и кембрийские перекрывающие карбонатные отложения золотовской и янгудской свит.

Рудоносными и рудовмещающими (РВФ + РНФ) формациями – позднепротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы: габброидов, серпентинизированных дунит-гацбургитов, терригенно-вулканогенных пород киянской толщи (киянской и каралонской свит).

Рудогенерирующей (РГФ) можно считать гранитоиды верхневендского условно муйского комплекса (в нашем понимании, сшивающего) и пояса даек диабазовых порфиритов.

Рудообразующей (РОФ) формацией являются раннепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса.

Роль структур латерального выжимания наиболее ярко проявилась при формировании сдвиговых парагенезов по Кияно-Ирокиндинской зоне разлома в коллизионный этап.

Выводы

Муйский золоторудный район приурочен к восточной части Байкало-Муйского супертеррейна. В венде–раннем палеозое произошла его аккреция с Сибирским кратоном.

Центральное место Муйского золоторудного района занимает одноименная архей-раннепротерозойская глыба. Она разделяется кайнозойской Муйской рифтогенной впадиной на Северо-Муйскую и Южно-Муйскую глыбы. К западу и к востоку от Муйской глыбы развиты верхнерифейские породы островодужной формации, позволившие выделить комплекс офиолитов задугового бассейна, островодужные террейны и дизъюнктивные дислокации лево- и правосдвигового типа.

В области влияния преимущественно левосдвиговой зоны дислокаций расположены Юбилейное месторождение, Ирбинское, Вехнекелянское и другие золотые рудопроявления. К области влияния сложной надвиго-правосдвиговой зоны дислокаций тяготеют Верхне-Каралонское, Усть-Каралонское, Каменное, Орловское, Уряхское и другие рудопроявления золота.

В венде происходило формирование интрузий габбро-плагиогранитов, а в раннем-позднем палеозое – гранитов, гранодиоритов, даек различного состава и связанного с ними главного золото-кварцевого жильного оруденения всех вышеперечисленных рудных объектов.

3.4. Геодинамика и металлогения золота Еравнинского комплексного рудного района

Наиболее важное значение для золота в Еравненском комплексном рудном районе имеет Озернинский рудный узел, который находится в центральной части Западного Забайкалья, приурочен к Озернинскому локальному металлогеническому поясу с возрастом 540–410 млн лет. Последний входит в состав Саяно-Забайкальского (Трансзабайкальского) регионального металлогенического пояса, который имеет возраст поздний кембрий – ранний ордовик (500–410 млн лет).

Традиционно территория рассматривается как Озернинский рудный узел с комплексным оруденением. Здесь известны крупное Озерное, средние Назаровское, Ульзутуйское колчеданно-полиметаллические, Назаровское золоторудное, Магнетитовое железорудное, борное месторождение Солонго и целый ряд колчеданных, медно-баритовых и золоторудных рудопроявлений.

3.4.1. Тектоническая позиция

Все разнообразные рудные месторождения и рудопроявления сосредоточены в пределах Еравнинского останца кембрийских вулканогенно-осадочных горных пород, окруженного в основном палеозойскими гранитоидами (Феофилактов и др., 1985). В настоящее время вполне справедливо этот район рассматривается в качестве островодужного террейна (Булгатов и др., 1999), размеры которого небольшие (25x12 км). Вмещающие горные породы смяты в брахисинклинальные складки с пологим залеганием крыльев. Возраст складчатости каледонский.

Озернинский комплексный рудный узел вместе с Гарганским и Муйским золоторудными районами принадлежит, по Ж. В. Семинскому, к одной и той же группе региональных металлогенических поясов аккреционно-коллизийных орогенов (таблица 1.2). Он находится в пределах Трансбайкальского регионального металлогенического пояса, у самой его южной границы, приурочен к одноименному локальному металлогеническому поясу (рис. 2.1, 4.2). Южнее Трансбайкальского регионального металлогенического пояса находится группа региональных металлогенических поясов орогенов внутриплитных плюмтектонических обстановок, что оказало влияние на особенности развития Озернинского комплексного рудного узла.

Кроме того, необходимо отметить, что в этой Байкальской части указанный металлогенический пояс значительно «переработан» внутриплитными тектономагматическими процессами мезозойского возраста. С ними связано образование ряда известных рудных районов Байкаля (Джидинский редкометалльный, Еравнинский уран-флюоритовый и т. д.)

Большое значение для рассматриваемой площади имеет разрывная тектоника. В формировании геологической структуры района и в размещении оруденения ей принадлежит главная роль. Впервые это было установлено по результатам геофизических работ (Нефедьев и др., 1973 и др.). Многие разломы скрыты и могут быть изучены только геофизическими методами. Крупные разрывные нарушения субмеридионального и северо-восточного направлений выделяются мощными (до 100–400 м) зонами проводимости, прослеженными на 10–25 км по простиранию, зонами линейно вытянутых гравитационных минимумов и цепочками узко локальных магнитных аномалий. Разломы субширотного и северо-западного направлений фиксируются по нарушению корреляции зон проводимости, гравитационных минимумов и магнитных аномалий, по смещению их в плане, по резкому уменьшению мощности и выклиниванию.

3.4.2. Основные этапы развития

Геологическое развитие Озернинского комплексного рудного района происходило в три этапа: каледонский, герцинский, киммерийский. Они фиксируются по проявлению соответствующих осадочно-вулканогенных, плутогенных и дислокационно-метаморфогенных формаций. Геологические образования позднего палеозоя – раннего мезозоя пока не имеют более надежной датировки, поэтому условно отнесены нами в киммерийский этап по наиболее позднему рубежу формирования.

Каледонский этап

В породах нижнего палеозоя, отличающихся типичным островодужным вулканизмом, в основном, и размещается Озернинский рудный узел (рис. 3.34).

Это вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, которые относятся к олдындинской свите нижнего кембрия (Беличенко, 1969). Вулканогенные породы представлены андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами; вулканогенно-осадочные – туфами андезитовых порфиритов и туффитами; осадочные – известняками. Последние разновидности содержат большое количество палеонтологического материала, указывающего на нижнекембрийский возраст пород (Васильев, 1977). Долгое время в рудном узле выделялись липаритовые порфиры и их туфы, но исследованиями Д. И. Царева и др. (1988) было доказано ошибочность картирования таких пород.

Олдындинская вулканогенно-осадочная свита представлена в рудном узле не в полном объеме. Нижняя ее часть ассимилирована гранитоидами, а верхняя часть денудирована в процессе поднятия каледонской и герцинской эпох складчатости. Сохранившаяся часть толщи имеет максимальную мощность 2500–2700 м. Р. С. Тарасова и др. (1972) подразделяют олдындинскую свиту на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена андезитовыми порфиритами, их туфами, туффитами на терригенном и карбонатном цементе и прослоями известняков. Ее мощность в юго-восточной части рудного узла составляет около 2500 м. Преобладают в подсвите туфы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Дацитовые порфиры и их туфы распространены лишь в верхней части подсвиты и имеют подчиненное значение. Туффиты и прослои известняков также характерны для верхней части подсвиты, по существу, они являются переходными породами от нижней подсвиты к верхней. Среди дацитовых порфиритов содержится поток игнимбритов того же состава. Известняки имеют углистые, глинистые и переходные к туффитам разновидности. Все разновидности вулканогенных пород среднего состава нижней подсвиты зеленокаменно изменены. Вторичные минералы представлены карбонатом, хлоритом и альбитом по плагиоклазу среднего состава. Туфы агломератовые (редко), псефитовые и псаммитовые. Туффиты различные – от псефитовых до пелитовых; текстура их грубо- и тонкослоистая. Обломки вулканогенных пород представлены андезитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами, цемент – алевритовый, пелитовый и хемогенный карбонатный материал с примесью углистого вещества.

Верхняя подсвита сложена преимущественно известняками и туффитами, содержащими слои туфов андезитовых порфиритов и дацитовых порфиритов. В известняках часто встречаются обломочные разновидности, образовавшиеся за счет разрушения рифовых построек с археоциатами и древними водорослями. Кроме того, характерны хемогенные серые известняки с примесью углистого и глинистого вещества, которые доломитизированы, анкеритизированы и сидеритизированы. Среди туффитов преобладают известковые разновидности. Мощность этой подсвиты примерно 2000 м. Как раз верхняя туффит-известняковая подсвита и включает в себе основную массу рудных объектов, в том числе и Озерное месторождение. Преобладание пирокластических фаций вулканических пород над эффузивными и широкое развитие вулканогенно-осадочных отложений свидетельствует об удаленности в раннем кембрии вулканических центров от территории Озернинского рудного узла.

Согласно данным Д. И. Царева и др. (1988), на рассматриваемой территории надежно датируется ранним палеозоем магматические породы только одного интрузивно-го комплекса.

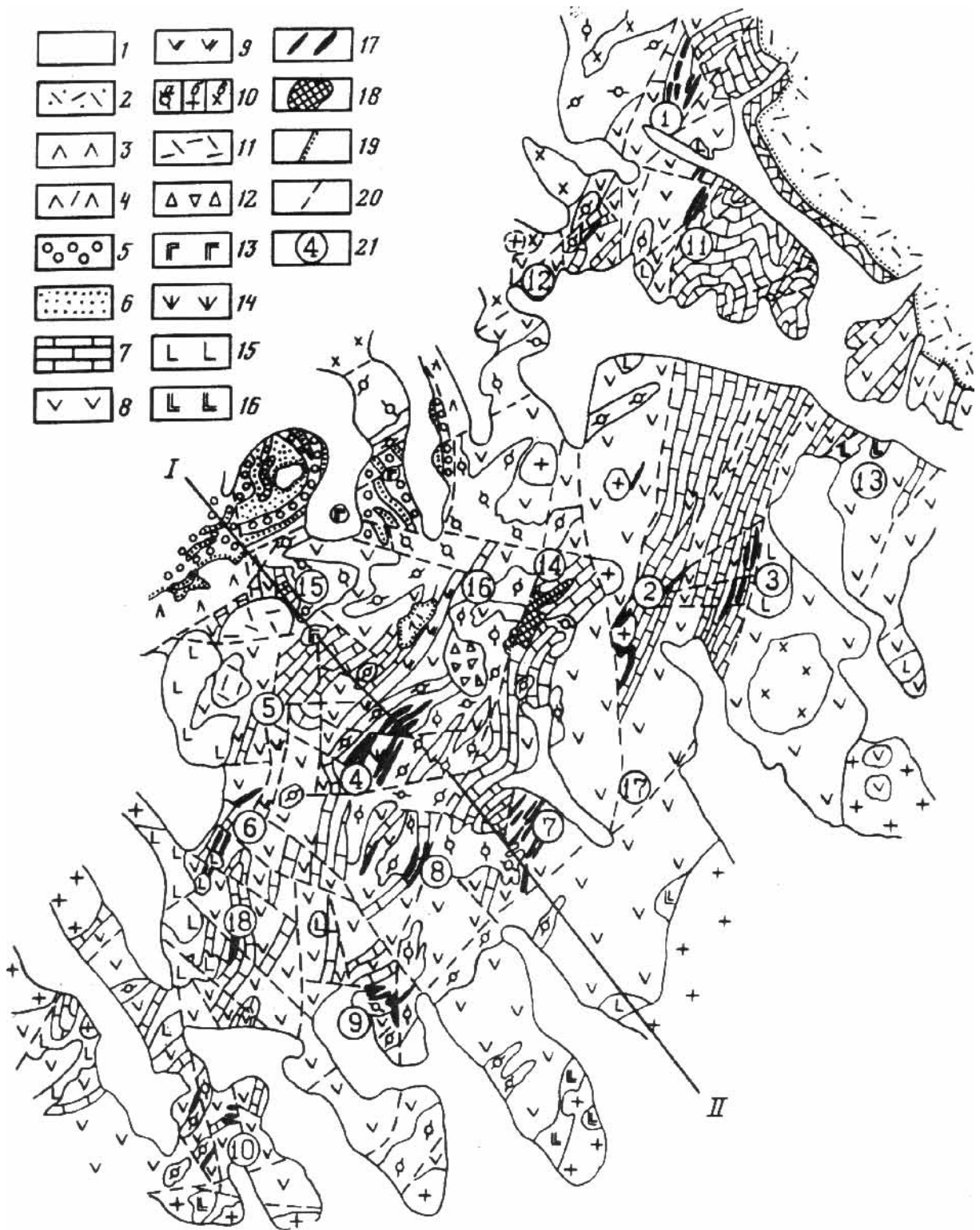


Рис. 3.34. Геологическая схема Озернинского рудного узла (Царев, Фирсов, 1988).

1–9 – стратифицированные породы: 1 – четвертичные отложения; верхний палеозой–мезозой: 2 – ортофиры и их туфы, 3 – трахиандезиты, 4 – туфы смешанного состава, 5 – конгломераты базальные с галькой интрузивных пород, 6 – аркозовые и сероцветные песчаники; нижний кембрий, олдындинская свита: 7 – известняки органогенные и хемогенные с прослоями туфов и туффитов, 8 – туфы, туффиты и лавы андезитовых, андезито-базальтовых и, редко, базальтовых порфиритов с прослоями известняков, 9 – дацитовые порфиры; 10–20 – интрузивные породы: верхний палеозой – мезозой: 10 – субвулканические флюидопорфиры (а), граниты и гранит-порфиры (б), сиениты и сиенит-порфиры (в), 11 – экструзивные порфиры массивные, флюидальные, сфероидные, 12 – жерловые (предположительно) брекчии,

13 – субшелочные габбро-долериты; средний – верхний палеозой: 14 – субвулканические диабазовые порфириты; нижний палеозой, атарханский комплекс: 15 – кварцевые диориты второй фазы, 16 – габбро и габбро-диориты первой фазы, 17 – месторождения и рудопроявления, 18 – зоны окисления сульфидных руд и сидерита (железные шляпы), 19 – границы несогласного залегания горных пород, 20 – разрывные нарушения; 21 – номера месторождений: 1 – Ульзутуйское-1 колчеданно-полиметаллическое, 2 – Солонго-Магнетитовое цинково-железное, 3 – Назаровское золото-полиметаллическое, 4 – Озерное колчеданно-полиметаллическое, 5 – Северо-Гурвунурское железное (апатит-магнетитовое), 6 – Гурвунурское железное (апатит-магнетитовое), 7 – Звездное колчеданно-полиметаллическое, 8 – Аришинское медно-железное (халькопирит-магнетитовое), 9 – Гундуйское медно-барит-железное (барит-халькопирит-магнетитовое), 10 – Турхульское медно-барит-железное (барит-халькопирит-магнетитовое); 11–18 – рудопроявления: 11 – Ульзутуйское-2 колчеданно-полиметаллическое, 12 – Горхонское магнетитовое, 13 – Юбилейное магнетитовое, 14 – Октябрьское («железная шляпа»), 15 – Таежное («железная шляпа»), 16 – Васильевское колчеданное, 17 – Майское магнетитовое, 18 – Солнечное полиметаллическое, I–II – разрез

Атарханский раннепалеозойский интрузивный комплекс представлен двумя фазами. Первая фаза содержит габбро пироксен-биотит-роговообманковые. Вторая фаза – кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты.

Герцинский этап

Верхнепалеозойско-мезозойские отложения с породами раннего кембрия олдындинской свиты контактируют по разрывным нарушениям. Они расположены в опущенных блоках. Длительное время эти породы относили к цаган-хунтейской свите триас-раннеюрского времени. Д. И. Царев и др. (1988) расчленили их на две толщи: нижнюю условно отнесли к верхнему палеозою, верхнюю – к верхнему палеозою–мезозою.

Нижняя верхнепалеозойская толща представлена трахиандезитовыми порфиритами и ортофирами.

В среднем–позднем палеозое сформировались следующие интрузивные комплексы:

1. *Субвулканический* (средне-позднепалеозойский). Диабазовые порфириты.
2. *Дайковый* (средне-позднепалеозойский ?). Андезитовые порфириты.
3. *Экструзивный* (позднепалеозойский ?). Кварцевые порфиры расслоенные и флюидально-сфероидные.
4. *Граносиенит-лейкогранитный* (позднепалеозойский ?). Первая фаза – кварцевые сиениты биотит-роговообманковые. Вторая фаза – лейкократовые среднезернистые и порфириовидные граниты, гранит-порфиры.

Киммерийский этап

Верхняя более молодая верхнепалеозойско-мезозойская толща в Озернинском рудном узле характеризуется базальными конгломератами с разнообразной галькой пород нижнекембрийской олдындинской свиты. Даже в гальке представлены многие разновидности метасоматитов. Кроме того, встречаются обломки сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенитов, гранит-порфиров, кварцевых сиенитов, лейкократовых гранитов, одно- и двухполевошпатовых трахиандезитовых порфиритов, ортофиринов и кварцевых жил. Не обнаружены гальки диоритов, флюидопорфиров и даек долеритов. Конгломераты переслаиваются с аркозовыми и сероцветными полевошпатовыми песчаниками и прорываются дайками плагиопорфиров и мелкими штоками габбро-диоритов.

Среди магматических интрузивных комплексов выделяются (Царев, Фирсов, 1988):

1. *Дайковый* (позднепалеозойско-мезозойский). Кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры.

2. Флюидопорфировый субвулканический (*позднепалеозойско-мезозойский*). *Кварц-плагиоклазовые риолито-дацитовые порфиры.*
3. *Габбро-долеритовый* (позднепалеозойско-мезозойский). Дайки трахидолеритов, субщелочные габбро-долериты.
4. Дайковый (*мезозойский*). *Плагиопорфиры, сиенит-порфиры.*

Магматические породы Озернинского рудного узла разного возраста изучали Р. С. Тарасова, В. А. Варламов, Б. А. Литвиновский, А. Н. Занвилевич, Д. И. Царев и др. В целом за всю историю развития рудного узла произошло внедрение девяти интрузий, которые имели основной, средний, кислый и субщелочной состав. Это были небольшие интрузивные массивы, силлы и дайки. Такая насыщенность разнообразным по составу магматическим материалом была не случайной, она обусловлена сложной геодинамической историей развития территории.

Породы олдындинской свиты испытали региональный зеленокаменный метаморфизм. По вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам этой свиты развиты следующие вторичные минералы: хлорит, карбонат, альбит, серицит.

Происходившие в верхнем палеозое и мезозое блоковые перемещения вызвали динамометаморфические изменения пород, сопровождавшиеся катаклизмом, милонитизацией, тектоническим расщеплением, гидротермально-метасоматическими преобразованиями и контактовым метаморфизмом, который обусловлен был внедрением и влиянием магм. Произошло поднятие в верхние этажи земной коры и излияние на поверхность расплавов основного состава, а также формирование вторичных очагов кислых магм. Последние дали массу интрузивных тел гипабиссальной и субвулканической фаций. Впоследствии они могли быть не только источниками тепла, но и проводниками трансмагматических растворов. Сопровождающий магматизм гидротермальный процесс привел к перераспределению вещества интрузивных образований и вмещающих их горных пород.

Кремне-щелочной метасоматизм наиболее ярко проявился по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам раннекембрийской олдындинской свиты. В них произошло кислотное выщелачивание с выносом оснований и отложением их в известняках и известковистых туффитах, это явилось, по-видимому, причиной формирования сидеритовых и магнетит-гематитовых залежей, вкрапленных и массивных колчеданно-полиметаллических руд, скарнов, золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения. На месте выщелоченных пород среднего состава образовались кремниево-щелочные метасоматиты, похожие на кислые эффузивные и пирокластические образования по минеральным ассоциациям, структурам и текстурам.

Д. И. Царев и др. (1988) считают, что в таких метасоматитах не уравновешен вещественный состав и метасоматические парагенезисы минералов, ошибочно геологами такие породы принимались за кислые дифференциаты основных магм, что влияло на трактовку генезиса оруденения. В породах верхнего палеозоя – мезозоя кремнещелочной метасоматоз не выражен, но вблизи ограничивающих их залежание разломов развито интенсивное расщепление, катаклиз и сопровождающая динамометаморфизм хлоритизация и серицитизация.

3.4.3. Геодинамическая модель

Озернинский рудный узел принадлежит к типичной области каледонид, которая обрамляет с юга Сибирский палеоконтинент и именуется Алтае-Саянской. В ее пределах выделяются древние массивы (микроконтиненты, террейны), каледонские складчатые системы и герцинские структуры (Зоненшайн и др., 1990). Юго-восточная часть

этой области – Трансбайкальский аккреционно-коллизийный ороген, в пределах которого развит одноименный региональный металлогенический пояс (Семинский, 2006).

Байкало-Витимская каледонская складчатая система, включающая Озернинский рудный узел, занимает восточное и юго-восточное положение Алтае-Саянской области (в современных координатах). Закономерности ее развития целесообразно рассмотреть во взаимодействии с подобными ей каледонскими складчатыми системами.

Большая часть Байкало-Витимской системы занята остатками Баргузинского континентального массива, созданного (Зоненшайн и др., 1990) «...аккреционным путем перед вендом (или поздним рифеем)». Согласно современным положениям террейнового анализа (Кузьмин и др., 2000), Баргузинский палеомикроконтинент сформировался как супертеррейн. Внутреннее строение остальной сохранившейся части Байкало-Витимской системы, согласно В. Г. Беличенко (1977; 1983), характеризуется зональным строением.

Окраинная зона приближена к краю Сибирской платформы и является амагматичной преимущественно карбонатной, Еравнинская (Удино-Витимская) зона занимает внутреннее положение системы и насыщена вулканогенно-осадочными и интрузивными породами. Баргузинский батолит палеозойских гранитоидов почти полностью уничтожил прежнюю структуру системы, особенно ее внутреннюю Еравнинскую зону. О ней можно судить лишь по провесам кровли. К одному из таких провесов приурочен Озернинский рудный узел.

Останцы нижнепалеозойских отложений в Еравнинской зоне протягиваются цепочкой среди гранитоидов Баргузинского батолита вдоль р. Уды на северо-восток от г. Улан-Удэ до р. Витим. Они сложены андезит-дацитовой формацией (олдындинская свита), которая включает диабазы, андезиты, дациты, их туфы, биогермы археоциатовых известняков. Безусловно, это островодужный комплекс, что и подтверждается петрохимическими данными И. В. Гордиенко, Д. И. Царева, А. П. Фирсова и др.

Гранитоиды Баргузинского батолита, согласно результатам исследований Б. В. Литвиновского и А. Н. Занвилевич, прорывают фаунистически охарактеризованные ниже-среднекембрийские отложения, а галька этих гранитоидов встречается в конгломератах верхнего кембрия–ордовика. Но среди гранитоидов встречаются провесы кровли с фауной ордовика (Беличенко, 1977) и девона (Минина, 2003). То есть формирование гранитоидов огромного батолита происходило длительным путем в течение нижнего-среднего палеозоя на коллизийном и постколлизийном этапах развития. По-видимому, оно было связано со столкновением континентальных блоков, ограничивающих Байкало-Витимскую систему, и с влиянием Центрально-Азиатской горячей области. И хотя надежных данных о времени формирования ее складчатых дуг нет, Л. П. Зоненшайн и др. (1990) предполагают среднепалеозойский их возраст.

История развития Байкало-Витимской складчатой системы может быть восстановлена только в самых общих чертах, но даже такая фрагментарность важна для понимания геодинамического районирования Озернинского рудного узла, особенно для выяснения роли его главного раннекаледонского островодужного комплекса.

В позднем рифее, венде и раннем кембрии на более древних рифейских аккреционных комплексах Баргузинского микроконтинента сформировалась пассивная континентальная окраина (Окраинная известняковая зона). Примерно такая же обстановка, очевидно, существовала на других микроконтинентах (рис. 3.35). К востоку от Баргузинского микроконтинента (в современных координатах) пассивная континентальная окраина открывалась в сторону океана неизвестных размеров. Внутри этого гипотетического бассейна находилась островная вулканическая дуга.

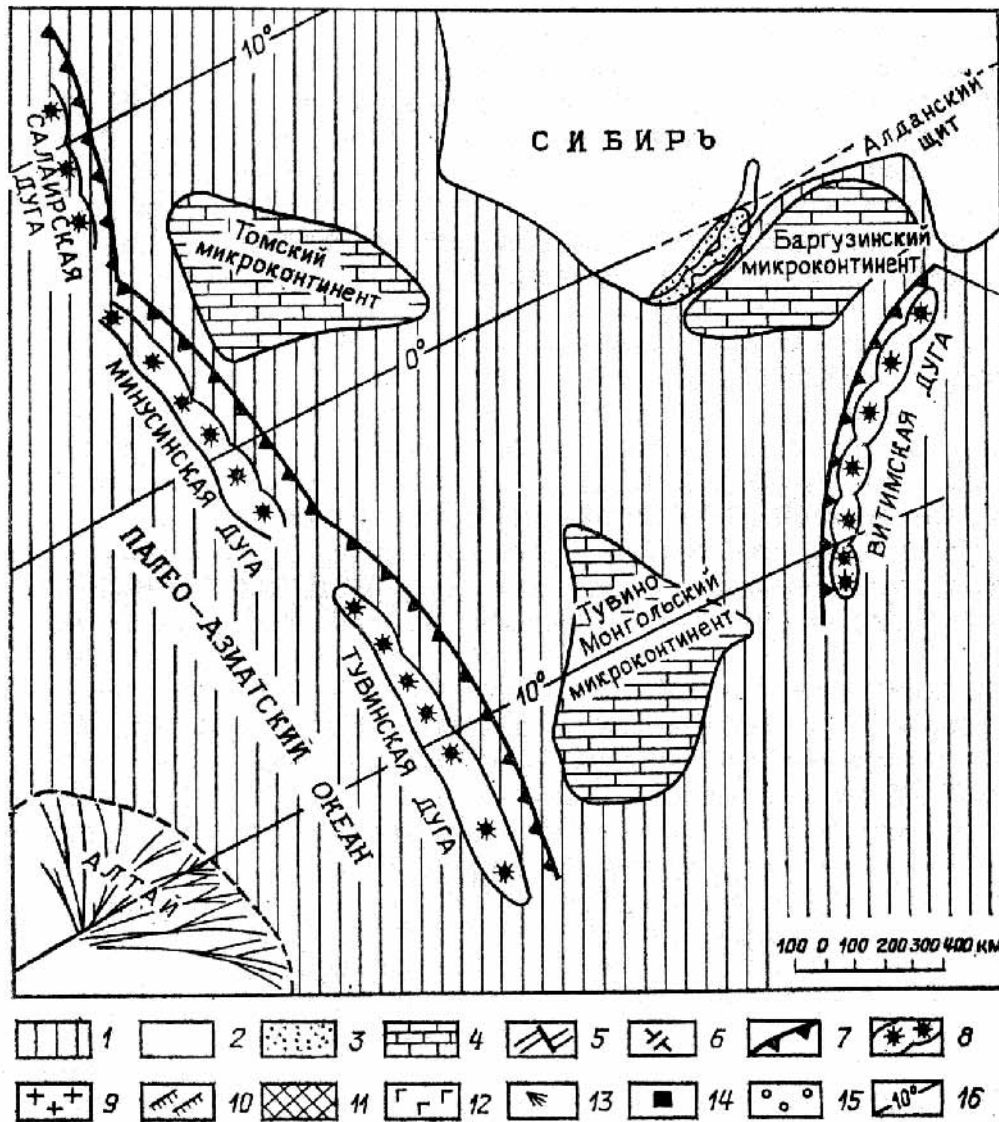


Рис. 3.35. Реконструкция Алтае-Саянской области на ранний кембрий, 550 млн лет (Зоненшайн и др., 1990).

1 – океаническая кора; 2 – шельфовые моря; 3 – суша; 4 – карбонатные массивы; 5 – оси спрединга; 6 – задуговый спрединг; 7 – зоны субдукции; 8 – вулканические дуги; 9 – гранитные батолиты; 10 – зоны складчатости и метаморфизма; 11 – экзотические блоки кристаллических пород; 12 – внутриплитный магматизм; 13 – подводные конуса выноса; 14 – угли; 15 – моласса; 16 – палеошироты

В течение раннего–среднего кембрия ложе океана между Баргузинским континентом и островной дугой было полностью поглощено в зоне субдукции под островной дугой (рис. 3.36). В позднем кембрии началось столкновение Баргузинского континента с основной массой Сибирского (Ангаро-Анабарского) континента. Появились в связи с этим выплавки первых порций гранитоидов Баргузинского батолита и образования горного рельефа в Западном Забайкалье с накоплением молассы верхнего кембрия–ордовика (исташинская свита). Но океанический бассейн не был полностью закрыт, между Баргузинским континентом и Алданским щитом существовало, по-видимому, пространство с океанической или сильно утонченной континентальной корой.

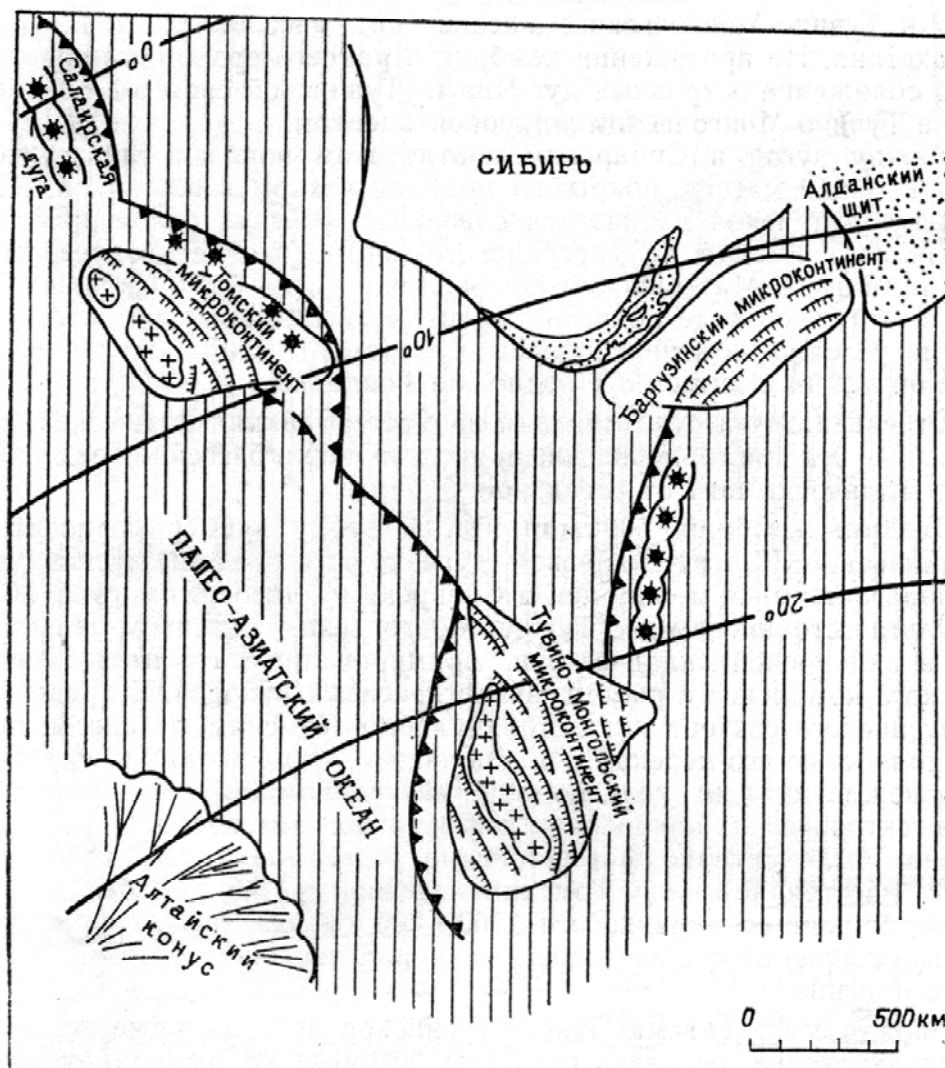


Рис. 3.36. Реконструкция Алтае-Саянской области на поздний кембрий, 500 млн лет (Зоненшайн и др., 1990).

Условные обозначения см. на рис. 3.35.

Алданский щит и Баргузинский континент современное положение заняли, вероятно, с раннего девона (рис. 3.37). Сибирь значительно переместилась к северу, так как в это время начал раскрываться океан Тетис. По правостороннему Жуинскому сдвигу Алданский щит с севера (в современных координатах) переместился на юг, примерно, на 300 км. По мнению Л. П. Зоненшайна и др. (1990), такое гигантское правостороннее перемещение хорошо объясняет дугообразную конфигурацию каледонской Байкало-Витимской складчатой системы.

Кроме того, по нашим представлениям, преимущественно правосдвиговые зоны смятия Озернинского рудного узла (рис. 3.38; 3.39) могли формироваться кинематически зависимо от крупнейшего правостороннего Жуинского сдвига. Причем, примерно, в это же время юго-западная часть Сибири вместе с присоединенной к ней Алтае-Саянской окраиной (в современных координатах) перекрыла горячее поле. Возник интенсивный внутриплитный магматизм, который сопровождался растяжениями, дифференциальными движениями блоков и образованием «рифтогенных»

межгорных впадин (Кузнецкая, Минусинская, Тувинская). По-видимому, синхронно с этим могло произойти заложение крутопадающих взбросо-сдвиговых складчатых разломов (зон смятия) в Удино-Витимской внутренней зоне Байкало-Витимской складчатой системы.

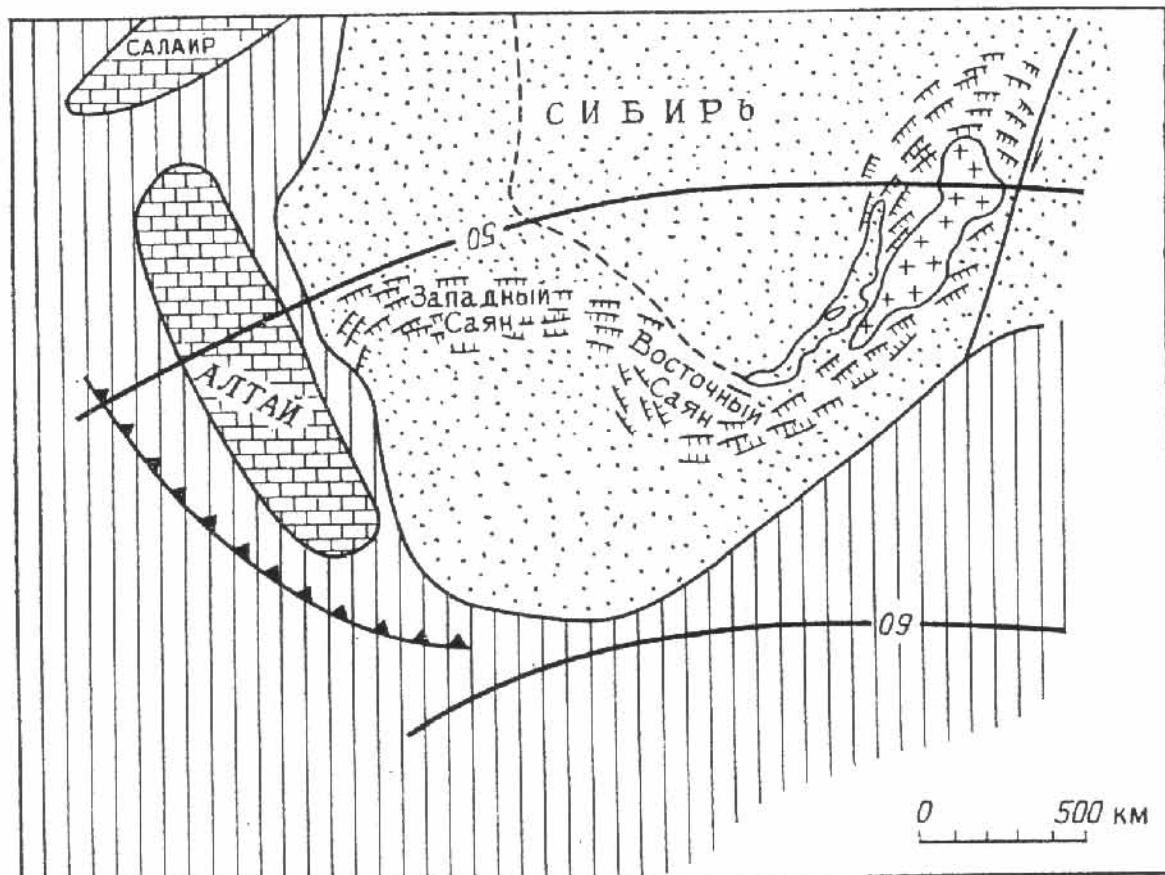


Рис. 3.37. Реконструкция Алтае-Саянской области на ранний девон, 410 млн лет (Зоненшайн и др., 1990).

Условные обозначения см. на рис. 3.35.

В позднем палеозое и мезозое дифференциальные сдвиговые движения по этим разломам неоднократно повторялись. Они происходили на фоне поступательно-вращательного дрейфа Сибирского палеоконтинента против часовой стрелки, что привело к появлению субщелочных интрузий, в том числе, даек основного, среднего, кислого состава и гидротермально-метасоматических рудных тел разных металлогенических типов.

Зоны разломов прослеживаются в северо-восточном направлении и имеют в основном крутое юго-восточное падение. Расчленение пород в зонах деформации по степени дробления и метасоматоза позволяет обнаружить их сложное строение.

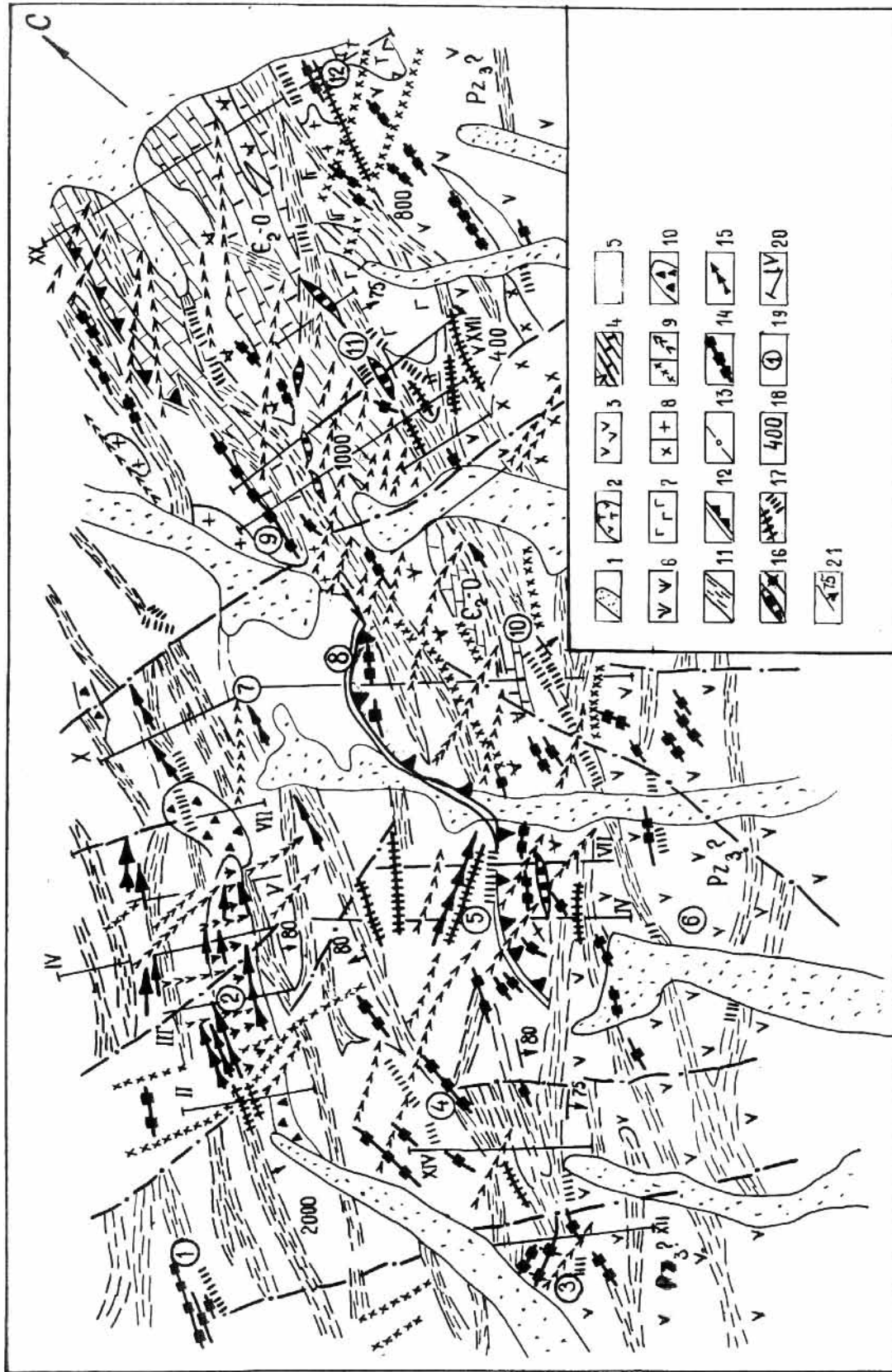


Рис. 3.38. Схема распределения разнотипного оруднения в структурах Озеринского рудного узла (Феофилактов, Корольков, 1983).

1 – четвертичные отложения; 2 – пермь-триасовая цаган-хунтэйская вулканотенная толща; 3 – верхнепалеозойский гундуйский (андезитовые и базальтовые порфириты), 4 – кембрийско-ордовикский сурептинский (известняки с горизонтами эффузивов), 5 – нижнекембрийский оландский (эффузивы среднего состава с горизонтами известняковых туффигов и известняков), 6 – диабазовые порфириты; 7–8 – позднепалеозойские интрузивные породы; 7 – диоритового состава, 8 – граносиенитового и гранитного состава; 9 – мезозойские дайки; а) снетинг-порфиров, б) андезитовых и долеритовых порфиритов; 10 – позднепалеозойско-мезозойские жерловые фации вулканов (предположительно); 11 – зоны приразломных деформаций; 12 – предполагаемая зона межформационного надвига; 13 – прочие разломы; 14–16 – оруденение (с примерным указанием простирания и протяженности рудных тел); 14 – магнетит-сульфидное, 15 – колчеданно-полиметаллическое (озерный тип), 16 – кварц-сульфидно-сульфидное (поздноразломное); а) назаровский тип, б) медно-баритовое; 17 – зоны кварц-пиритового прожилкования; а) прослеженные, б) предполагаемые; 18 – мощность осадочно-вулканогенных толщ (по данным геофизики); 19 – номера месторождений и рудопроявлений; 1 – Гурвунурское, 2 – Озерное, 3 – Гундуйское, 4 – Аришинское, 5 – Звездное, 6 – Южно-Аришинское, 7 – Октябрьское, 8 – Солонго, 9 – Магнетитовое, 10 – Майское, 11 – Назаровское; 20 – линии разрезов, по которым проведены структурные исследования; 21 – элементы залегания разломов

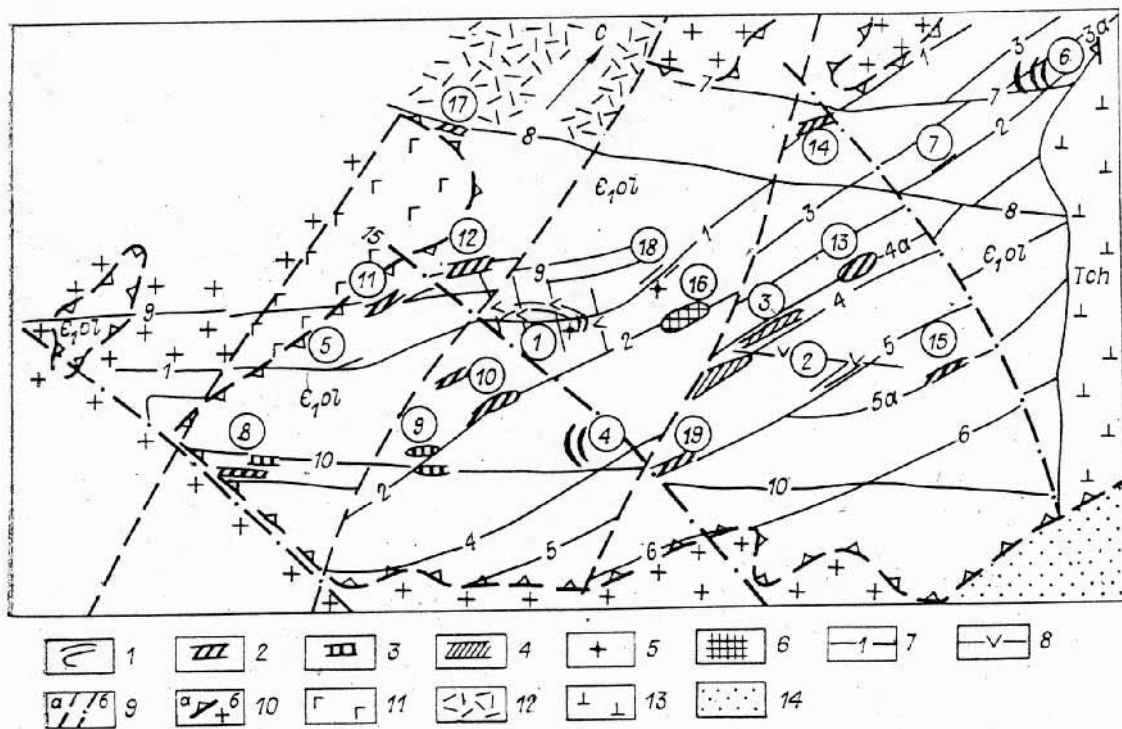


Рис. 3.39. Схема разрывной тектоники по геофизическим данным и размещение оруденения в Озернинском рудном узле (Феофилактов и др., 1985).

1–6 – колчеданно-полиметаллическое (1), железорудное (2), железо-медно-баритовое (3), железо-полиметаллическое (4), сидеритовое (5), марганцевое (6) оруденение; 7–9 – рудоконтролирующие (7), вмещающие дайковые образования (8), северо-западного (а) и субширотного (б) направлений (9) разломы; 10 – контур останца нижнекомбрийских рудовмещающих пород (а) и вмещающие их гранитоиды (б); 11 – диориты; 12 – средне-верхнепалеозойские (?) эффузивы; 13 – эффузивы триаса; 14 – отложения мезозойских впадин.

Цифры в кружках — номера месторождений и рудопроявлений: 1 – Озерное, 2 – Назаровское, 3 – Магнетитовое-Солонго, 4 – Звездное, 5 – Солнечное, 6 – Ульзутуй-1, 7 – Ульзутуй-2, 8 – Турхул, 9 – Гундуй, 10 – Аришинское, 11 – Гурвунур, 12 – Северный Гурвунур, 13 – Северное Магнетитовое, 14 – Горхон, 15 – Юбилейное, 16 – Октябрьское, 17 – Таежное, 18 – Васильевское, 19 – Майское

Кроме крутопадающих, четко выделяются пологие продольно-слоевые зоны расланцевания. Кинематически, согласно теории эллипсоида деформации, такие нарушения являются опережающими для крутопадающих зон смятия с установленной природой формирования.

Другими словами, мы имеем дело с крутопадающими взбросовыми дуплексами с обстановками транспрессии между ними. Типовые структурные рисунки подобных структур приводит в своей работе М. Л. Копп (1997). На рис. 3.40 даны возможные варианты таких структурных рисунков.

Признаком синхронного функционирования тех и других разломов выступает одинаковый характер проявления по ним метасоматоза, особенно пропилитизации, калишпатизации и повсеместной пиритизации вмещающих толщ.

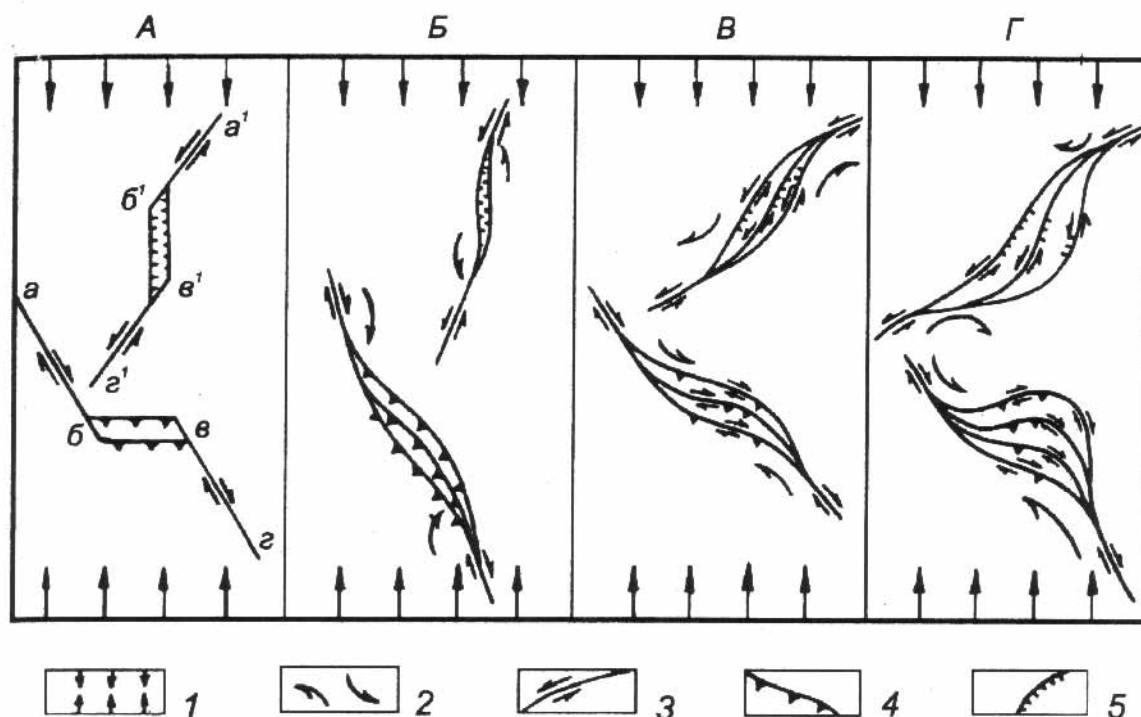


Рис. 3.40. Типовые структурные рисунки, связанные с изломами сдвигов и их кулисным расположением (план). Внизу – обстановка транспрессии, вверху – обстановка транстензии (Копп, 1997).

А – поступательное движение крыльев; Б – синтетическое вращение крыльев;

В, Г – антитетическое вращение крыльев (сдвиговые дуплексы): В – амплитуда смещения не меняется вдоль всей линии коленчато-изогнутого сдвига, Г – амплитуда смещения изменяется вдоль линии коленчато-изогнутого сдвига.

1 – направление горизонтального сжатия; 2 – направление поворота крыльев; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги (вершины треугольников — по падению сместителей); 5 – сбросы и раздвиги (бергштрихи — по падению сместителей)

3.4.4. Металлогенические особенности

Как было указано, в пределах рудного района установлена группа месторождений и рудопроявлений полиметаллов и золота. Они локализируются в вулканогенной карбонатно-терригенно-туфогенной толще. При этом характерны согласные пластовые и секущие рудные тела. Однако при изучении условий локализации оруденения недостаточно внимания обращалось на роль разрывной тектоники.

При поисковых, разведочных и тематических работах до 70–80-х годов двадцатого века многие признаки разрывной тектоники не картировались, хотя вдоль зон разломов протягиваются мощные зоны метасоматического изменения горных пород (Царев, 1978). Кварц-серицит-микроклиновые метасоматиты, окружающие руды Озерного, Звездного, Ульзутуйского и других колчеданных месторождений, считались кислыми эффузивами, туфами, туффитами и другими первичными породами. Тектонометасоматические брекчи именовались осадочными образованиями.

Поскольку на большинстве месторождений разрывные нарушения не выделялись, то их непосредственное влияние на локализацию оруденения ранее не выяснялось. Группа сотрудников ВостСибНИИГТМСа во главе с Г. А. Феофилактовым (в которой

участвовал автор данной работы) применила традиционные принципы и методы структурного анализа при изучении рудных месторождений. Такие работы проведены более чем по 20 профилям на различных объектах с полной передокументацией всех пробуренных по ним скважин. Заново задокументировано свыше 65 тыс. пог. м керна скважин и большое число горных выработок. Особое внимание при этом обращалось на вторичные, чаще всего приразломные текстурно-структурные элементы (сближенная трещиноватость, катаклиз, рассланцевание, мелкая складчатость по кливажу, будинаж и брекчирование). Выявлялось пространственно-временное соотношение с ними оруденения и метасоматоза. Строго учитывалась ориентация этих структурных элементов относительно оси керна, их залегание в горных выработках, соотношение со слоистостью вмещающих толщ и с интрузивными телами. Результаты всех наблюдений использовались при построении геологических разрезов.

При строгом применении обычных методов структурного анализа выяснилось, что на площади Озернинского рудного узла и всех месторождений необычайно широко развиты линейно вытянутые мощные зоны приразломной деформации и метасоматоза. Ранее 80 % этих зон вообще не были отражены на геологических картах или отмечались как предполагаемые по геофизическим данным (рис. 3.39), но без характеристики геологической сути и внутреннего строения (Нефедьев и др., 1973).

Можно сказать, что каждая из таких линейных зон деформации – это многошовная зона смятия. Например, через Озерное месторождение проходит мощная, шириной до 800 м, зона смятия. Внутри нее выделено более 30 узких зон тонкого рассланцевания и брекчирования с наложенным предрудным кремниевощелочным метасоматозом в виде микроклинизации, альбитизации и оквацевания вмещающих пород. По зонам рассланцевания отмечаются значительные вертикальные перемещения расположенных между ними блоков пород (Феофилактов, 1982). Аналогичные по строению зоны смятия отмечаются в пределах Назаровского, Звездного и других месторождений.

Влияние разрывных нарушений на локализацию разнотипного оруденения изучалось путем выяснения его местоположения в зонах смятия, путем сопоставления ориентации текстурно-структурных элементов руд, контактов мощных рудных тел и прожилков со структурами вмещающих толщ – как со слоистостью, так и с полосчатостью приразломных тектонитов. Учитывалось также соотношение оруденения с проявлениями метасоматоза и динамометаморфизма вмещающих толщ путем их детального петрографо-минераграфического исследования. В результате такого анализа установлены следующие закономерности.

Все типы оруденения Озернинского рудного узла, включая магнетитовое, колчеданно-полиметаллическое и медно-баритовое, распределяются по зонам трещинного разуплотнения. Располагаются они как по крутопадающим, так и по оперяющим их продольно-слоевым разрывам, иногда по тем и другим. В крутопадающих зонах смятия оруденение чаще сосредоточено в их шовных частях (вдоль зон тонкого рассланцевания).

Полосчатые, нередко слоистовидные, текстуры руд унаследуют рассланцевание замещенных ими приразломных тектонитов, часто рассекающих слоистость вмещающих толщ. По внешним признакам полосчатость руд и вмещающих их метасоматически измененных тектонитов принималась ошибочно за слоистость осадочных или флюидалность вулканогенных пород. Тектурная конвергентность руд и околорудных метасоматитов – одна из причин дискуссии о генезисе железорудного и колчеданно-полиметаллического оруденения. Более глубоко суть этой конвергенции раскрыта Д. И. Царевым (1978).

В колчеданно-полиметаллических телах, приуроченных к разрывам, сульфиды (особенно пирит) имеют колломорфную метаколлоидную структуру, которая свидетельствует о слабом или почти полном отсутствии пострудного динамометаморфизма и регенерации руд.

Различные по составу рудные прожилки на месторождениях рассекают гидротермальные приразломные метасоматиты всех типов (хлорит-эпидот-карбонатные, кварц-серицитовые, аргиллизитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-серицит-микроклинитовые и другие). При этом нередко сульфиды развиваются одновременно по слоистости горных пород и поперек нее, а также – по продольно-слоевому расщеплению и кливажным косесекущим трещинам. Тем самым создается иллюзия пересечения разноориентированного оруденения.

Рассмотрим кратко в новой трактовке наиболее типичные структуры Озерного, Назаровского и Звездного месторождений (рис. 3.41).

Озерное месторождение многие исследователи ранее рассматривали как типично стратиформное. Здесь выделялось 11 пластовых расположенных ярусами залежей брекчиевых и сплошных руд. Рудные залежи вместе с вмещающими толщами изображались в виде глубоко прогнутой конседиментационной синклинальной складки. Выявленные Г. А. Феофилактовым (1982) на месторождении мощные зоны приразломной деформации и фиксируемые соотношения с ними оруденения позволяют предполагать его более сложную структуру. Было установлено, что основная масса рудных залежей локализуется на пересечении мощной крутопадающей зоны смятия с верхней карбонатной пачкой в участке развития субвулканической интрузии диабазовых порфиритов. Большая часть рудных тел со сплошными и брекчиевыми текстурами распределяется вдоль крутопадающих зон расщепления и дробления. При переходе зон расщепления по падению из известняков в эффузивы колчеданное оруденение сменяется распыленной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Но на глубине свыше 1000–1300 м в зонах расщепления также встречаются крутопадающие рудные тела небольшой мощности. Другая часть более мощных рудных тел, преимущественно со сплошными рудами распределяется по пологим продольно-слоевым срывам, особенно на контакте лежащего бока интрузива диабазовых порфиритов с известняками. Форма этих тел нередко пластообразная, осложненная многоступенчатыми предрудными смещениями блоков вмещающих пород по крутопадающим дизъюнктивам. Руды пологих и крутопадающих тел аналогичны по вещественному составу и текстурно-структурным особенностям. На участках их сопряжения отсутствуют признаки взаимопересечения. Все это указывает на синхронность формирования рудных тел двух отмеченных структурно-морфологических типов.

Назаровское месторождение (рис. 3.42) представляет собой группу рудных тел с существенно кварцевой сульфидной полиметаллической минерализацией. Кроме того, в его пределах выявлено среднее по размерам одноименное золоторудное месторождение. Прежде колчеданно-полиметаллические рудные тела относили к стратиформному гидротермально-осадочному типу, но с наложенным процессом скарнирования (Дистанов, 1972).

Все установленные здесь разрывные нарушения считались пострудными. В результате проведенных ВостСибНИИГГиМСом работ выявлена и изучена мощная рудоконтролирующая зона разлома. Рудные тела в этом тектоническом нарушении выполняют трещинные полости на изгибах зон расщепления, которые ориентированы как

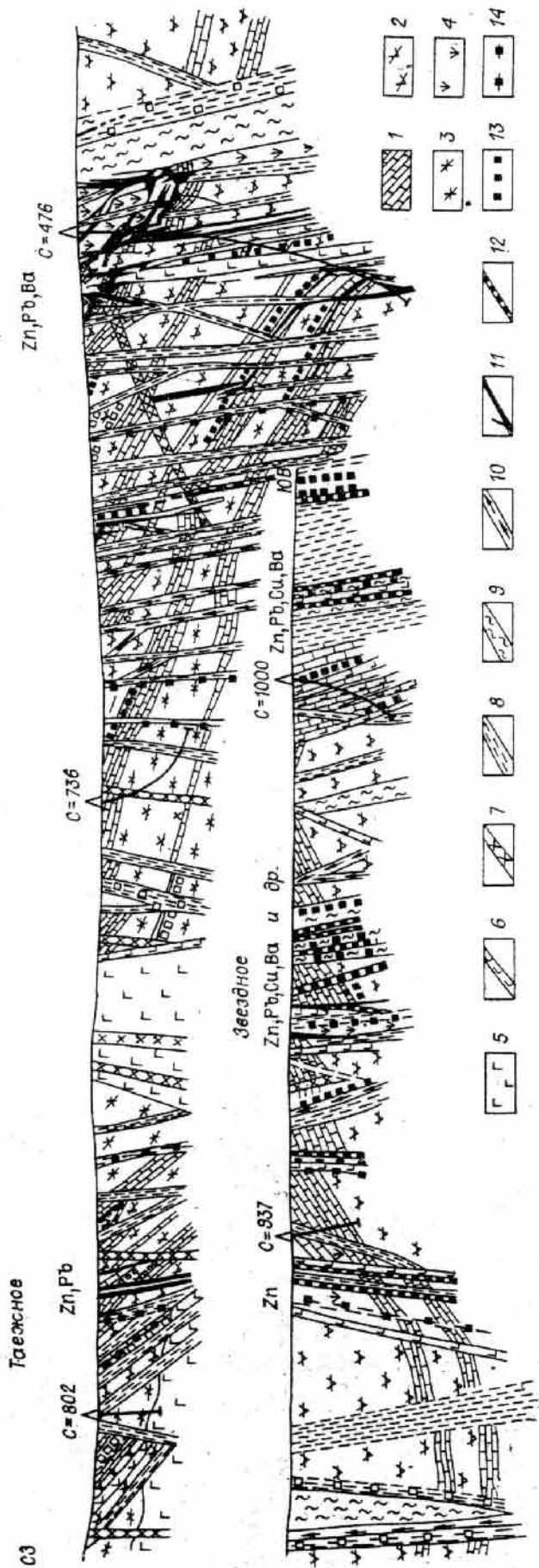


Рис. 3.41. Положение разнотипного оруденения Озернинского рудного узла в зонах смятия через участки Тажанский, Озерный и Звездный (Феофилактов, Царев, Нефельев, Корольков, 1985).

1–3 – нижнекембрийские вулканогенно-осадочные образования: известковые туффиты и туфоалевролиты (1), андезитовые (2) и дацитовые (3) порфириты и их туфы; 4 – субвулканические интрузии диабазовых порфиритов; 5–7 – верхнепалеозойско-нижнемезозойские интрузивные образования: диориты, габро-диабазы (5), дайки долеритовых и андезитовых порфиритов (6), дайки сиенит-порфиритов (7); 8–10 – зоны смятия с проявлением вдоль них пропилитизации (8), калишпатизации и серицитизации (9), аргиллизации (10) вмещающих пород; 11, 12 – рудные тела с колчеданно-полиметаллической (11) и кварц-сульфидно-золотоносной (12) минерализацией; 13, 14 – вкрапленная (13) и прожилковая (14) пиритовая минерализация

вдоль, так и под углом к напластованию вмещающих карбонатно-эффузивных пород. Рудоконтролирующие зоны рассланцевания сопровождаются пропилитизацией, калишпатизацией, а иногда и турмалинизацией с постоянным развитием вдоль них вкрапленности сульфидов. Характерно, что известные здесь магнетит-сульфидные тела так же, как на Озерном и Звездном месторождениях, приурочены к аналогичным зонам рассланцевания. Рассмотрим структуру детальнее по Г. А. Феофилакову и др. (1985).

Назаровское месторождение располагается на границе кембрийско-ордовикских карбонатно-эффузивных отложений (сурхептинская свита) и условно верхнепалеозойских вулканитов (гундинская свита). Напластование пород имеет северо-восточное простирание ($10-20^\circ$) и юго-восточное падение (с углами $40-60^\circ$). В контактовой зоне двух свит сформировался небольшой массив палеозойских диоритов. Серия линзовидных сульфидных и кварц-сульфидных залежей расположена в экзоконтакте диоритовой интрузии в ореоле связанного с ней скарнирования. А. И. Бусленко и К. Р. Ковалев (1975) полагают, что руды представляют собой метаморфизованные и регенерированные гидротермально-осадочные залежи. Г. Г. Русиным допускается важная роль разрывных нарушений и гидротермально-метасоматическая природа месторождения, хотя каких-либо твердых фактов в пользу такого представления не приводится. А. Н. Донец (1972) и Е. А. Намолов предполагают скарновый генезис месторождения. В результате наших (Феофилаков и др., 1985) структурно-вещественных исследований установлено, что главное рудоконтролирующее значение для месторождения имеет выделенный нами Майско-Назаровский пояс деформаций. Он ориентирован в северо-восточном, близмеридиональном направлении, образуя серию сближенных зон рассланцевания, катаклаза и брекчирования. В целом зона смятия прослеживается вдоль крыла флексуорообразного перегиба сурхептинской свиты на границе с гундинским комплексом. Ее ширина в пределах месторождения 400–500 м, падение крутое ($70-80^\circ$) юго-восточное. В зоне смятия известняки рассланцованы, часто мраморизованы, приобрели вторичную грубую линзовидно-полосчатую текстуру. Характерно, что в ореоле скарнирования эпидот-гранат-везувиановые обособления развиты в виде полосок и шлировидных выделений по тектонической полосчатости мраморизованных известняков. В свою очередь, минералы скарновой ассоциации во многих местах подвержены интенсивному катаклазу, дроблению и цементации кварц-пиритовой и полисульфидной минерализацией. Вмещающие андезитовые порфириты в зоне смятия обладают грубосланцеватой текстурой, всегда интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы вдоль тектонической полосчатости. Вертикальная ориентировка штрихов на зеркалах скольжения по приразломным кливажным трещинам указывает на взбросовый характер перемещения блоков. Кроме того, в пределах месторождения ранее выделена диагонально ориентированная к главной зоне смятия серия маломощных крутопадающих зон рассланцевания субширотного и северо-восточного простираний с аналогичной текстурно-вещественной характеристикой развивающихся вдоль них гидротермальных метасоматитов. Вдоль обеих отмеченных систем широко развиты дайки андезитовых и долеритовых порфиритов.

Рудные тела на месторождении также локализуются вдоль обеих отмеченных систем разрывных нарушений. Наиболее крупные из них (№ 1–4) согласны с зоной рассланцевания, расположенной ближе к лежащему боку рудоконтролирующего пояса деформаций, и прослеживаются на расстояние 2 км. Самые мощные и протяженные тела (№ 1, № 3) развиваются с обеих сторон крупных даек долеритовых порфиритов, внедрившихся по шву зоны смятия. Минералообразование происходит вдоль трещинных полостей, приоткрывающихся на изгибах шовных частей зон рассланцевания в связи с проявлением синрудных правосторонних сдвигов.

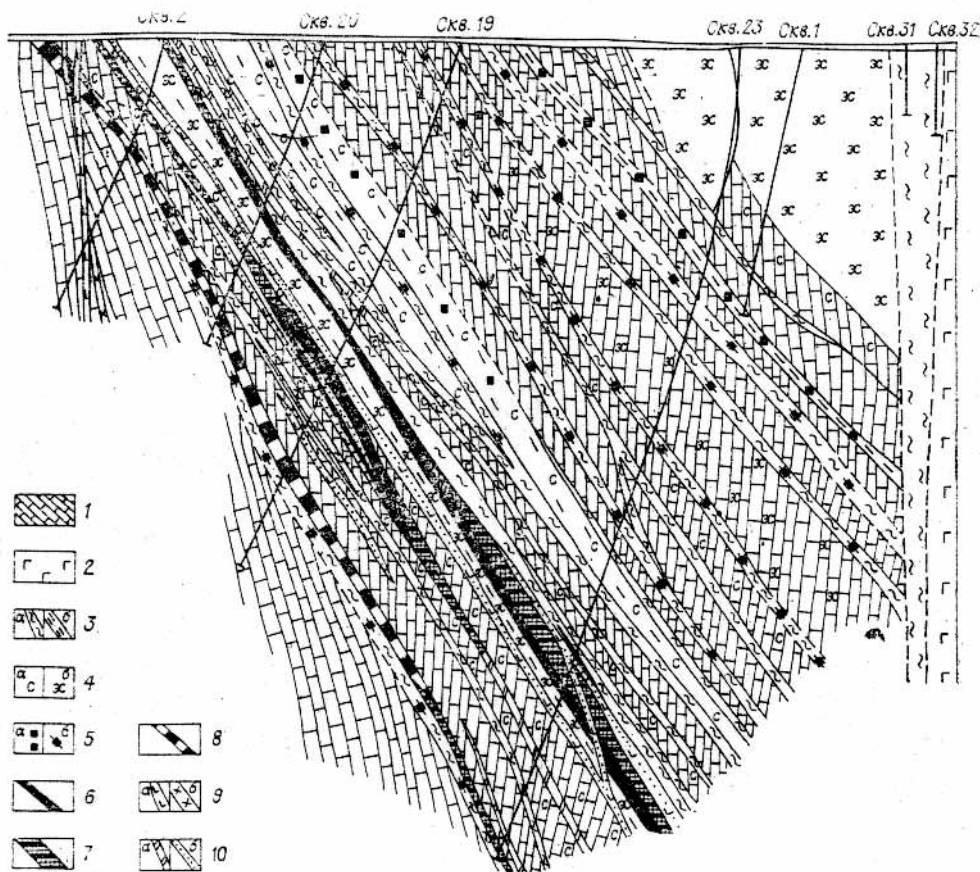


Рис. 3.42. Соотношение разнотипного оруденения с зонами смятия на Назаровском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Феофилактов и др., 1985).

1 – известняки; 2 – диориты; 3 – зоны расланцевания (а) и сближенной трещиноватости (б); 4 – скарны (а) и прожилиты (б); 5 – вкрапленная (а) и прожилковая (б) минерализация; 6 – массивные сульфидные руды; 7 – золотоносная кварцевая существенно сульфидная минерализация; 8 – магнетит-сульфидная руда

Рудные тела сложены кварц-сульфидным и существенно сульфидным парагенезисами. Кварц-сульфидный тип (наиболее обогащенный золотом), по-существу, представляет собой линейные штокверки с густой сетью кварц-пиритовых, кварц-пирит-сфалеритовых прожилков в дробленных метасоматически измененных вмещающих породах. Количество сульфидов в жильной массе колеблется от 10 до 40–50 %.

Сульфидная руда слагает отдельные тела (№ 4, 7, 8), а в главных телах (№ 1, 3) образует крупные уплощенные обособления со стороны их лежачего или висячего бока. Содержание сульфидов превышает 50 %.

Минерализация изменчива в рудных телах по соотношению пирита, сфалерита, пирротина и кварца. Центральные участки тел иногда сложены кварц-пиритовой массой. Серия маломощных (2–15 м) зон кварц-пиритового прожилкования развивается параллельно рудным телам, сменяя некоторые из них по падению. Существенно сульфидная минерализация развивается как обособленно, так и в виде прожилков, гнезд и цемента брекчий внутри более ранней кварц-пиритовой ассоциации.

В большинстве случаев руды микробрекчиевые с мельчайшими обломками измененных вмещающих пород или гнездово-прожилково-вкрапленные, ориентированные вдоль тектонической сланцеватости пород. Вмещающие известняки, скарны и их обломки в руде хлоритизированы, окварцованы, несут обильную вкрапленность пирита.

Эффузивы обычно превращены в кварц-серицит-пиритовые метасоматиты. Сульфиды постоянно ассоциируют с кварцем, имеющим шестовато-зубчатое микродрузовое строение. Его кристаллы обладают ровным погасанием и не несут признаков интенсивной деформации. В отличие от колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения, в сульфидах не встречаются колломорфные структуры. Следовательно, полосчатые текстуры руд Назаровского месторождения являются отражением не их первичной слоистости, как это считают А. И. Бусленко и К. Р. Ковалев (1975), а результатом метасоматического замещения рудой приразломной сланцеватости вмещающих пород.

Дайки на контакте с кварц-сульфидными и существенно сульфидными телами всегда хлоритизированы и эпидотизированы, нередко пронизаны тонкими прожилками пирита, кварца и карбоната. На контакте с ними в рудах не отмечается развития магнетита по пириту, а в жильном кварце многочисленные газовой-жидкие включения не разгерметизированы, что следовало бы ожидать при термальном воздействии. Вместе с тем более слабое изменение основной массы даек по сравнению с вмещающими породами объясняется, вероятно, формированием этих даек в самый поздний предрудный период, когда уже завершился наиболее интенсивный приразломный гидротермальный метасоматоз. Слабые сдвиговые перемещения, определяемые по штрихам скольжения у контактов даек, особого воздействия на них не оказывают. Но преимущественно предрудное происхождение даек свидетельствует об их важной рудолокализующей роли. Рудное минералообразование чаще всего развивается вдоль контакта даек с рассланцованными вмещающими породами.

Были изучены температурные условия образования месторождения методом гомогенезации ГЖВ (В. Г. Охрименко, Т. П. Сенкевич) и газовый состав руд по методу Б. Г. Демина (1979). В результате установлено, что рудные тела формировались в диапазоне от 345 °С до 70 °С. Газовый состав руд эволюционировал от азотно-водородного слабо углекислотного в момент становления ранней кварц-пиритовой минерализации до существенно углекислотного на этапах проявления сульфидной продуктивной минерализации.

Отмеченные данные свидетельствуют о гидротермальном генезисе Назаровского месторождения. По-видимому, оно было сформировано после становления зон смятия и внедрения дайковых тел. По морфологии, минеральному составу и комплексности руд это месторождение можно отнести к существенно сульфидно-кварцевой полиметаллической формации.

Звездное месторождение. В его пределах (рис. 3.41) ранее выделялось множество колчеданных и кварц-барит-сульфидных стратифицированных рудных тел, при этом структуру вмещающих вулканогенно-осадочных толщ считали сначала синклинальной, а затем моноклинальной. Структурные методы анализа позволили нам установить, что все рудные тела строго приурочены к шовным частям прослеживающихся здесь зон смятия с крутым юго-восточным падением. Они пересекают полого залегающие вмещающие слоистые породы. Относительно реже по продольно-слоевым срывам здесь развивается магнетитовое и колчеданное оруденение. Вообще структуры Звездного и Назаровского месторождений, присущие им типы оруденения (кроме кварц-барит-сульфидного) и условия залегания рудных тел весьма похожи.

В течение нескольких лет производилось специальное изучение золотоносности Озернинского рудного узла Г. А. Феофилактовым и А. Т. Корольковым (Корольков, 2005). Золотоносность рудных формаций определялась как по обобщению фактов предыдущих исследователей, так и непосредственно при массовом опробовании минерализованных зон, встреченных в процессе структурных полевых исследований. Был изучен минералого-геохимический состав руд, характер околорудных первичных ореолов рассеяния, элементов-примесей в минералах, газовый состав руд и пробность золота. В результате этих работ установлены следующие закономерности (рис. 3.43).

1. Наибольший практический интерес на золото имеет широко развитая кварц-сульфидная формация с существенным, умеренным и убогим содержанием сульфидов.

С существенно-сульфидной минерализацией связано золото-полиметаллическое оруденение Назаровского месторождения и, возможно, участков Солонго, Октябрьского, Таежного, Звездного, Южно-Аришинского (по комплексным золото-полиметаллическим ореолам).

Умеренно- и убого-сульфидная минерализация имеет весьма широкое развитие, проявлена в виде значительных по размеру зон прожилкования и линейных штокверков, что является предпосылкой к выявлению крупномасштабных (скорее всего, с невысокой концентрацией золота) месторождений. Было выявлено восемь участков с повышенной концентрацией золота, связанных с этой минерализацией.

Золотоносность магнетит-сульфидных и колчеданно-полиметаллических руд – невысокая, но она очень слабо изучена.

2. Обнаружена зависимость изменения газового состава руд, содержания золота и других элементов в пиритах, пробности золота от степени продуктивности и эрозионного среза оруденения.

Газовый состав руд варьирует от азотно-водородного до углекислого в ходе их последовательного становления из единой гидротермальной системы, что отражает окислительно-восстановительную эволюцию рудоформирующих растворов на фоне регрессивного теплового режима. Повышенная газонасыщенность и увеличение роли CO_2 в газах характерны для наиболее продуктивных участков колчеданно-полиметаллического и золотого оруденений.

Установлена более высокая концентрация золота в пиритах золотоносных руд и их околорудных зон пиритизации по сравнению с пиритом незолотоносных руд. Это позволяет судить о продуктивности оруденения и эффективно проводить поиски рудного золота с помощью апробированного нами на площади Озернинского рудного узла шлихо-минералого-геохимического метода. Следует при этом учитывать, что в пределах рудного узла, по-видимому, преобладает тонкодисперсное золото. Информативным признаком при поисках золота стала повышенная концентрация золота в реликтах окисленного пирита в условиях развитой в Озернинском рудном узле значительной стерилизации зон окисления и рудных свалов.

Зафиксированный широкий диапазон пробности золота в рудах отразил длительность и зрелость рудоформирующего процесса. Это позволяет судить о продуктивности оруденения и степени его эрозионного среза, так как высокопробное золото обычно накапливается на верхних уровнях гидротермальных систем.

3. Внимательное применение обычных структурных методов исследования при изучении более 20 геологических разрезов путем передокументации керна скважин (1/4 всего объема бурения) позволило получить достаточно обоснованные данные об интенсивном развитии на площади Озернинского рудного узла мощных зон смятия. Они объединяются в четыре крупных пояса приразломной деформации север–северо-восточного простирания, хорошо фиксируются геофизическими полями (рис. 3.39), 80 % из них не имели своего геологического структурно-вещественного выражения на всех геологических картах и разрезах.

При этом установлено, что магнетит-сульфидные и колчеданно-полиметаллические золотоносные залежи распределяются как вдоль шовных частей зон смятия, так и по сопряженным с ними продольнослоевым и реже межформационным срывам. Крупные и мелкие полости, вмещающие эти залежи, образуются в период крупноамплитудных взбросовых перемещений по рудоконтролирующим зонам.

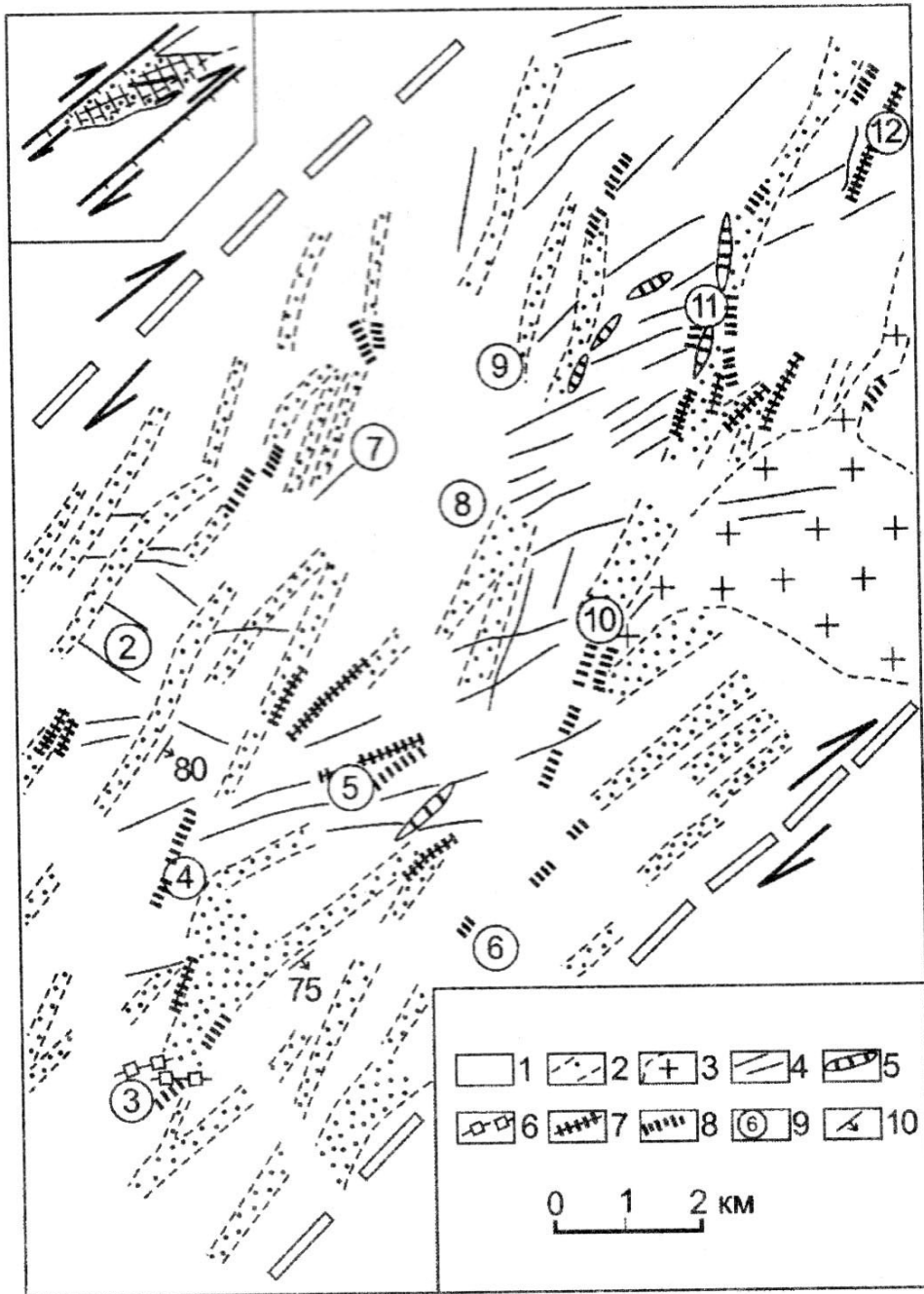


Рис. 3.43. Схема распределения золоторудных и золотоносных формаций Озернинского рудного узла (Корольков, 2005).

1 – ранне-позднепалеозойские вулканогенные породы островодужной формации; 2 – зоны смятия, сопровождающиеся проявлениями кремнещелочного метасоматоза; 3 – субщелочные позднепалеозойские гранитоиды; 4 – дайковые тела основного и среднего состава; 5 – кварц-полиметаллические рудные тела с существенно сульфидной минерализацией (назаровский тип); 6 – кварц-полиметаллические рудные тела с халькопирит-баритовой минерализацией; 7 – зоны кварц-пиритового прожилкования прослеженные; 8 – зоны кварц-пиритового прожилкования предполагаемые; 9 – номера месторождений и рудопроявлений: 2 – Озерное, 3 – Гундуйское, 4 – Аришинское, 5 – Звездное, 6 – Южно-Аришинское, 7 – Октябрьское, 8 – Солонго, 9 – Магнетитовое, 10 – Майское, 11 – Назаровское, 12 – Юбилейное. Стрелками обозначено генеральное направление перемещения блоков по дуплексам (зонам смятия). На врезке — правосдвиговой дуплекс с транстензией, линиями обозначены дайковые тела, точками – участки максимальной метасоматической проработки (внемасштабно)

Кварц-сульфидная золотоносная минерализация в основном контролируется шовными крутопадающими частями зон смятия на участках проявления вдоль них синрудных малоамплитудных сдвигов. Нередко она развивается одновременно по системе оперяющих крутопадающих разрывов близширотного простирания.

По результатам структурных исследований геологических разрезов с использованием всех геофизических данных впервые составлена детальная геолого-структурная карта Озернинского рудного узла с отображением на ней положения всех рудных, в том числе золотоносных, формаций в главных рудоконтролирующих поясах (рис. 3.38). Анализ этой карты приводит к выводу, что золоторудные и другие типы оруденения локализованы на пересечении или совмещении поясов приразломной деформации с поясами позднепалеозойско-раннемезозойского дайкового комплекса и с горизонтами карбонатных пород.

Металлогенические формации. В пределах Озернинского золоторудного узла вырисовывается довольно сложная картина распределения металлогенических формаций. Была взята за основу методика выделения таких формаций из работы А. И. Кривцова и др. (1991), проанализированы возможные варианты их сочетаний в пространстве. В результате оказалось возможным построить (Корольков, 2005) применительно к золотому оруденению схему размещения металлогенических формаций (рис. 3.44). Основой для нее стала схема распределения разнотипного оруденения в структурах Озернинского рудного узла.

Рудоносными (РНФ) и рудовмещающими (РВФ) формациями являются все вулканогенно-осадочные породы среднего состава олдындинской свиты нижнего кембрия, верхнепалеозойские андезитовые и базальтовые порфириды гундуйской свиты, эффузивы кембрийско-ордовикской сурхептинской свиты, которые вмещают золотое оруденение и являются наиболее вероятными источниками рудного вещества. Горизонты карбонатных пород обозначены только как рудовмещающие формации (РВФ). Позднепалеозойские интрузивные породы диоритового, граносиенитового и гранитного состава и мезозойские дайки сиенит-порфиридов отнесены к рудообразующим формациям (РОФ). Мезозойские дайки андезитовых и долеритовых порфиридов, по-видимому, могут быть рудогенерирующими (РГФ) и рудообразующими (РОФ) формациями. Многочисленные зоны приразломных деформаций (зоны смятия), которые сформировались при неоднократных правосторонних сдвиго-взбросовых и сдвиговых перемещениях, способствовали выносу рудного вещества из вулканогенных пород интрузивной рамы. На схеме также показаны зоны накопления рудного вещества: золоторудные тела кварц-существенно-сульфидные полиметаллические (назаровского типа) и медно-баритовые; кроме того, обозначены золотоносные прослеженные и предполагаемые зоны кварц-пиритового прожилкования. Вынесены линии изученных буровых разрезов.

Выводы

Озерный комплексный рудный узел приурочен к раннепалеозойскому островодужному террейну. Когда формировался основной рудовмещающий осадочно-вулканогенный комплекс пород, глубокофокальная зона была наклонена под островную дугу.

Аккреция с Сибирским кратоном произошла в позднем палеозое, очевидно, после присоединения к последнему Баргузинского микроконтинента.

Территория находится на южном фланге (в современных координатах) гигантского Жуинского правого сдвига, что могло само по себе способствовать созданию условий общего растяжения в ее пределах.

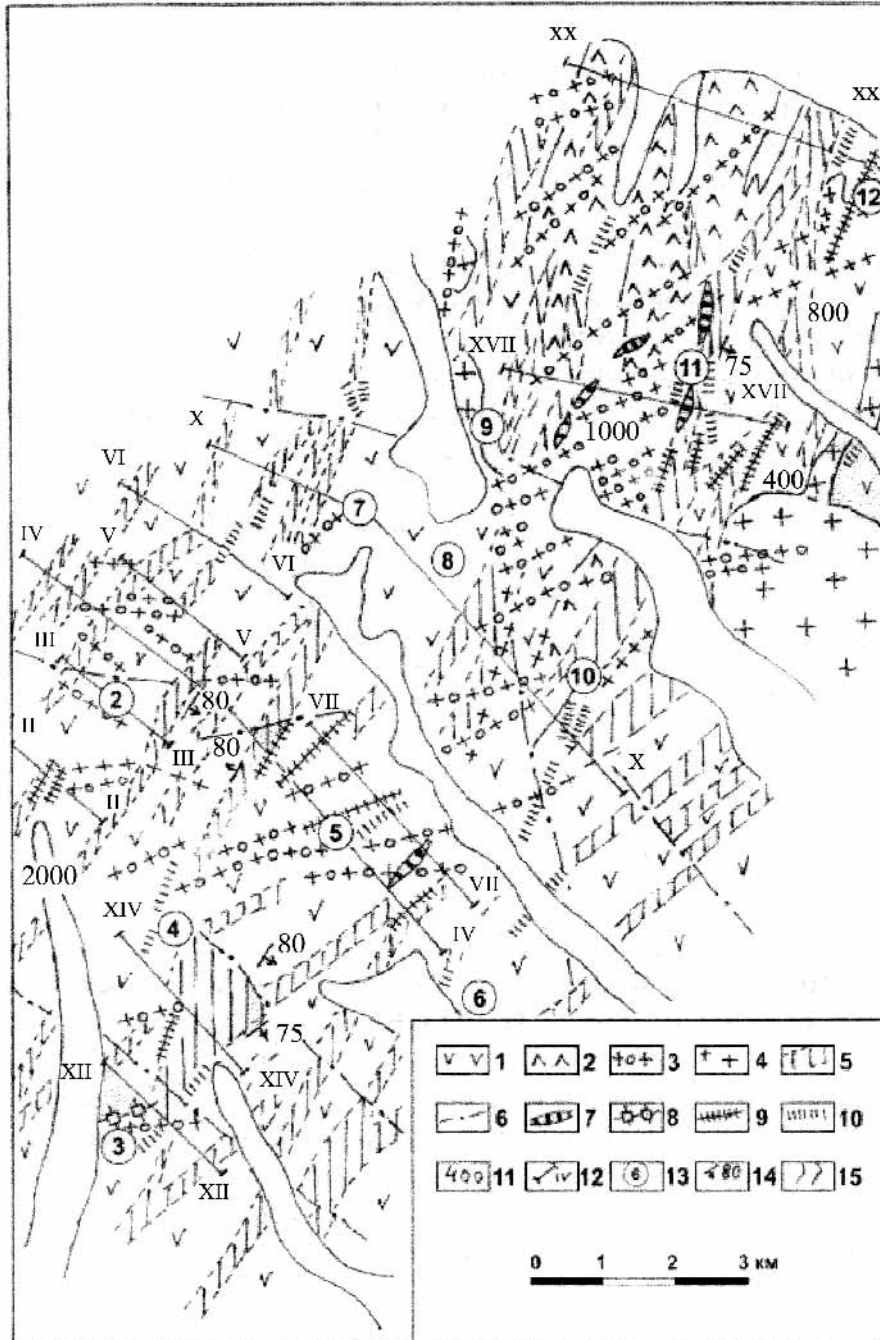


Рис. 3.44. Схема размещения металлогенических формаций Озернинского золоторудного узла (Корольков, 2005).

1–4 – главные металлогенические формации: 1 – вулканогенные рудоносные (РНФ) и рудовмещающие (РВФ), 2 – карбонатные рудовмещающие (РВФ), 3 – основного и среднего состава рудогенерирующие (РГФ) и рудообразующие (РОФ), 4 – щелочные и кислые интрузивные рудообразующие (РОФ); 5 – зоны выноса вещества из пород вулканогенной рамы (зоны смятия в условных границах); 6 – прочие более молодые разломы; 7 – кварц-полиметаллические рудные тела с существенно сульфидной минерализацией (назаровский тип); 8 – кварц-полиметаллические рудные тела с халькопирит-баритовой минерализацией; 9 – зоны кварц-пиритового прожилкования прослеженные; 10 – зоны кварц-пиритового прожилкования предполагаемые; 11 – мощность осадочно-вулканогенных пород (по данным геофизики); 12 – линии разрезов, по которым проведены структурные исследования и поисковые работы на рудное золото; 13 – номера месторождений и рудопроявлений: 1 – Гурвунурское, 2 – Озерное, 3 – Гундуйское, 4 – Аришинское, 5 – Звездное, 6 – Южно-Аришинское, 7 – Октябрьское, 8 – Солонго, 9 – Магнетитовое, 10 – Майское, 11 – Назаровское, 14 – элементы залегания разломов; 15 – контур четвертичных отложений по долинам рек

В позднем палеозое-мезозое после завершения коллизии проявились внутриплитные процессы, обусловленные влиянием Центрально-Азиатской горячей области. Образовались субщелочные интрузии гранитов, дайки основного, среднего и кислого состава, многошовные зоны разрывных дислокаций и гидротермально-метасоматической проработки субстрата, которые формировались преимущественно по схеме правых взбросо-сдвиговых дуплексов с растяжением.

Дискретные движения по разломам создали полого- и крутопадающие структурные ловушки – рудовмещающие структуры для комплексного гидротермально-метасоматического оруденения (железо, свинец, цинк, бор, золото). Золотое оруденение тяготеет к дайковым поясам в ореолах влияния субщелочных интрузий гранитов. Наиболее крупным объектом является Назаровское месторождение золота с комплексным полиметаллическим оруденением. В процессе наших специализированных работ установлены рудопроявления золота в пределах Звездного, Майского, Аришинского и других участках.

Глава 4

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Территория центральной и южной части Западного и Восточного Забайкалья ранее считалась наиболее типичной для проявления процессов тектоно-магматической активизации, эпиплатформенного орогенеза, сводообразования (см. главу 1, раздел 1.2–1.5). В настоящее время этот регион рассматриваются как зона наиболее позднего влияния в мезозое Центрально-Азиатской горячей области (рис. 4.1).

Окончательное закрытие существовавшего на этой территории в позднем палеозое и раннем мезозое Монголо-Охотского палеоокеана произошло в средней юре, что подтверждается геологическими и палеомагнитными данными. А с поздней юры уже ярко проявились процессы внутриплитного тектогенеза.

Об этом свидетельствуют развитые здесь позднемезозойские своды, комплексы метаморфических ядер, рифтогенные впадины с верхнемезозойскими континентальными терригенными и терригенно-вулканогенными осадками, многочисленные малые интрузии основного, кислого, субщелочного и щелочного состава.

4.1. Строение металлогенических поясов внутриплитных плюмтектонических орогенов

Группа металлогенических поясов орогенов внутриплитных плюмтектонических обстановок разделяется на три региональных металлогенических пояса и тринадцать локальных металлогенических поясов (Семинский, 2006). Ниже приводится их наименование, буквенные обозначения (в скобках) для региональных металлогенических поясов и цифровые обозначения для локальных металлогенических поясов соответствуют рис. 4.2 и таблице 1.2.

Джида-Витимский региональный металлогенический пояс (Д–В) – пермь–раннемеловой

- 1) Селенгинский локальный металлогенический пояс
- 2) Хилокский локальный металлогенический пояс
- 3) Еравненский локальный металлогенический пояс
- 4) Каренгский локальный металлогенический пояс
- 5) Ципиканский локальный металлогенический пояс

Чикой-Шилкинский региональный металлогенический пояс (Ч–Ш) – средняя юра–ранний мел

- 6) Чикойский локальный металлогенический пояс
- 7) Верхне-Ингодинский локальный металлогенический пояс
- 8) Онон-Туринский локальный металлогенический пояс
- 9) Агинский локальный металлогенический пояс
- 10) Нерчинский
- 11) Шилкинско-Тукурингский

Керуленско-Приаргунский региональный металлогенический пояс (К–П) – средняя юра–ранний мел

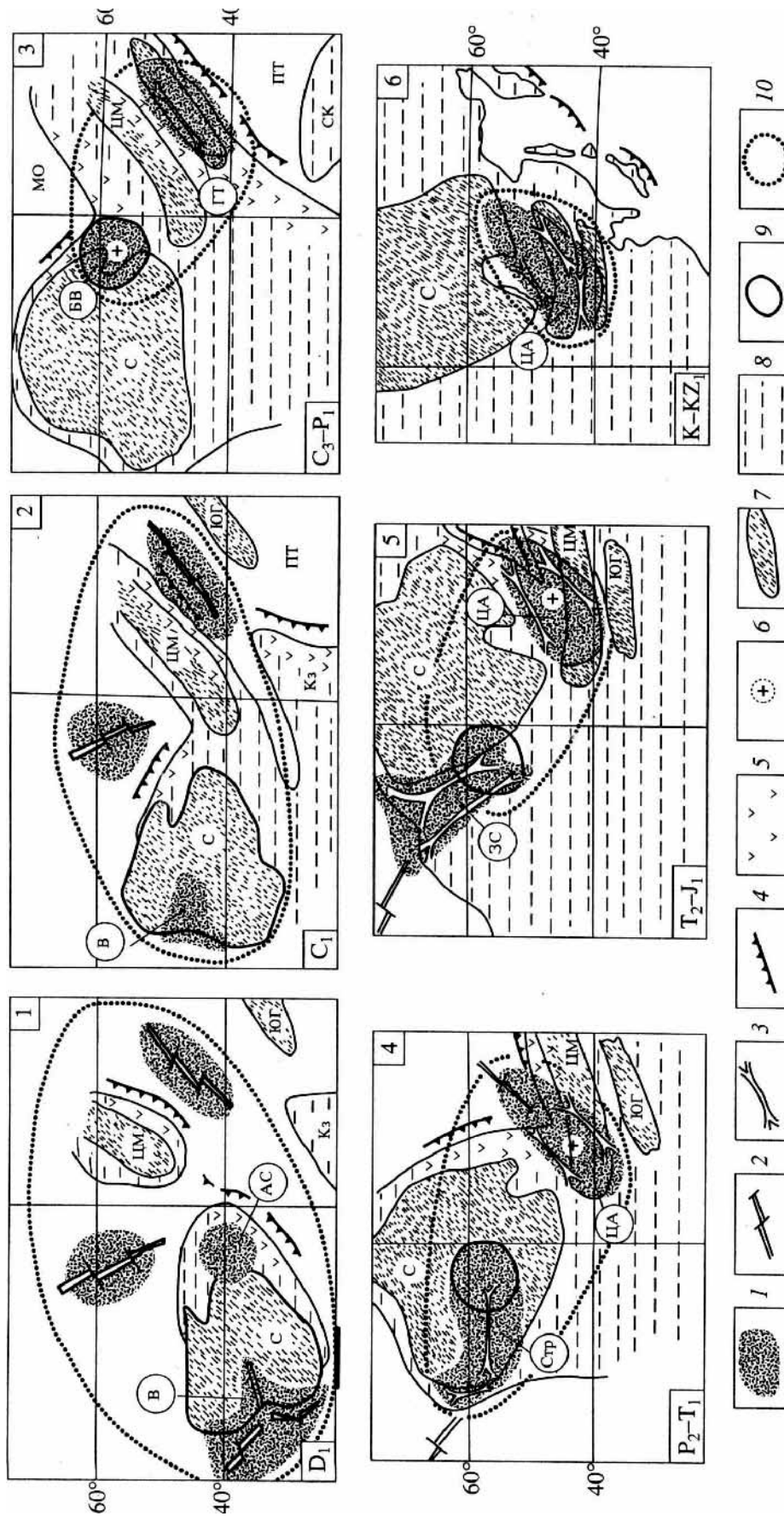


Рис. 4.1. Реконструкция взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления (Ярмолюк и др., 2000).

1 – проекция континентальных окраин; 2 – срединные зоны; 3 – активные континентальные окраины; 4 – гранитные батолиты; 5 – Сибирский щит; 6 – континентальные блоки; 7 – докембрийские суперплоты; 8 – континентальные блоки; 9 – континентальные окраины; 10 – проекция Сибирского щита.

Континентальные блоки и морские прогибы: В – Сибирский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Кз – Казахстанский, СК – Северо-Китайский, МО – Монголо-Охотский, ПТ – Палеотетис.

Внутриплитные области: В – Вилуйская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Баргузино-Витимская, ЦА – Центрально-Азиатская, Стр – Сибирская трапповая, ГТ – Гоби-Тяньшаньская, ЗС – Западно-Сибирская

1-3 – магматические и осадочные комплексы позднепалеозойско-мезозойского возраста: 1 – терригенные, 2 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные, 3 – субвулканитические и магнеитовые интрузии; 4 – разрывные нарушения; 5 – региональные металлогенические пояса: Д-В – Джидда-Витимский, Ч-Ш – Чикой-Шилкинский, К-П – Керуленско-Приаргунский; 6 – локальные металлогенические пояса: 1 – Селенгинский, 2 – Хилковский, 3 – Еравненский, 4 – Каренский, 5 – Ципицанский, 6 – Чикойский, 7 – Верхне-Ингодинский, 8 – Онон-Туринский, 9 – Агинский, 10 – Нерчинский, 11 – Шилкинско-Туруринский, 12 – Газимуро-Урюмканский, 13 – Приаргунский; 7-20 – наиболее крупные рудные поля и месторождения: 7 – Sn, 8 – Fe, 9 – Ti, 10 – Cu, 11 – Sb, 12 – Pb, Zn, 13 – Au, 14 – Ta, Nb, 15 – As, 16 – Mo, 17 – W, 18 – флогопит, 19 – флюорит, 20 – Al.

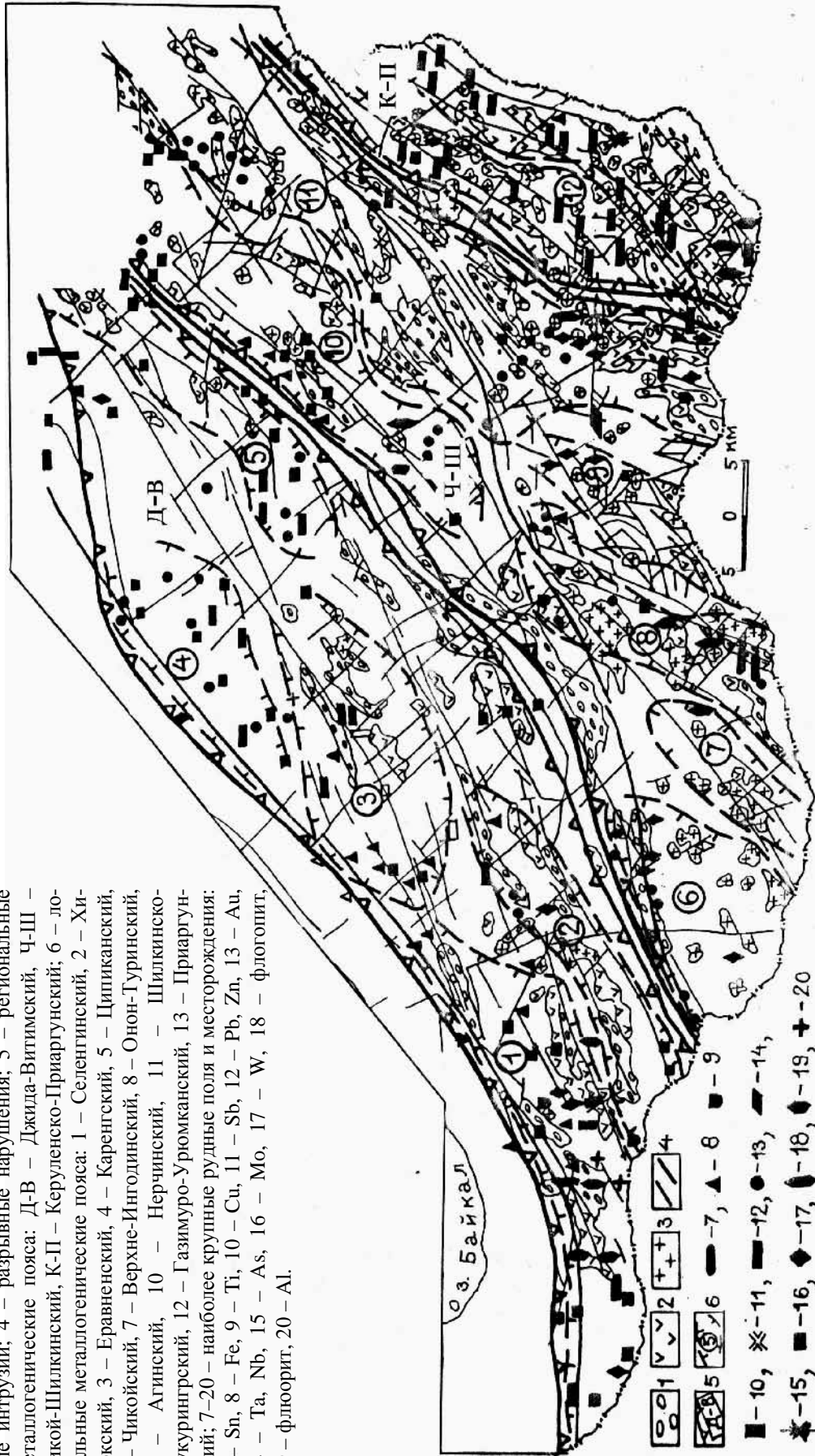


Рис. 4.2. Металлогенические пояса внутрилитных плюмтктонических орогенов Забайкалья (Семинский, 2006).

12) Газимуро-Урюмканский локальный металлогенический пояс

13) Приаргунский локальный металлогенический пояс

Для характеристики золоторудных районов, где наиболее ярко проявилась внутриплитная плюмтектоническая обстановка, был выбран Балеийский золоторудный район. Он принадлежит Чикой-Шилкинскому региональному металлогеническому поясу, а внутри него – Нерчинскому локальному металлогеническому поясу.

4.2. Геодинамика и металлогения Балеийского золоторудного района

Этот район приурочен к системе разломов и рифтовых впадин Центральной части Монголо-Охотского пояса, обрамляющих Борщевочный комплекс метаморфического ядра. Характеризуется широким проявлением золотого оруденения, которое сосредоточено в рудных узлах Балейско-Тасеевском, Казаковском, Голготайском и других.

4.2.1. Тектоническая позиция района

Район характеризуется размещением в пределах сложного тектонического узла на сочленении впадин и поднятий и на пересечении региональных зон разломов, традиционно выделяемых в пределах Восточного Забайкалья.

Южное крупное поднятие расположено в пределах Петровского хребта и представлено Ундинской купольной структурой (Корольков, 1987). Северное поднятие образовано Борщевочной купольной структурой в пределах одноименного хребта. Между ними расположена Ундино-Даинская депрессия позднемезозойского возраста, осложненная наиболее поздними системами грабенов.

Важнейшее значение для района имеют разломы северо-восточного простирания, в том числе, главный из них – Борщевочная ветвь Монголо-Охотского структурного шва. Не меньшее значение придается системе северо-западных разломов, которые часто именовались как «скрытые разломы фундамента» (Фогельман, 1966 и др.); они относятся к зоне Балейско-Дарасунского глубинного разлома.

4.2.2. Основные этапы развития

Рассматриваемый район с различной степенью детальности неоднократно описывался в геологической литературе (Петровская и др., 1961; Чеглоков, 1962; Хомич, 1972; Хомич и др., 1972; Сафонов, 1972; Балейское..., 1984; Корольков, 1987; 2005; Карелин и др., 1992; Семинский и др., 2002; и др.).

В его строении участвуют породы трех структурных этажей (Балейское..., 1984), отвечающие крупным этапам развития региона (рис. 4.3).

Нижний этаж представлен сложно дислоцированными породами верхнего протерозоя–нижнего карбона и прорывающими их гранитоидами ундинского комплекса. Породы нижнего этажа слагают основание и борта мезозойских прогибов. Средний этаж включает нижне-верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы, в ряде мест существенно дислоцированные, которые развиты в пределах мезозойских депрессий. Их прорывают среднеюрские гранитоиды борщевочного комплекса, верхнеюрские субвулканические интрузивы амуджикано-сретенского комплекса.

Верхний этаж – слабо дислоцированные терригенные породы позднеюрско-мелового возраста, выполняющие локальные впадины наложенного типа – грабены. Они прорваны дайковыми телами шивиинского комплекса.

Байкальский, каледонский, герцинский этапы развития

В этот длительный промежуток времени геологической истории формировались породы нижнего структурного этажа (Балейское..., 1984). Среди них – осадочно-метаморфические свиты позднего протерозоя (?), раннего кембрия и раннего карбона. Их прорывают гранитоиды ундинского комплекса пермского возраста. Сложная склад-

частость фиксируется в крупных останцах докембрийских пород и многочисленных ксенолитах среди ундинских гранитоидов. Этот продолжительный этап геологического развития вызывает много дискуссий, изучен слабо. Однако считается, что богатого золотого оруденения мезозойского возраста в Балейском районе, вероятно, не появилось бы без слабо обогащенных этим металлом позднепротерозойских (архейских ?) и палеозойских пород (Карелин и др., 1992).

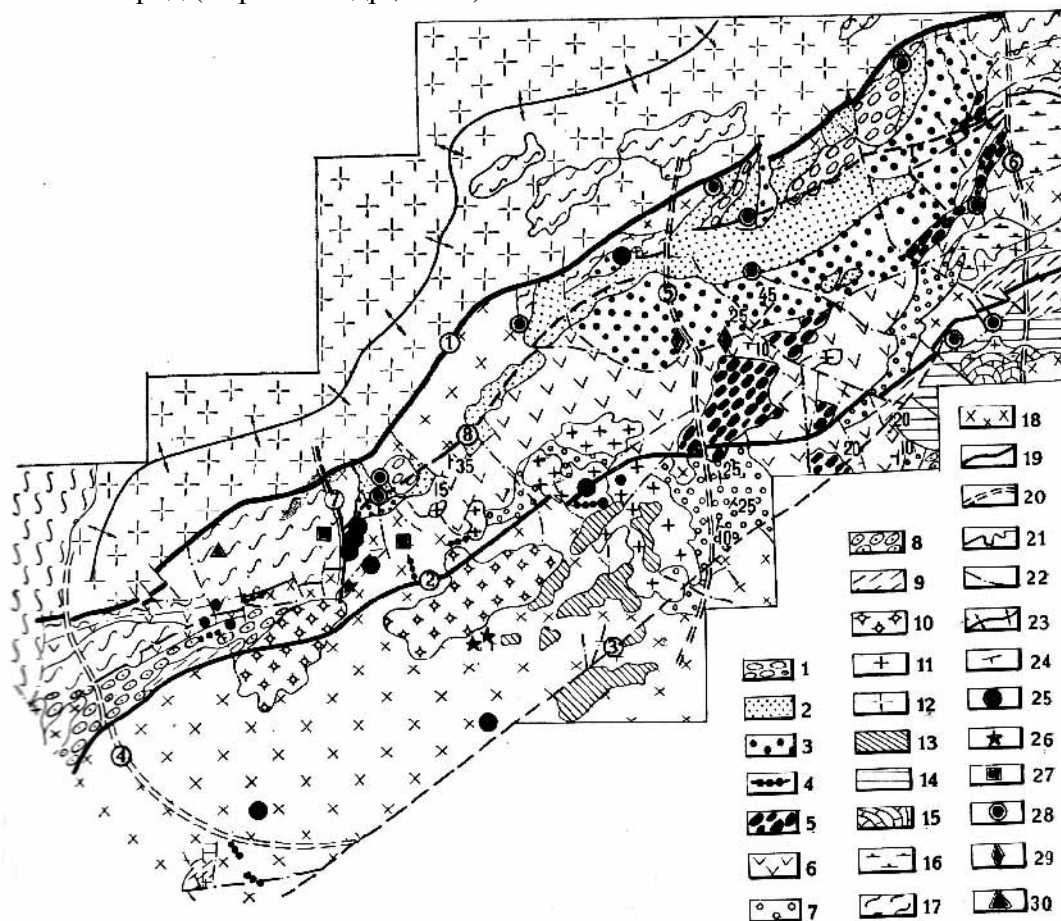


Рис. 4.3. Геолого-структурная карта Балейского района (Балейское..., 1984).

1–4 – верхний структурный этаж: 1 – ундино-шилкинская серия ($K_1 us$): конгломераты, 2 – ново-троицкая серия ($K_1 nt$): песчаники, брекчии, конгломераты с покровами андезито-базальтов и прослоями туфов, 3 – балейская серия ($J_3-K_1 bl$): алевролиты, песчаники, конгломераты, брекчии с прослоями туфов, трахиандезиты, 4 – дайки кварцевых порфиров ($лК_1$); 5–12 – средний структурный этаж: 5–7 – шадоронская серия ($J_3 sd$): 5 – верхняя туфогенно-осадочная толща, 6 – средняя эффузивная толща, 7 – нижняя эффузивно-осадочная толща – конгломераты, гравелиты, песчаники, андезиты, латиты; 8 – верхнегазимурская свита ($J_2 vg$): валунно-галечные конгломераты, гравелиты, песчаники; 9 – онтагаинская свита ($J_1 on$): аргиллиты, алевролиты, песчаники; 10 – амуджикано-сретенский интрузивный комплекс ($J_3 as$): штоки резко порфировидных гранитов, дайки гранодиорит-порфиров и гибридных лампрофиров; 11 – субвулканический комплекс преимущественно диоритовых порфиров ($дмJ_3$); 12 – борщевочный гранитоидный комплекс ($γJ_3 br$); 13–18 – нижний структурный этаж: 13 – газимурская свита ($C_1 gs$): ороговикованные песчаники и алевролиты, известняки; 14 – алтачинская свита ($ε_2 al$): филлиты, песчаники, кварциты, известняки; 15 – быстринская свита ($ε_1 bs$): известняки, доломиты, сланцы; 16 – уровская свита ($ε_1 ur$): гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты; 17 – кулиндинская свита ($PR kl$): сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты; 18 – ундинский гранитоидный комплекс ($γδ P$); 19–25 – элементы структуры: 19 – крупные разломы (пунктиром — предполагаемые): 1 – Борщевочный, 2 – Петровский, 3 – Синдуинский; 20 – тектонические зоны: 4 – Калангуйская, 5 – Талангуйская, 6 – Куренгинская, 7 – Дутурульская; 21 – стратиграфические, интрузивные контакты; 22 – разломы высоких порядков; 23 – оси складок; 24 – элементы залегания полосчатости и слоистости; 25–27 – проявления позднеюрской минерализации: 25 – золота, 26 – молибдена, 27 – флюорита; 28–30 – проявления раннемелового оруденения: 28 – золота, 29 – ртути, 30 – сурьмы

Осадочно-метаморфические породы. Осадочно метаморфические породы нижнего структурного этажа подразделяются на следующие свиты: кулиндинская (PR 2 ?), уровская ($\in 1$), быстринская ($\in 2$), алтачинская ($\in 3$), газимурозаводская (C 1) свиты.

Кулиндинская свита (PR 2 ?). Представлена зелеными эпидот-хлоритовыми сланцами, гнейсами, амфиболитами, мраморизованными известняками. Обоснование возраста – остро дискуссионное, требует дальнейших радиометрических датировок и изотопно-геохимических исследований.

При составлении геодинамической карты 1:200 000 масштаба нового поколения авторы (Рутштейн и др., 2003) пришли к необычной трактовке значения рассматриваемой толщи метаморфических пород. Все образования, ранее относимые (Балейское..., 1984) к кулиндинской свите (PR 2 ?), рассматриваются в качестве тектономикститов, образовавшихся при гигантских сдвиговых перемещениях по зоне Монголо-Охотского шва. При этом ставится под сомнение существование в ранней юре одноименного океана, так как морские фации этого времени развиты по обе стороны (к северу и к югу) от Монголо-Охотского шва.

Однако этому противоречат фактические материалы по выделению типичных островодужных формаций (Дриль и др., 1998) в пределах полей распространения кулиндинской и выше залегающей ононской свит (последняя распространена за пределами Балейского района), а также – палеомагнитные данные (Кузьмин, Кравчинский, 1996).

Породы кулиндинской свиты развиты вблизи Борщевочного разлома (рис. 4.3), где в них отмечаются зоны диафоритов; наиболее крупные выходы этих пород характерны для западной части Балейского района, где выделяется Дутурульский горст (Балейское..., 1984) и Кулиндинская купольная структура в его пределах (Гладков и др, 1973; Корольков, 1987).

Уровская свита ($\in 1$). Гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты уровской свиты развиты на северо-востоке Ундинской депрессионной зоны, имеют ограниченное распространение и занимают малые по площади участки.

Быстринская свита ($\in 2$). Согласно перекрывает уровскую, представлена существенно карбонатными породами: мраморизованными известняками и доломитами. В подобных породах Приаргунья обнаружены раннекембрийские археоциаты.

Алтачинская свита ($\in 3$). Согласно залегает на быстринской. Слагают ее кварцево-сланцевые сланцы, ороговикованные песчаники, кварциты, известняки. Эти породы распространены в восточной части Петровского хребта (Ундинской купольной структуры).

Газимурозаводская свита (C1). Характерны ороговикованные песчаники, алевролиты, мраморизованные известняки. В аналогичных отложениях к югу от Балейского района известна фауна раннего карбона. В виде крупных и мелких ксенолитов породы газимурозаводской свиты известны в пределах Петровского хребта западнее Талангуйской тектонической зоны.

Магматические породы. Для нижнего структурного этажа характерны гранитоиды одного ундинского магматического комплекса, среди которых содержатся в крупных и мелких ксенолитах осадочно-метаморфические породы всех вышеохарактеризованных свит.

Ундинский гранитоидный комплекс ($\gamma P in$). Магматические породы этого комплекса распространены на обширной площади Петровского хребта в центральной части Балейского района.

Традиционно здесь выделяют (Балейское..., 1984) три группы пород, как считалось, соответствующих трем последовательным фазам внедрения: 1) диориты, габбро-диориты, габбро; 2) гранодиориты, диориты, реже граниты; 3) граниты, гранодиориты.

Габброиды первой группы развиты в виде многочисленных ксенолитов среди пород второй группы. Отмечается приуроченность ксенолитов к краевой части массивов гранитоидов ундинского комплекса, наблюдаются постепенные переходы от габброидов к диоритам.

Гранитоиды второй группы распространены наиболее широко, характеризуются разнообразием состава, текстуры и структуры. Преобладают средне-, крупнозернистые, нередко порфириовидные гранодиориты, сменяющиеся кварцевыми диоритами.

Породы третьей группы слагают крупные участки в районе северного склона Петровского хребта, которые вытянуты в северо-восточном направлении.

Дайки ундинского комплекса представлены мелкозернистыми гранитами, аплитами, пегматитами и развиты незначительно.

Ундинские гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные отложения газимурозаводской свиты (С₁). И. Г. Рутштейн установил, что за пределами Балейского района они перекрываются отложениями пермского возраста. Эти данные датируют их как каменноугольные. Однако самые последние изотопные датировки ундинских гранитоидов (Дриль и др., 2001) дают пермский возраст.

В результате детального картирования масштаба 1:10 000 ундинских гранитоидов в пределах центральной части Балейского золоторудного района был установлен их сложный «пестрый» состав и постепенные переходы между алюмосиликатными магматическими породами различной степени основности. Выявлено большое количество ксенолитов и скиалитов различного состава наряду с широко развитой полосчатостью и гнейсовидностью «пестрых» гранитоидов. Это позволило (Гладков и др., 1973; Гладков, Корольков, 1981; Корольков, 1987) в южной части Балейского рудного узла закартировать сложную «просвечивающую» синклинальную структуру.

Ундинские гранитоиды были разделены на две главных группы.

I. Неперемещенные (автохтонные «пестрые») гранитоиды: габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, биотитовые.

II. Перемещенные (аллохтонные) гранитоиды, разделенные на две фазы:

- 1) гранодиориты, граниты порфириовидные биотитовые,
- 2) граниты лекократовые.

В итоге анализа материалов по Ундинскому батолиту и сопряженным структурам установлена крупная Ундинская купольная структура (Корольков, 1987), т. е. «...купол, перешедший в гранитный массив» или купол третьего типа по классификации Ф. А. Летникова (1975).

Тектоника. Стиль тектонического развития трех различных структурных этажей закономерно изменяется от более древнего этажа к более молодым.

Нижний структурный этаж (PR₂-P) отличается складчатыми деформациями, сопровождающимися куполовидными поднятиями по мере формирования гранито-гнейсовых куполов различной степени зрелости. Морфология куполов, их линейно вытянутое цепочечное положение указывают на связь с глубинными разломами преимущественно северо-восточного простирания (рис. 4.4).

Складчатые деформации. Осадочно-метаморфические толщи нижнего этажа (PR₂-P) смяты в линейные складки северо-восточного простирания. На них накладываются субмеридиональные складчатые деформации, обусловленные ростом гранито-гнейсовых куполов (?).

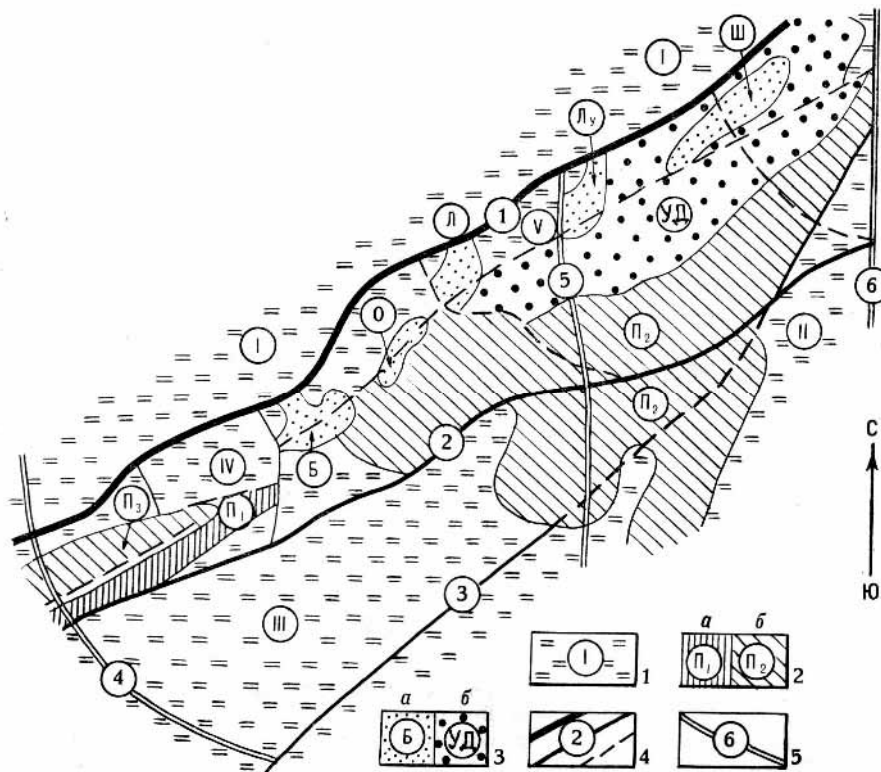


Рис. 4.4. Схема тектонического строения БалеЙского района (БалеЙское..., 1984).

1 – поднятия (I – Борщевочная зона устойчивых поднятий I порядка; II – Куренгинская зона; III – Петровская зона устойчивых поднятий I порядка; IV – Дутурульское горстовое поднятие; V – Казакровский блок); 2 – прогибы: а – раннеюрский (П₁ – Караксарский), б – позднеюрские (П₂ – Шадоронский, П₃ – Нижне-Ундинский); 3 – впадины, депрессии: а – раннемеловые (Б – БалеЙская, О – Оноховская, Л – Лесковская, Лу – Лукинская, Ш – Шивиинская), б – позднеюрско-раннемеловая (УД – Ундино-Даинская); 4 – разломы: 1 – Борщевочный, 2 – Петровский, 3 – Синдуинский; 5 – тектонические зоны: 4 – Калангуйская, 5 – Талангуйская, 6 – Куренгинская

В районе Борщевочного поднятия отмечаются реликты крупного герцинского антиклинория, который простирался вдоль генерального северо-восточного направления палеозойской складчатости (Нагибина, 1963 и др.). Наличие антиклинория северо-восточного простирания как будто бы подтверждается залеганием пород кулиндинской свиты. Однако соотношение геологических образований кулиндинской свиты и гранитоидов борщевочного комплекса можно рассматривать (Склярков и др., 1997.; Корольков, 1998) с новых нетрадиционных геодинамических позиций (см. ниже).

Древние складчатые структуры в пределах Петровского поднятия имеют более сложный характер. Они выявляются по фрагментам складчатых деформаций в стратифицированных образованиях (PR₂–С₁) и по откартированным элементам «просвечивающей» прототектоники в гранитоидах ундинского комплекса (Р).

В юго-восточной части БалеЙского района среди пород уровской свиты (Є₁) выявлено периклинальное замыкание антиклинальной складки. К югу от нее картируется фрагмент брахиантиклиналя, образованной породами быстринской (Є₂) и алтагачинской (Є₃) свит. Залегание пород газимурозаводской (С₁) свиты трудно восстановить, так как они сохранились фрагментарно в виде небольших ксенолитов среди гранитоид-

дов ундинского комплекса. Предполагалось, что ундинские граниты также, как и борщевочные, сформировались в ядре герцинского антиклинория, образованного породами газимурозаводской свиты (Бернштейн и др., 1957).

Южнее и восточнее Дутурульского горста (рис. 2.2) в ундинских гранитоидах была закартирована сложная «просвечивающая» синклиналичная структура, окаймляющая этот горст (Гладков, Корольков, 1981; Корольков, 1987). Ранее в пределах Дутурульского горста по породам кулиндинской свиты предлагалось выделить гранито-гнейсовую Кулиндинскую купольную структуру (Гладков и др., 1973), а по ее западному, южному и восточному обрамлению – сложно построенную Ундино-Ононскую межкупольную зону. Откартированная в ундинских гранитоидах «просвечивающая» синклиналь является в этом случае юго-восточным фрагментом Ундино-Ононской межкупольной зоны (Корольков, 1987).

Раннекиммерийский этап (коллизионный)

Отложения триасового возраста на территории Бaleyского района не известны. По-видимому, в это время здесь существовало обширное поднятие.

Осадочные породы, сформировавшиеся в этот этап, относятся к следующим стратиграфическим подразделениям: онтагаинская свита нижней юры, верхнегазимурская свита средней юры.

Онтагаинская свита (J₁). Отложения этой свиты залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента нижнего структурного этажа. В нижней части онтагаинской свиты преобладают алевролиты и аргиллиты. В соседних районах в аналогичных породах обнаружены аммониты ранней юры. Выше развиты в переслаивании алевролиты, мелкозернистые песчаники, аргиллиты. Узкая полоса пород онтагаинской свиты прослеживается вдоль Петровского разлома, отмечается в мелких блоках вдоль Синдуинского разлома и вблизи Калангуйской тектонической зоны (рис. 4.3).

Верхнегазимурская свита (J₂). Представлена валунно-галечными конгломератами с прослоями песчаников и гравелитов, которые залегают с угловым несогласием на размытой поверхности дислоцированных пород онтагаинской свиты. В обломочном материале валунов и галек преобладают палеозойские осадочные, метаморфические и интрузивные породы; встречаются гальки песчаников и алевролитов онтагаинской свиты. Отложения верхнегазимурской свиты сохранились на юго-западном фланге Ундинской депрессионной зоны, где они слагают Караксарский прогиб, и в узком тектоническом «клине» южнее Дутурульского горста. Их небольшие выходы известны и в северо-восточной части Петровского хребта.

Интрузивный коллизионный магматизм в этот этап не проявился.

Осадочные породы ранней–средней юры залегают в узких впадинах, ограниченных разломами северо-восточного простирания, которые имеют, по-видимому, межгорный характер.

Позднекиммерийский этап (постколлизионный внутриплитный)

Породы, образовавшиеся в этот этап, составляют верхний структурный ярус. Они формировались в условиях ярко выраженного рифтогенеза и растяжения территории, обусловленного влиянием Центрально-Азиатской горячей области. Произошло экспонирование в верхние этажи литосферы Борщевочного комплекса метаморфического ядра и сопряженное формирование обрамляющих его рифтогенных впадин, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями, синхронное формирование малых субщелочных интрузий и даек.

Вулканогенно-осадочные породы, сформировавшиеся в этот этап, относятся к следующим стратиграфическим подразделениям: шадоронская серия верхней юры, балейская серия верхней юры – нижнего мела, новотроицкая серия нижнего мела, ундино-шилкинская серия нижнего мела.

Шадоронская серия (J₃). Вулканогенно-осадочные породы этой серии широко распространены в Ундинской депрессионной зоне. Их выходы отмечаются в восточной части Петровского хребта, где они выполняют Шадоронский и Нижнеундинский прогибы, залегая с угловым несогласием на верхнегазимурических конгломератах. В основном для восточной части Петровского хребта характерны породы нижней части разреза шадоронской серии. Выделяются три толщи (Гунбин и др., 1963) верхнеюрской шадоронской серии (снизу вверх): 1) эффузивно-осадочная, 2) эффузивная, 3) туфогенно-осадочная. Первыми исследователями (Петровская и др., 1961) вышеназванные толщи именовались свитами: нижняя – нижнеундинской, средняя – талангуйской, верхняя – верхнеундинской.

Нижняя толща представлена в основном конгломератами, встречаются андезитовые туфы, в низах разреза – лавовые фации андезитов и латитов. В составе конгломератов принимают участие гальки каменноугольных гранитоидов, нижнеюрских алевролитов и песчаников, верхнеюрских андезитов.

Средняя толща состоит из андезитовых кластолав, брекчиевых лав и туфов; присутствуют вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники.

Верхняя толща характеризуется вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами с встречающимися в них дацитовыми туфами и лавами. Обломки в конгломератах представлены гранитоидами, вулканитами среднего состава, гнейсами, сланцами, кварцитами, алевролитами и кварцевыми порфирами.

Центры вулканических извержений предполагаются вблизи зоны Петровского разлома и в пределах отдельных участков Ундинского осевого разлома, выделяются они на основе анализа распределения фаций вулканитов и по данным магниторазведки.

Органические остатки указывают на позднеюрский возраст пород шадоронской серии.

Балейская серия (J₃-K₁). Залегает на эродированной поверхности пород шадоронской серии с резким угловым несогласием. Распространены породы верхней юры и нижнего мела в наиболее погруженной части Ундинской депрессионной зоны, выполняют многочисленные наложенные грабены в ее пределах.

Балейская серия состоит из трех свит: нижнебалейской, среднебалейской, верхнебалейской.

Нижнебалейская свита преимущественно конгломератовая, пестроцветная, неравномерно галечная с валунами. В основании этой свиты залегает горизонт трахиандезитов.

Среднебалейская свита залегает согласно нижнебалейской и представлена в основном песчаниками хорошо отсортированными, мелкозернистыми с характерной коволнистой слоистостью.

Верхнебалейская свита в Балейском и Оноховском грабенах предстала протяженными и выдержанными по мощности горизонтами конгломерато-брекчий гранитоидного состава, между которыми залегают ритмично построенные линзовидные прослои песчаников, конгломератов и алевролитов. К северо-востоку Ундино-Даинской впадины конгломерато-брекчии сменяются белесыми плохо отсортированными крупнозернистыми песчаниками с обломками и глыбами алевролитов, мусорными и смешанными породами; отмечаются прослои белых глин. Завершается свита протяженным горизонтом алевролитов массивных или с тонкой горизонтальной слоистостью и мно-

гочисленными остатками разнообразной фауны, которые указывают на позднеюрско-раннемеловой возраст отложений балеической серии.

Новотроицкая серия (K₁). Состоит из двух свит: нижненовотроицкой и верхненовотроицкой.

Нижненовотроицкая свита представлена вулканомиктовыми конгломератами с вишнево-бурой окраской в нижней части разреза и зеленовато-серой – в верхней. На северо-востоке Ундино-Даинской впадины отмечаются прослой лав андезитов и их туфов.

Верхненовотроицкая свита неодинакова в разных грабенах. В Балейском она сложена дресвянистыми песчаниками, мусорными породами, глыбовыми брекчиями. В Оноховском и Лесковском грабенах преобладают алевролиты с прослоями пепловых туфов кислого состава и песчаников, в Лукинском развиты конгломераты. На северо-востоке Ундино-Даинской впадины свита состоит из песчаников и алевролитов с прослоями туфов и игнимбриков кислого состава. У западных бортов Оноховского, Лесковского и Лукинского грабенов локально распространены глыбовые брекчии. Состав обломков – преимущественно гранитоидный, много обломков алевролитов и песчаников подстилающих свит.

Особенности залегания пород, перекрывающих позднеюрско-раннемеловые отложения балеической серии, заставляют предполагать их раннемеловой возраст.

Ундино-шилкинская серия (K₁). В Балейском грабене представлена одноименной свитой, которая ранее С. Г. Мирчинк была названа каменной.

Условно с ней коррелируются конгломераты Шивиинского грабена, содержащие обломки борщевочных гранитов. Возраст отложений по положению в разрезе и палинологическим данным определяется как раннемеловой.

Верхняя граница ундино-шилкинской серии условно проводится по развитию коры выветривания, наложенной на конгломераты этой серии в Балейском грабене, хотя в других депрессиях могут обнаружиться более молодые отложения.

Положение центров извержений при формировании лав и туфов балеической и новотроицкой серий остается неясным. Можно предполагать, что трахиандезиты в основании балеической серии изливались из крутопадающих трещин, приуроченных к южной границе распространения балеической серии в Ундино-Даинской впадине, а прослой игнимбриков в верхненовотроицкой свите связан с располагающимся вблизи него вероятным центром извержения.

Субвулканические породы. Выделяется два комплекса.

Субвулканический интрузивный комплекс преимущественно диоритовых порфиритов (dI_{3sv}). Интрузивные породы субвулканического комплекса относятся к аналогам вулканических пород шадоронской серии (J₃). Они представлены гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами, монцонито-диоритами. Слагают многочисленные мелкие штоки (300x700 м), силлы и дайки мощностью 15–30 м. Тяготеют эти тела к полям развития верхнеюрских покровов, их можно объединить в пояс северо-восточного простирания, протягивающийся вдоль Петровского разлома по юго-восточному краю Ундиинской депрессионной зоны.

Монцонито-диориты обладают мелкозернистой структурой, темно-серой до черной окраской с зеленоватым оттенком, массивной текстурой. Диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры имеют четкую порфиристую структуру, количество вкрапленников полевого шпата и темноцветных минералов непостоянно (10–70 % от объема породы). И. М. Адельсон (1969) наблюдал пересечения монцонит-диоритов гранодиорит-порфирами.

Нижняя возрастная граница субвулканического интрузивного комплекса определяется по признакам контактового метаморфизма (ороговикования) эффузивов шадоронской серии при внедрении в них порфириров субвулканического комплекса.

Верхняя возрастная граница намечена по пересечениям субвулканических тел апофизами массивов резко порфирировидных гранитов амуджикано-сретенского комплекса или дайками этого же комплекса ($\gamma J3as$). Имеются изотопные датировки монцонито-диоритов – 175 ± 6 млн лет (Константинов и др., 1967).

Шивинский комплекс кварцевых порфиров ($\gamma K1$). Представлен дайковыми телами кварцевых порфиров, которые развиты на северо-востоке Ундино-Даинской впадины. Они пересекают песчаники и конгломераты балеической серии ($J3-K1$). В то же время гальки кварцевых порфиров обнаружены в отложениях новотроицкой серии ($K1$) в пределах Лукинского грабена.

Интрузивные комплексы. Осадочно-вулканогенные образования верхнего структурного этажа включают как вулканические породы, так и интрузивные: борщевочный гранитоидный комплекс ($\gamma J2br$); субвулканический интрузивный комплекс преимущественно диоритовых порфириров ($\delta J3sv$); амуджикано-сретенский интрузивный комплекс резко порфирировидных гранитов, даек гранодиорит-порфиров и гибридных лампрофиров ($\gamma J3as$).

Борщевочный гранитоидный комплекс ($\gamma J2br$). Породы этого комплекса развиты в северо-западной части района. Они слагают крупный, вытянутый в северо-восточном направлении массив. По (Чередниченко, Каменщикова, 1973), гранитоиды борщевочного комплекса слагают «...гранито-гнейсовый вал, осложненный разнообразными структурами 2-го порядка».

Преобладают граниты среднезернистые порфиробластические, граниты мелкозернистые массивной и гнейсовидной текстуры. В экзо- и эндоконтактной зонах массива развиты полосчатые мигматиты и агматиты.

Наиболее важной особенностью борщевочного гранитоидного комплекса является большое количество пегматитовых жил с топазом, рубеллитом, лепидолитом, мусковитом, горным хрусталем, приуроченных в основном к центральной части массива.

Считалось (Балеическое..., 1984), что гранитоиды борщевочного комплекса размещаются в центральной части одноименного герцинского антиклинория. Интенсивный метаморфизм нижнеюрских отложений, произошедший под воздействием борщевочных гранитов (Лесняк, 1965), заставляет предполагать среднеюрский их возраст. В настоящее время ряд исследователей считают, что борщевочные гранитоиды сформировались в условиях общего растяжения в пределах центральных частей своеобразных структур нового типа. Их именуют комплексами метаморфических ядер (Скляров и др., 1997). Высказываются соображения относительно особой роли борщевочного комплекса метаморфического ядра при формировании зон разломов северо-восточного простирания (Корольков, 1998), которые влияют на металлогенические характеристики Балеического золоторудного района (подробнее см. ниже).

Амуджикано-сретенский гранитоидный комплекс ($\gamma J3as$). Интрузивные породы верхнеюрского амуджикано-сретенского комплекса представлены двумя крупными гранитоидными массивами, небольшими штоками и многочисленными дайками.

Массивы развиты в центральной части Ундинской купольной структуры (Корольков, 1987). По гравиметрическим данным все тела этого комплекса попадают в единый контур отрицательной аномалии силы тяжести. По-видимому, они принадлежат крупному интрузиву, залегающему на глубине.

Гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса можно отнести к гипабиссальным образованиям. Отличаются они присутствием вкрапленников розового калиевого

полевого шпата (от 1x1,5 см до 2x5 см), более мелких – светло-серого плагиоклаза, изометричных зерен дымчатого кварца размером до 8–10 мм. Основная масса пород среднезернистая, реже крупнозернистая гранитного состава. Краевые части массивов и некоторые мелкие штоки имеют гранодиоритовый состав. В массивах встречены мелкие жилы аплитов и пегматитов.

К амуджикано-сретенскому комплексу отнесены серии даек гранодиорит-порфиоров, гибридных лампрофиоров, гранодиорит-порфиоров. Дайковые тела образуют зону северо-западного простирания.

Гибридные лампрофиры по составу основной массы близки к минетта – вогезитам, вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом часто округлой формы и кварцем.

Нижняя возрастная граница даек устанавливается по пересечениям эффузивов шадоронской серии, верхняя – по находкам галек порфировидных гранитов и других дайковых пород этого комплекса в валунно-галечных отложениях нижнебалеической свиты (J₃–K₁). Изотопный возраст пород амуджикано-сретенского комплекса колеблется от 146 до 182 млн лет (Томсон и др., 1963).

Тектоника. Постколлизийный структурный этаж характеризуется наиболее ярким проявлением блоковых перемещений по зонам разломов. Это привело к формированию мезозойских прогибов и активной вулканической деятельности вдоль разломов северо-восточного простирания. Тектоническое развитие в этот период носит рифтогенный характер, складчатые деформации имеют подчиненное значение.

Складчатые деформации. В пределах осадочно-вулканогенных пород связаны с блоковыми перемещениями по зонам разломов. Шадоронский прогиб приурочен к Центрально-Ундинскому и Восточно-Ундинскому блокам, лишь на южном фланге выходит за пределы блоковых ограничений. Характерна асимметрия Шадоронского прогиба, выражающаяся в наличии более глубоко погруженной его северной части. Антиклинальная складка делит прогиб на две части: в южной части отсутствуют отложения верхней толщи шадоронской серии, а в северной части представлен весь ее полный разрез. Осевая часть этой антиклинали лежит на продолжении Петровского разлома. На северо-восточном продолжении Шадоронского прогиба среди пород верхней юры–нижнего мела картируется еще одна подобная антиклиналь, осложненная разрывными нарушениями. На западной окраине Шадоронского прогиба наблюдаются небольшие изометричные купола и мульды, сопровождающиеся пологими брахиформными складками более высоких порядков. Прослеживается отчетливая связь их с зонами разломов.

Верхний структурный этаж (J₃–K₁) сформировался в основном под влиянием блоковых перемещений ярко выраженного наложенного рифтогенного характера, особенно в раннем мелу. На пересечении зон разломов северо-восточного и север-северо-западного простирания формировалась система грабенов с грубообломочными континентальными осадками и слабо проявленной в них вулканической деятельностью. Смена хрупких и пластических деформаций внутри грабенов происходила пульсационно (Летунов, Семинский, 2001; Семинский и др., 2002).

Терригенные породы балеической серии (J₃–K₁) в Ундино-Даинской впадине слагают пологую асимметричную синклиналь с падением крыльев от 10 до 40 градусов. Синклиналь осложнена поперечными брахиформными антиклиналями, в осевых частях которых сосредоточены зоны повышенной трещиноватости. Отложения новотроицкой серии (K₁) приурочены к полосе северо-восточного простирания вблизи предгорий Борщевочного хребта, которая локализована вдоль осевого Ундинского разлома. Его сочленение с крупными поперечными нарушениями (Лесковским, Талангуйским, Шивинским) приводит к увеличению мощности и площади развития отложений новотро-

ицкой серии, к углублению грабенообразных структур (Лесковский, Шивиинский, Бале́йский и другие грабены). Отложения ундино-шилжинской серии (K_1), развитые в пределах отдельных грабенов, залегают горизонтально.

Таким образом, к окончанию первого этапа геологического развития (PR_2-P) существенное значение приобрела система гранито-гнейсовых куполов, приуроченная к складчато-разрывным структурам северо-восточного простирания и осложняющим их складчатым деформациям субмеридиональной ориентировки, которая, по-видимому, формировалась в обстановке общего сжатия территории Бале́йского золоторудного района.

Для второго (J_1-J_3) и третьего (J_3-K_1) этапов главное значение имеют блоковые движения, ограниченные зонами разломов; они приводили к формированию горстовых поднятий и грабенообразных опусканий, сопровождающихся вулканической и субвулканической интрузивной деятельностью. Рифтогенные режимы среднего и особенно верхнего структурных этажей формировались в обстановках явного общего растяжения территории Бале́йского золоторудного района.

Главные разрывные нарушения

Как уже упоминалось, в районе развиты главные разрывные нарушения двух преимущественных направлений: северо-восточные и север-северо-западные (субмеридиональные).

Северо-восточное простирание имеют (рис. 4.3) следующие крупные разломы: Борщевочный, Ундинский осевой, Петровский, Синдуинский.

Борщевочный разлом – наиболее ярко проявленный по мощности зоны деформированных пород, самый выдержанный по простиранию. Этот разлом является южной ветвью Монголо-Охотского глубинного разлома и отделяет гранитоиды борщевочного комплекса (J_2) второго структурного этажа от более древних образований кулиндинской свиты (PR_2) и ундинского гранитоидного комплекса (P) нижнего структурного этажа.

Ундинский осевой разлом имеет одинаковую ориентировку с Борщевочным и является юго-восточной границей распространения пород кулиндинской свиты. Кроме того, к этому разлому приурочены тела диоритовых порфиритов субвулканического комплекса (J_3), которые считаются интрузивными аналогами эффузивов шадоронской серии (J_3).

Петровский разлом также на всем своем простирании вмещает крупные и мелкие интрузивные тела гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (J_3) и преимущественно диоритовых порфиритов субвулканического комплекса (J_3).

Синдуинский разлом выделяется по геофизическим данным, на значительном отрезке по простиранию он является предполагаемым. Считается, что этот разлом ограничивает с юга Петровское поднятие. На северо-восточном фланге он сочленяется с Петровским разломом.

Кинематика перемещений по разломам северо-восточного простирания исследована слабо. Можно предполагать сбросо-сдвиговый (с раздвиговой составляющей) характер движения блоков по всем разломам северо-восточного простирания, так как они контролируют локализацию рифтогенных впадин с вулканогенно-осадочными толщами (J_3-K_1 возраста) и субвулканических интрузивов (J_3 возраста), за исключением Синдуинского разлома.

Крупномасштабное картирование территории позволяет выявить множество разрывных структур северо-восточного простирания более высоких порядков (Гладков, Корольков, 1981). Так, при исследовании геологического строения Бале́йского рудного узла (рис. 4.5) откартированы следующие восемь разломов северо-восточного простирания: Южно-Борщевочный, Контактный, Североундинский I, Североундинский II, Сайдашский, Северо-Восточный I, Северо-Восточный II, Улановский. Все они имеют сбросо-сдвиговый характер перемещений и преимущественное падение на юго-восток.

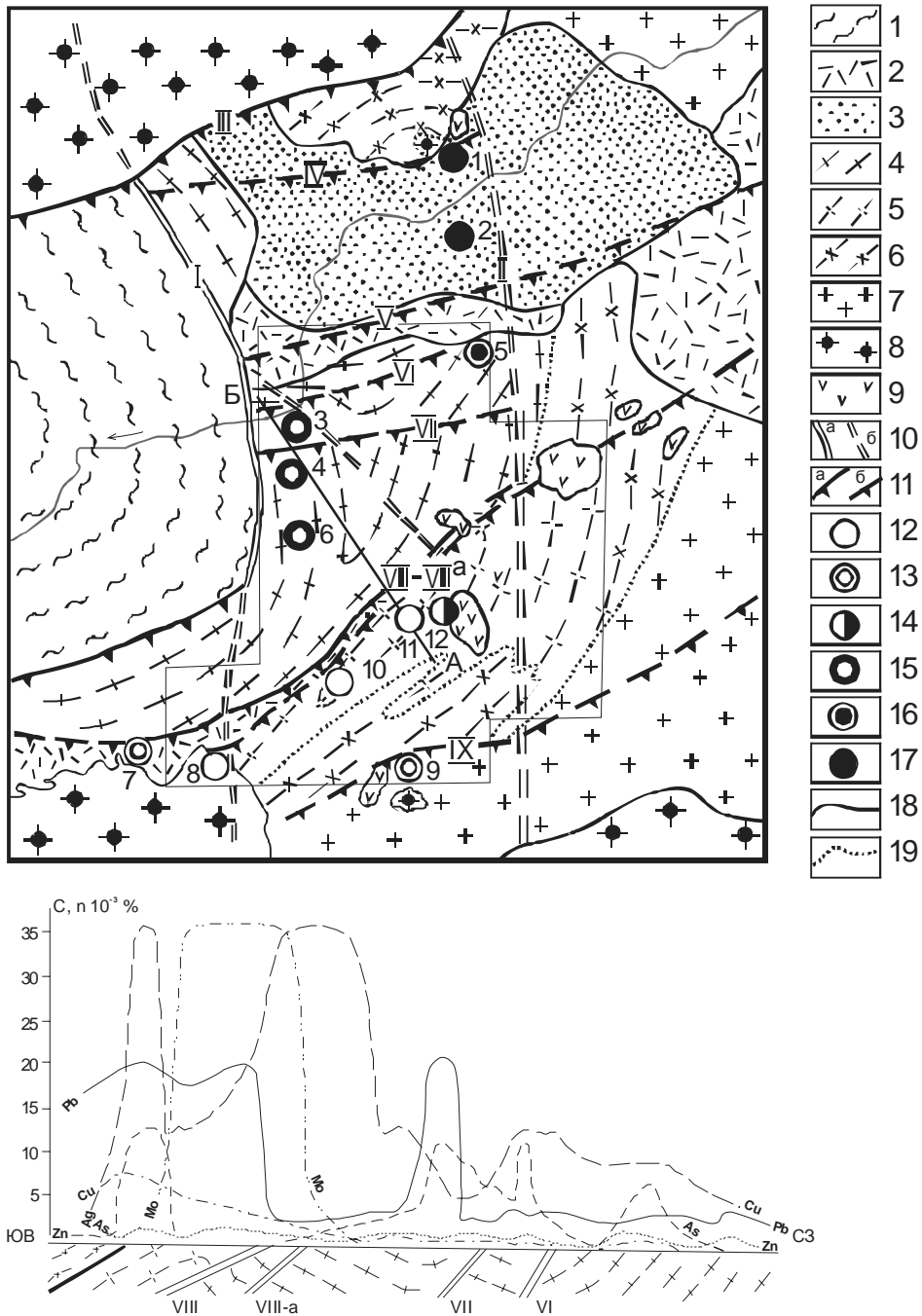


Рис. 4.5. Вверху – геологическая схема Балецкого рудного узла, внизу – геохимический профиль по линии АБ, построенный по данным моноэлементных карт (Гладков, Корольков, 1981).

1 – верхнерифейские метаморфические сланцы; 2 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения; 3 – нижнемеловые грубообломочные отложения; 4–7 – гранитоиды Ундинского батолита (верхний палеозой): 4 – кварцевые диориты и гранодиориты, значительно гнейсированные, 5 – гнейсовидные гранодиориты и граниты, 6 – диориты и кварцевые диориты, 7 – лейкократовые граниты; 8 – крупнопорфировидные гранитоиды амуджиканосреднетенского комплекса (верхняя юра); 9 – микродиориты субвулканического комплекса (верхняя юра); 10 – субмеридиональные крупные разрывные нарушения, прослеженные: а – по геологическим данным, б – по геофизическим параметрам (I – Дугурульское, II – Березовское); 11 – субширотные разрывные нарушения – надвиги, взбросы, сбросы (III – Южно-Борщевочный, IV – Контактный, V – Лево-Ундинский первый, VI – Лево-Ундинский второй, VII – Сайдашный, VIII – Северо-Восточный первый, VIII^а – Северо-Восточный второй, IX – Улановский, X – Сосновский); 12–17 – месторождения и рудопроявления: 12 – кварц-молибденитовые (8 – Лотошное, 10 – Дугурульское, 11 – Голготайское), 13 – кварц-висмутовые (7 – Новое, 9 – Улановское), 14 – кварц-турмалин-сульфидно-золоторудное (12 – Средне-Голготайское), 15 – кварц-сульфидно-золоторудные (6 – Косахиинское, 4 – Майское, 3 – Сосновское), 16 – флюоритовое (5 – Березовское), 17 – пираргирит-кальцит-халцедон-золоторудные (1 – Балецкое, 2 – Тасеевское); 18 – контакты стратиграфические и интрузивные; 19 – контакты фациальные.

Сплошной контур – граница площади детальных геологических, геохимических и геофизических работ. Линия АБ – геохимический профиль

Субмеридиональное простирание характерно (рис. 4.3; 4.4) для следующих тектонических зон: Калангуйская, Куренгинская, Дутурульская, Березовская, Талангуйская. Они являются поперечными к генеральным разломам северо-восточного простирания, отделяют обычно блоки приподнятые от блоков опущенных. В молодых отложениях новотроицкой серии (K₁) эти разломы фиксируются по глыбовым брекчиям. В участках, сложенных интрузивными и вулканогенными породами они представлены зонами трещиноватости и дробления. Возможно, что некоторые разломы имеют складчатый характер. Так, толща пород к западу от Дутурульского разлома смята в меридиональные складки, осложненные мелкой складчатостью вплоть до плейчатости. Вблизи этого разлома слои метаморфических пород падают на восток под углами 40–80 градусов.

Вышеперечисленная характеристика субмеридиональных нарушений указывает:

- 1) на их древнее заложение при формировании складчатости нижнего структурного этажа в условиях сжатия и вероятный первоначальный сдвиговый характер;
- 2) на унаследованное развитие в последующее геологическое время, когда в условиях общего растяжения территории они приобрели сбросо-сдвиговый или даже сбросо-раздвиговый характер.

Кроме главных северо-восточных и субмеридиональных в основном крутонаклонных нарушений, в районе известны пологие межформационные срывы по границам между интрузивными, вулканогенными и терригенными отложениями.

Рифтогенные тектонические впадины

Основная Ундинская депрессионная зона (рис. 4.4) имеет блоковую структуру, которая обусловлена разломами северо-восточного и субмеридионального простирания. Эти разломы влияют на заложение локальных прогибов и впадин.

Ундинская депрессионная зона локализована у северо-западного склона крупного Ундино-Борзинского свода (Томсон, Кочнева, 1969 и др.). Она имеет черты межкупольной компенсационной зоны, расположенной между системами Борщевочной и Ундинской купольных структур (Корольков, 1987).

Северо-западной границей Ундинской депрессионной зоны считается Борщевочный разлом. Н. В. Петровская и др. (1961) – наиболее ранние исследователи Балея – называли его «генеральной структурой Балецкого района». Юго-восточная граница депрессионной зоны – это Петровский и Синдуинский разломы, которые развиты в осевой части Ундинской купольной структуры (Корольков, 1987). С запада она ограничена Куренгинской, а с востока – Калангуйской тектоническими зонами.

Внутри Ундинской депрессионной зоны развиты прогибы более высоких порядков: на западе – Нижне-Ундинский и Караксарский, на востоке – Шадоронский.

Между ними расположено горстовое поднятие, сложенное метаморфическими породами (Кулиндинский купол) и ундинскими гранитоидами. Оно ограничено субмеридиональными разломами: Дутурульским, Березовским (рис. 4.4; 4.5). Н. А. Фогельман (1965, 1966) впервые связала формирование этих субмеридиональных разломов с региональной Кличкинско-Дарасунской поперечной зоной.

К Шадоронскому прогибу тяготеют крупная Ундино-Даинская впадина и более мелкие впадины-грабены: Балецкий, Оноховский, Лесковский, Лукинский, Шивкинский. Цепочковидное расположение грабенов намечает в центральной и северо-восточной части территории осевую Ундинскую тектоническую зону северо-восточного простирания.

Балецкий грабен расположен в участке пересечения Ундинского осевого и Дутурульского разломов. То же самое характерно для других грабенов. Вообще эти мелкие впадины не вполне соответствуют типу грабенов, так как они имеют сложную форму

границ и неоднородную внутреннюю структуру. Вероятно, на одних стадиях развития они представляли собой синклинальные прогибы, на других – грабены и грабен-синклинали. Пульсационный характер развития обусловлен чередованием условий сжатия и растяжения, этим же обусловлена внутри грабена смена хрупких деформаций на пластичные (Семинский и др., 2002).

4.2.3. Геодинамическая модель

Связь тектоники плит с металлогенией – одна из наиболее важных проблем для современных региональных исследований. Геодинамическая характеристика Восточного Забайкалья наиболее полно дана в работе (Зоненшайн и др., 1990), где рассмотрена тектоника литосферных плит бывшей территории СССР. Здесь охарактеризована палеогеодинамика крупнейшего Монголо-Охотского пояса, в состав которого попадает Восточное Забайкалье и, конечно, Балейский золоторудный район.

На основе геодинамических палеореконструкций Л. П. Зоненшайн и др. (1992) для Северной Евразии сделали первый региональный металлогенический анализ, который в русском варианте наиболее полно изложен в работе (Кузьмин и др., 2000). Углубленный и более детальный металлогенический анализ с позиций тектоники литосферных плит произведен недавно коллективом авторов для территории Саха-Якутия (Тектоника..., 2001) под руководством Л. М. Парфенова и М. И. Кузьмина.

Но даже некоторые последние металлогенические разработки по Восточному Забайкалью (Бубнов, 1995; Рыбалов, 2002) опираются на концепцию геосинклиналей.

Однако региональные мелкомасштабные металлогенические представления на основе тектоники плит находят все больше сторонников. Но локальный крупномасштабный металлогенический анализ подобного типа (на основе тектоники плит) находится в стадии разработки, вызывает настороженное отношение у геологов-рудников и металлогенистов старой (геосинклинальной) школы.

Пространственная локализация Балейского золоторудного района, основанная на тектонике литосферных плит, анализируется по работе Л. П. Зоненшайна и др. (1990). Только из результатов этого исследования можно извлечь наиболее конструктивную информацию об изменениях геодинамической позиции Балейского золоторудного района, которые целесообразно рассмотреть на фоне геодинамического развития структур центральной части Монголо-Охотского пояса (рис. 4.6).

Геодинамические особенности Монголо-Охотского пояса. Составляющие Монголо-Охотский пояс структуры сформировались в результате типичного столкновения континентов и разнообразных террейнов при закрытии одноименного океана, происходившем с позднего палеозоя до средней юры. Этот пояс протягивается почти на 3000 км из районов внутренней Монголии до Охотского моря в северо-восточном направлении, в разных местах вдоль своего простирания имеет различную ширину.

В центральной части Монголо-Охотского пояса наблюдается минимальная ширина и изменение общего его простирания. Ширина на востоке вблизи Охотского моря около 300 км, она уменьшается до 100 км в районе хр. Джагды и почти полностью выклинивается в Верхнем Приамурье между 125° и 118° в. д., где пояс представлен только зоной Монголо-Охотского шва.

К западу от 118° в. д. пояс вновь резко расширяется и достигает 300 км в районе Восточного Забайкалья, а далее прослеживается в виде полосы примерно той же ширины до выклинивания в Хангайском нагорье. Поэтому предлагается пояс разделить на три сегмента: Восточный, Центральный и Западный (Зоненшайн и др., 1990).

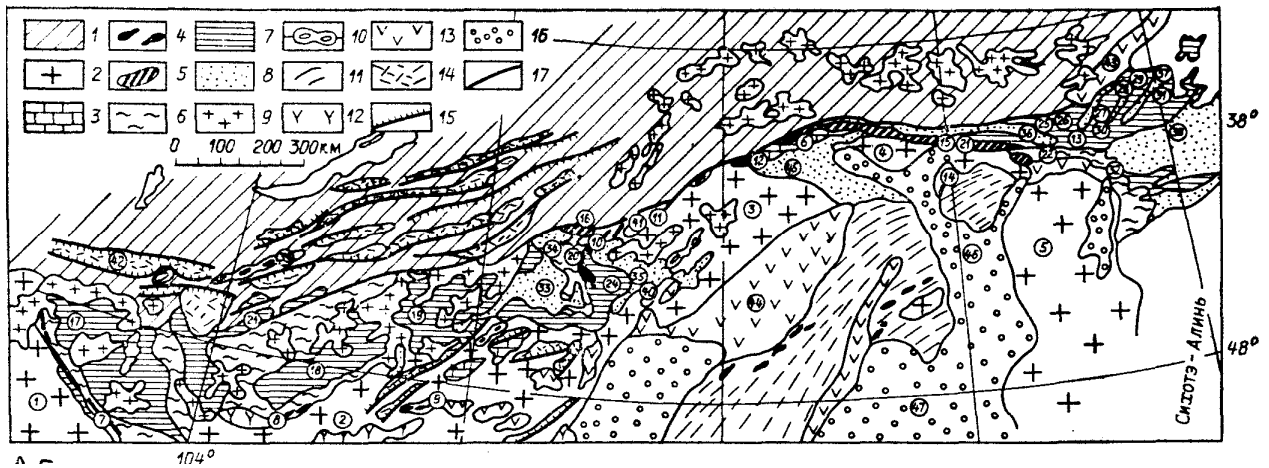


Рис. 4.6. Схема основных структур Монголо-Охотского пояса (Зоненшайн и др., 1990).

1 – раннедокембрийский фундамент Становой и Малханской зон; 2 – древние (в основном докембрийские) массивы; 3 – средне-верхнепалеозойский чехол массивов; 4 – офиолиты; 5 – пояс габбро-тоналитовых интрузий; 6 – метаморфические зеленосланцевые толщи; 7 – средне-верхнепалеозойские хаотические и турбидитовые обломочные комплексы; 8 – морские мезозойские (в Монголии включая и верхнюю пермь) комплексы; 9 – гранит-гранодиоритовые батолиты; 10 – гранито-гнейсовые купола; 11 – герцинские складчатые зоны; 12 – пермские известково-щелочные вулканиты; 13 – мезозойские (преимущественно верхнеюрские) известково-щелочные вулканиты; 14 – грабены со щелочными (часто с бимодальными) сериями вулканитов от перми до раннего мела; 15 – сбросы; 16 – наложенные континентальные впадины; 17 – Монголо-Охотский шов.

Цифры в кружках — блоки (1 – Байдарагинский, 2 – Центрально-Монгольский); массивы (3 – Аргуньский, 4 – Гонжинский, 5 – Хингано-Буреинский); прогибы (6 – Верхнеамурский, 23 – Приорхонский, 33 – Агинский, 34 – Ингодинский, 35 – Восточно-Забайкальский, 36 – Западно-Джагдинский, 37 – Торомский, 38 – Амгуньский, 45 – Ольдойский); пояса (7 – Баян-Хонгорский, 8 – Северо-Гобийский, 9 – Керуленский, 10 – Восточно-Агинский, 11 – Джорольский, 12 – Нижнешилкинский, 13 – Шевлинский, 4 – Деспкий, 15 – Пиканский (интрузии), 16 – Буреинский (интрузии)); зоны (20 – Ононская, 21 – Тукурингская, 22 – Южно-Джагдинская, 24 – Борзинская, 25 – Западно-Джагдинская, 26 – Ланская, 27 – Аяно-Шевлинская, 28 – Удская, 32 – Восточно-Джагдинская); синклинии (17 – Хангайский, 18 – Хэнтэйский, 19 – Даурский, 29 – Тьльский, 31 – Тугурский — Удско-Шантарская зона); купола (39 – Бутулинурский, 40 – Цаган-Олуевский, 41 – Боршевоочный); вулканические пояса (42 – Селенгинский, 43 – Удский, 44 – Большого Хингана); впадины (46 – Зея-Буреинская, 47 – Сунляя); 30 – Ирнимайский антиклинорий

Характерны три важных особенности Монголо-Охотского пояса.

Первая обусловлена широким развитием зеленосланцевых метаморфических толщ по вулканическим и тонкообломочным сериям (рис. 4.6). Они протягиваются почти непрерывной полосой шириной 10–20 км (реже до 50 км) от восточной части хр. Джагды до Хангайского нагорья. В некоторых местах среди этих метаморфических пород отмечаются глаукофановые сланцы (Парфенов, 1984). Ранее эти толщи считались докембрийскими. Но в метаморфических породах хр. Джагды (Восточный сегмент Монголо-Охотского пояса) обнаружены остатки палеозойской фауны от девона до перми (Кириллова, Турбин, 1979) и даже доказан юрский возраст метаморфизма этих толщ. Хотя результаты по Джагдинскому району, вероятно, нельзя распространять на Центральный сегмент и тем более на весь пояс в целом, но они должны «...стимулировать проведение целенаправленных исследований по выяснению возраста метаморфических толщ» (Зоненшайн и др., 1990).

Вторая особенность развития пояса – наличие тел габбро-тоналитов пиканского комплекса хр. Тукурингра – Джагды и береинского комплекса в Восточном Забайкалье.

Ранее эти интрузии считались раннепалеозойскими. Но в Джагдинском районе установлен их позднепалеозойский возраст (Кириллова, Турбин, 1979). Габбро-тоналиты пиканского комплекса деформированы и смяты в складки совместно с вышеохарактеризованными метаморфическими комплексами Монголо-Охотского пояса (Парфенов, 1984). Для Восточного Забайкалья В. О. Долганевым и И. Г. Рутштейном доказан триасовый возраст интрузий береинского комплекса. Л. П. Зоненшайн и др. (1990) считают, что всю полосу габбро-тоналитовых интрузий можно принять триасовой и сопоставить её с известной тоналитовой линией Альп. Подобные интрузии приурочены к шву столкновения между континентами.

Третья особенность эволюции Монголо-Охотского пояса заключается в широком развитии гранито-гнейсовых куполов, которые известны в Джагдинском хребте, в Восточном Забайкалье, в Северной и Северо-Восточной Монголии. В Восточном Забайкалье доказан юрский возраст формирования куполов (Синица, 1975). Следует заметить, что в Восточном Забайкалье развиты гранито-гнейсовые купольные структуры и более раннего позднепалеозойского (пермского) возраста. Об одной из них – Ундинской купольной структуре (Корольков, 1987) – говорилось выше. Вероятно, её возраст пермский. Основан он на последних изотопных датировках слагающих купольную структуру гранитоидов ундинского комплекса (Дриль и др., 2000; Дриль и др., 2002). Предполагается, что гранито-гнейсовые купола двух возрастных уровней связаны с разными этапами истории развития Восточного Забайкалья.

Центральный сегмент Монголо-Охотского пояса находится между 118° и 125° в. д. (Зоненшайн и др., 1990).

Он содержит небольшие тела габбро-тоналитов и узкие редкие клинья метаморфических сланцев. Другие следы складчатых комплексов палеозоя и мезозоя плохо сохранились, хотя в Западном и Восточном сегментах Монголо-Охотского пояса они наблюдаются повсеместно. Правда, в Центральном сегменте обнаружили узкие (до нескольких километров шириной) полосы морских триасовых и юрских отложений. В низовьях р. Шилка докембрийские комплексы Становика и Приаргунского массива (микроконтинента) наиболее близки, разделяются только зоной милонитов Монголо-Охотского разлома. «Здесь Аргуньский выступ Амурского континента вдавлен в глубь Становика, а палеозойские и раннемезозойские складчатые комплексы пояса погребены под столкнувшимися докембрийскими массивами и (или) отодвинуты в сторону вдоль Монголо-Охотского шва по направлению к Восточному и Западному сегментам. На то, что морской бассейн проходил без всяких перерывов вдоль всего Монголо-Охотского пояса, указывают сохранившиеся вдоль Монголо-Охотского шва на окраине Аргуньского выступа «выплеснутые» поздне триасовые–юрские морские флишеидные толщи Ольдойского прогиба».

Следует отметить, что в приведенном выше отрывке из работы Л. П. Зоненшайна и др. (1990) содержится прямое указание на существование в Центральном сегменте Монголо-Охотского пояса новых коллизионных структур латерального выжимания, которые на 7 лет позднее были детально охарактеризованы М. Л. Коппом (1997) на примере кайнозойского Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

Представляется, что наличие структур латерального выжимания в Центральном сегменте Монголо-Охотского коллизионного пояса имеет важное значение для понимания геодинамической позиции и металлогении БалеЙского золоторудного района и всего Восточного Забайкалья.

Самые последние исследования в Восточном Забайкалье (Рутштейн, 2003; Рутштейн, Богач, 2003) привели к установлению широкого распространения тектономикститов по метаморфическим породам зеленосланцевой фации (рис. 4.7), которые ранее относились к кулиндинской, ононской и некоторым другим докембрийским свитам

Агинско-Борщевочной зоны и Приаргунья. Тем самым получены новые факты, подкрепляющие существование в Центральном сегменте Монголо-Охотского пояса структур латерального выжимания. Но вышеуказанные исследователи не обратили на них должного внимания. Более того, высказывается сомнение в мезозойском Монголо-Охотском океане (Рутштейн, 2003).

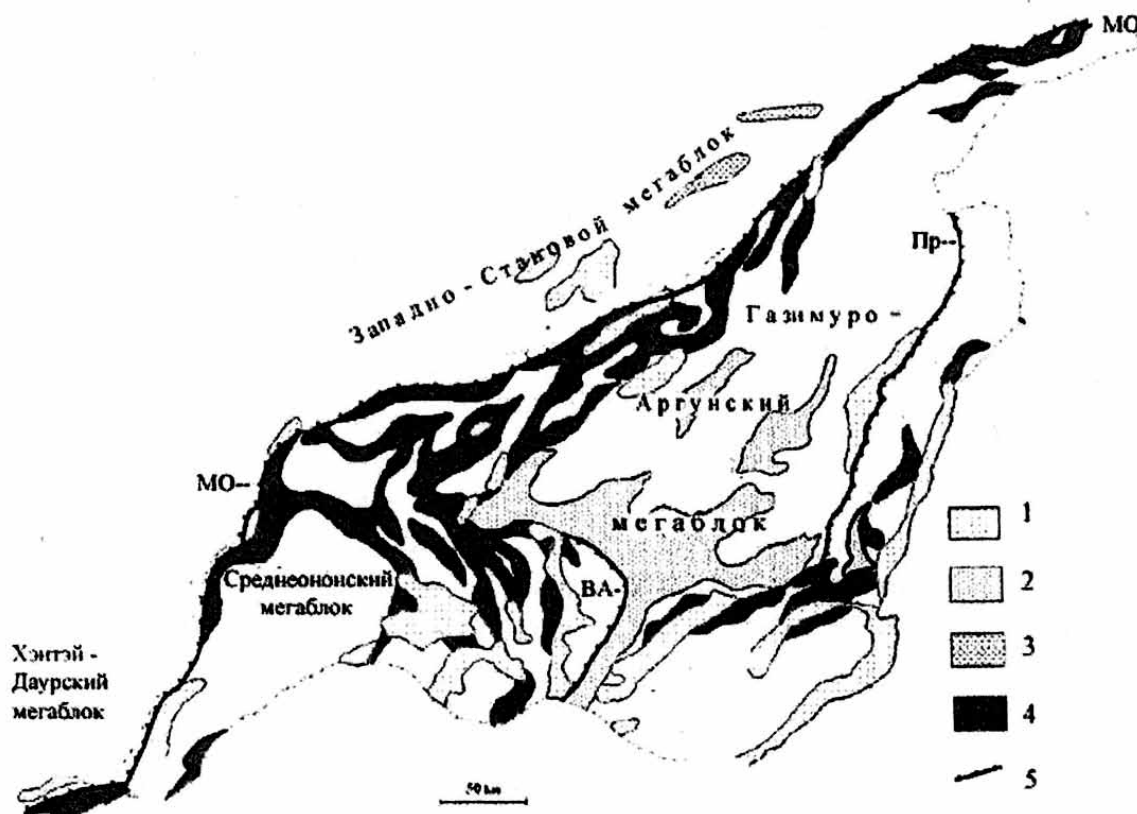


Рис. 4.7. Геолого-структурная схема юго-восточного Забайкалья (Рутштейн, Богач, 2003).

1 – постдеформационные меловые и кайнозойские отложения, 2 – современные контуры ранне-среднеюрских прогибов, 3 – пермские впадины Западно-Станового мегаблока, 4 – зоны динамометаморфитов зеленосланцевой фации, 5 – структурные швы: МО – Монголо-Охотский, Пр – Приаргунский, ВА – Восточно-Агинский

Структуры латерального выжимания

При закрытии океанов и коллизионном столкновении континентов возникают два типа структур: 1) вертикального выжимания геологических масс; 2) горизонтального (или латерального) выжимания геологических масс (Копп, 1997). В крупных коллизионных поясах обычны разнообразные сочетания этих двух типов структурных рисунков.

Вертикальное выжимание масс хорошо выражено положительными формами рельефа и обычно представлено линейными складчатыми зонами, антиклинориями, согласными с простиранием коллизионного пояса, и сводово-купольными поднятиями.

Латеральное выжимание масс может быть представлено положительными и отрицательными формами рельефа, выражается особыми сочетаниями синхронных складчато-разрывных и блоковых структур, в том числе диагональных и поперечных к генеральному простиранию коллизионного пояса.

До конца 90-х годов XX века этот второй тип коллизионного столкновения континентов и террейнов был слабо исследован. М. Л. Копп (1997) детально изучил разно-

образии структурных рисунков, которые образуются в регионах широкого развития латерального выжимания. Многочисленные доказательства проявления подобного типа структур М. Л. Копп нашел в современном кайнозойском Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. Примеры выявления структур латерального выжимания в мезозойских, герцинских, каледонских и более ранних коллизионных поясах немногочисленны (Корольков и др., 2002; Корольков, 2003, 2004б; Розен, Федоровский, 2001 и др.).

В разных складчатых коллизионных поясах наблюдаются участки резкого усиления или, наоборот, ослабления по горизонтали латерального сжатия складчатого пояса. Первые М. Л. Копп предлагает называть зонами фронтального сжатия («компрессионным» фронтом), вторые – «геодинамическими (тектоническими) убежищами».

Доказано, что в зонах фронтального сжатия развиваются сильно сжатые, расплюснутые складчато-разрывные формы локальных структур, совпадающие с генеральной ориентировкой складчатого коллизионного пояса. Для зон геодинамических убежищ весьма характерны синхронные локальные компенсационные складчато-надвиговые структуры сжатия, нередко ориентированные поперек генерального простирания коллизионного складчатого пояса. Они сочетаются в геодинамических убежищах с зонами правосдвиговых и левосдвиговых нарушений и компенсационными впадинами.

В целом коллизионный складчатый пояс испытывает при этом продольное удлинение. Оно может осуществляться двумя путями: 1) изгибом складчатого коллизионного пояса в плане; 2) его поперечным укорочением в горизонтальной плоскости. Ось растяжения в обоих случаях располагается вдоль складчатого пояса, что способствует развитию структур удлинения.

На рис. 4.8 показана в плане принципиальная схема зависимости локальных структурных рисунков удлиняющейся по горизонтали складчатой зоны (пояса) от соотношения компонент выжимания и изгиба в горизонтальной плоскости.

Деформации изгиба и выжимания в горизонтальной плоскости отличаются разной степенью новообразования структур. При изгибе заключенные между сдвигами отрезки складчатой зоны испытывают поворот вокруг вертикальной оси (рис. 4.8, А). Когда развивается латеральное выжимание (рис. 4.8, Д), возникают обязательные компенсирующие его новообразованные структуры сжатия и растяжения. Выжимание и изгиб обычно развиваются совместно. Степень возрастания изгиба прослеживается на рис. 4.8 от Д к А. Степень возрастания латерального выжимания прослеживается на рис. 4.8 от А к Д.

Можно утверждать, что главными признаками продольного удлинения складчатой зоны является резкое уменьшение её ширины и изгиб в плане. При сочетании этих двух признаков создаются условия для широкого проявления структур латерального выжимания.

Если после краткого ознакомления со структурами латерального выжимания обратиться вновь к Центральному сегменту Монголо-Охотского коллизионного складчатого пояса (рис. 4.6; 4.7), то без особого труда можно заметить признаки продольного удлинения этого коллизионного пояса и наличие как локальных структур изгиба, так и латерального выжимания.

Между 118° и 121° в. д. наблюдается изменение генерального простирания, изгиб Монголо-Охотского пояса и резкое уменьшение его ширины в плане за счет максимального сближения с Монголо-Охотской сутурой Аргуньского докембрийского массива. В этом месте, по-видимому, произошло поглощение пояса габбро-тоналитовых интрузий, фиксирующих шовную границу столкновения между континентами. Развитые здесь милониты Монголо-Охотского шва принадлежат зоне фронтального сжатия, если применить терминологию М. Л. Коппа (1997).

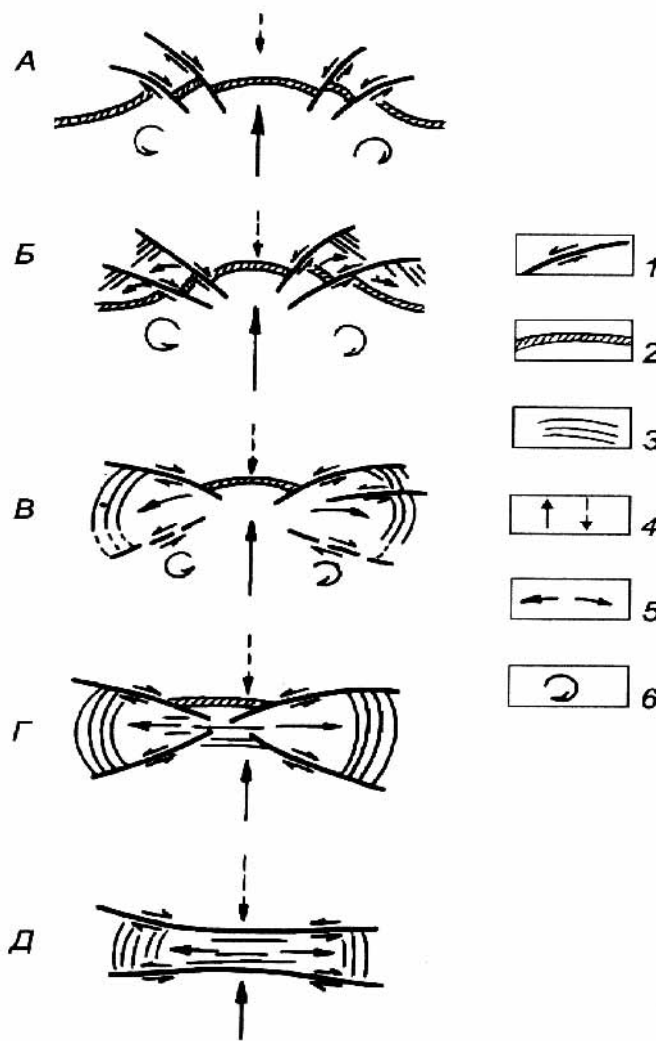


Рис. 4.8. Зависимость структурного рисунка удлиняющейся по горизонтали складчатой зоны от соотношения компонент выжимания и изгиба в горизонтальной плоскости. Принципиальная схема в плане (Копп, 1997).

А – изгиб в чистом виде; *Б* – изгиб с выжиманием полублокового, или крыльцевого, типа; *В* – то же, переход к блоковому типу выжимания; *Г, Д* – выжимание в чистом виде: *Г* – выжимание клиновидных жестких блоков, *Д* – пластическое выжимание (продольное горизонтальное расплющивание).

1 – сдвиги; 2 – досдвиговый маркер первично продольного простирания; 3 – сосдвиговые структуры сжатия; 4 – направление горизонтального сжатия (сплошной стрелкой показано активное, прерывистой — реактивное усилие); 5 – направление латерального выжимания масс; 6 – направление регионального поворота флангов ороклина

го массива или Агинской погруженной глыбы. В настоящее время нет никаких оснований для выделения такого массива, а сама сигмоида, как и в других случаях (например, в Тянь-Шане), связана со сдвиговым смещением вдоль крупного шва. В данном случае, ориентируясь на форму сигмоиды, следует говорить о левостороннем смещении, вызванном «вдавливанием» Аргуньского выступа в Становик.

Западнее и восточнее вышеохарактеризованного сектора Монголо-Охотского пояса располагались геодинамические убежища, по М. Л. Коппу (1997), в которые отжимались геологические массы из зоны фронтального сжатия. В геодинамических убежищах формировались компенсационные прогибы с морскими мезозойскими отложениями (Ингодинский, Агинский, Восточно-Забайкальский – на западе, Ольдойский – на востоке).

Л. П. Зоненшайн и др. (1990) называют их «выпеснутыми» из зоны максимального сжатия Монголо-Охотского коллизионного пояса.

Особое внимание заслуживают структуры Восточно-Забайкальской сигмоиды Монголо-Охотского пояса, расположенные западнее вышеохарактеризованного сектора максимального сближения Аргуньского массива (рис. 4.6) с Сибирским кратоном (то есть с раннедокембрийским фундаментом Становой зоны). Здесь уместно процитировать Л. П. Зоненшайна и др. (1990): «В пределах сигмоиды при прослеживании с запада на восток структуры меняют простирание с широтного на меридиональное и даже на северо-западное, а затем на северо-восточное, подходя кулисно с юга к Монголо-Охотскому шву. Структуры сигмоиды как бы «обтекают» поле развития триасовых отложений известного Агинского поля Восточного Забайкалья, что ранее часто являлось поводом для выделения Агинско-

Все структурные формы Восточного Забайкалья подчинены этой сигмоиде с общим надвиганием структур с запада на восток и движением шарьяжей в том же направлении. Борзинская зона (рис. 4.6), сложенная палеозойскими образованиями, в том числе и офиолитами, надвинута на юру Восточно-Забайкальского прогиба, залегающего на фундаменте Приаргунского массива. Фундамент массива и юрские отложения пронизаны гранито-гнейсовыми куполами. Если пересечь Восточное Забайкалье с запада на восток от Агинского поля через сигмоиду до Приаргунского массива, то можно наблюдать четкое смещение бассейнов седиментации. В самом Агинском поле, включая Чиронский прогиб, очевидно, шла непрерывная седиментация от палеозоя до триаса, а возможно и юры включительно. В пределах сигмоиды описываются несогласия в морских триасовых отложениях. На восточном фланге сигмоиды, уже в пределах Приаргунья, седиментация началась лишь с юры. Таким образом, происходит как бы «накатывание» морской седиментации на Приаргунский массив, а, следовательно, вовлечение все более внутренних частей массива в опускание. Очевидно, это можно объяснить последовательным погружением Приаргунского массива в данном месте в зону субдукции при закрытии Монголо-Охотского бассейна».

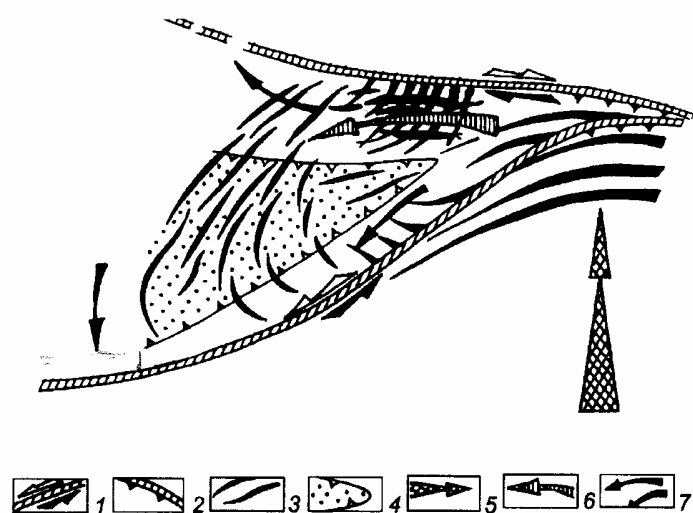


Рис. 4.9. Структурный рисунок, характерный для поперечных складчатых зон, сформировавшихся при сгуживании выжатого материала (Копп, 1997) с комментариями автора.

1 – региональные сдвиги (черные стрелки на активно смещающихся крыльях); для Восточного Забайкалья представлены (Корольков, 2004): а) дуплексными зонами с обстановками трансензии (растяжения) между разломами – вероятные зоны зарождения метаморфических ядер Борщевочного и Нерчинского хребтов; 2 – надвиги (вершины треугольников – в сторону падения сместителей); 3 – складки; 4 – впадины растяжения; 5 – направление смещения блока-индентора; 6 – главное направление латерального выжимания масс; 7 – то же, локальные направления.

Зона вероятного зарождения Ундинской купольной структуры в Балейском золоторудном районе (Корольков, 1987) располагалась в участке наиболее интенсивной складчатости на главном направлении латерального выжимания масс (знак 6), где показаны пересекающиеся складки разной ориентировки

Создается впечатление, что Л. П. Зоненшайн и др. (1990) в приведенном отрывке дали характеристику структур латерального выжимания, не называя их.

Структурный рисунок, характерный для поперечных складчатых зон, сформировавшихся при сгуживании выжатого материала, приведен на рис. 4.9. М. Л. Копп (1997) применил его к условиям Южно-Каспийской впадины и прилегающим с востока районам Копет-Дага (рис. 4.10). Эта схема формирования структур латерального выжимания (рис. 4.9) отражает и условия Восточного Забайкалья, но с небольшими дополнениями. Дополнения будут подробно рассмотрены в следующем разделе данной работы.

Общими особенностями для Восточного Забайкалья и Южно-Каспийского региона можно считать следующие (рис. 4.9; 4.10):

1. Клиновидная форма в плане области перемещения и сгуживания выжатых масс: они сужаются в зонах фронтального сжатия, откуда и выжимаются деформированные массы, и расширяются в зонах геодинамических убежищ.

Для Восточного Забайкалья зоны фронтального сжатия расположены в восточной части в низовьях р. Шилка (рис. 4.6). Для Южно-Каспийского региона – в районе Копет-Дага (рис. 4.10).

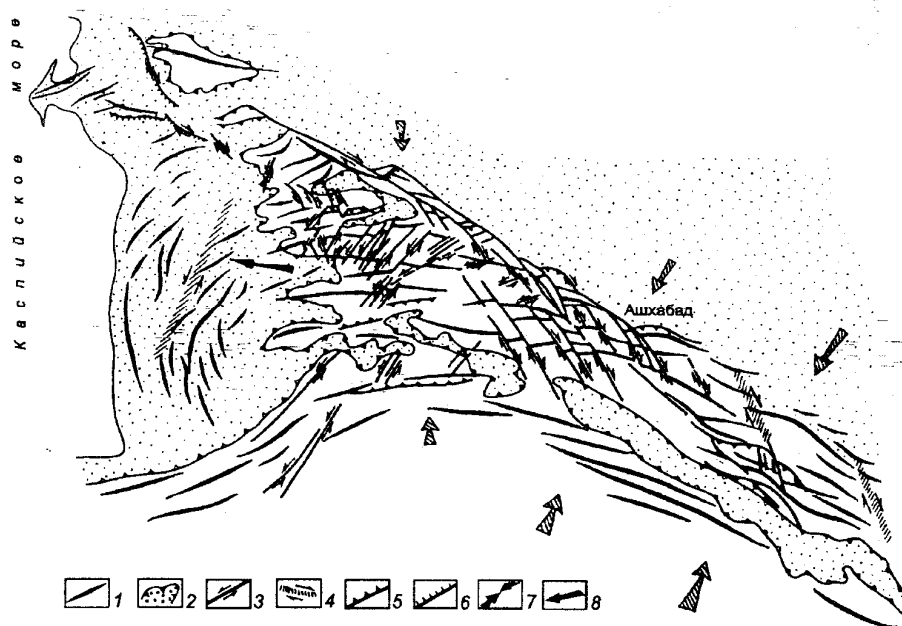


Рис. 4.10. Структурная схема Копетдагского мегаантиклинория (Копп, 1997).

1 – оси складок; 2 – орогенные впадины; 3 – сдвиги; 4 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 5 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); 6 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 7 – направление горизонтального сжатия; 8 – направление латерального выжимания масс

2. В зонах геодинамических убежищ присутствуют депрессии, обычно треугольные в плане и приблизительно повторяющие очертания зоны (области) геодинамического убежища. По-видимому, такое расположение впадин отражает дефицит масс в области разгрузки, т. е. в тылу смещаемых блоков обязательно должно присутствовать растяжение либо должно намного уменьшиться сжатие.

Для Восточного Забайкалья в таких остаточных компенсационных впадинах накапливались морские мезозойские отложения (рис. 4.6).

3. Резкое усложнение структуры в зонах геодинамических убежищ вблизи границ с депрессиями, вызванное дефицитом пространства для сгуживания выжатого материала. Непосредственно с треугольными мульдами граничат участки (рис. 4.9, знаки 6, 3) сильно сжатых, вплоть до веерообразного профиля, поперечных складок, которые образуют структуры пересечения со складками продольной ориентировки, совпадающими с генеральным простираем коллизийного складчатого пояса.

Для Восточного Забайкалья такое резкое усложнение структуры в зонах геодинамических убежищ наблюдается на территории Бaleyского золоторудного района. Здесь складки субмеридионального направления, характерные, например, для Дутурульского блока, развиваются по преобладающим складчатым структурам северо-восточной ориентировки (рис. 4.3). На территории Бaleyского рудного узла среди ундинских гранитоидов нами откартирована сложная синклинали в целом субмеридиональной ориентировки (рис. 4.5). Она содержит множество ксенолитов и скиалитов метаморфических пород, где более ранние складчатые структуры ориентированы в субширотном и северо-восточном направлении (рис. 4.11).

М. Л. Копп (1997), анализируя район Южно-Каспийской впадины и Копет-Дага, замечает, что «...зоны перекрестной складчатости особенно сложно построены в точке зарождения потока выжатых масс».

4. В наиболее широкой части клиновидной в плане области перемещения и сгуживания выжатых масс (в геодинамических убежищах) продольные складки полностью уступают место поперечным, которые превращаются в линейные, выгнутые к депрессии и опрокинутые в этом же направлении «антиклинальные цепи». Морфология таких складок свидетельствует, что «...они возникли в результате широкомасштабного срыва и надвигания в направлении межгорной впадины, при наличии свободного пространства впереди» (Копп, 1997).

Таким способом могла образоваться знаменитая Восточно-Забайкальская сигмоида (рис. 4.6). Картирование в её пределах покровов и надвигов только подтверждает данную точку зрения (рис. 4.7), тем более при наличии широкомасштабного развития тектономикститов среди метаморфических зеленосланцевых толщ (Рутштейн, 2003).

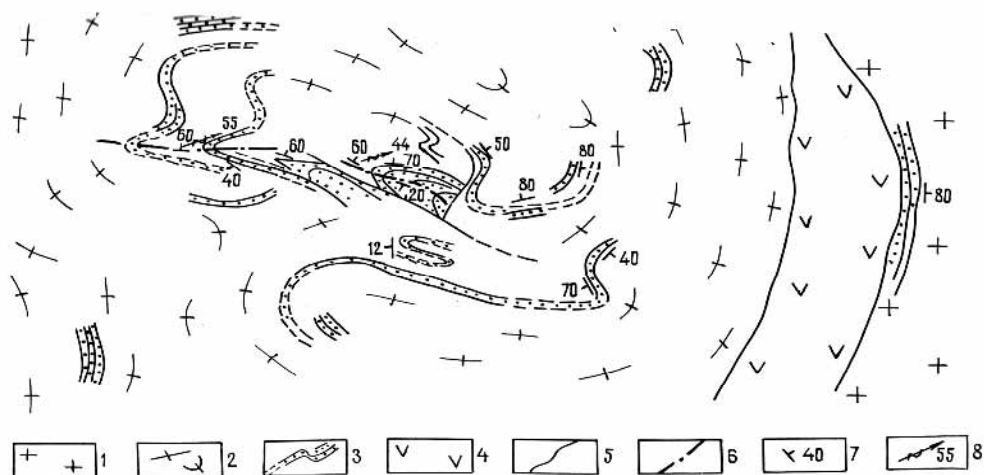


Рис. 4.11. Реликты сложноскладчатой «просвечивающей» структуры метаморфических сланцев в гранитоидах ундинского комплекса (полотно траншеи длиной 10 м, правый берег р. Дутурул). По В. Г. Гладкову.

1 – граниты биотитовые до лейкократовых крупнозернистые; 2 – диориты и гранодиорито-гнейсы биотитовые; 3 – реликты прослоев метаморфических сланцев (ксенолиты и скиалиты); 4 – лампрофиры зеленые выветрелые; 5 – контакты пород тектонические; 6 – оси складок; 7 – элементы залегания различных контактов; 8 – направление погружения шарниров мелких складок

Гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер

Для Восточного Забайкалья, соответственно, для западной части Аргуньского массива (рис. 4.6) характерны батолитовые тела ундинского гранитоидного комплекса. Последние датировки (Дриль и др., 2000...) позволяют считать эти гранитоиды пермскими, а изотопно-геохимические исследования свидетельствуют о формировании их в условиях активной континентальной окраины (Дриль и др., 2001).

Выше было показано, что детальное геологическое картирование и анализ всех имеющихся материалов по одному из батолитов ундинских гранитоидов позволили выделить в его пределах «купол, перешедший в гранитный массив» – Ундинскую купольную структуру (Корольков, 1987). Эта купольная структура расположена в центральной

и южной части Балейского золоторудного района (рис. 4.3; 4.12) и оказывала, по-видимому, важное влияние на размещение в пределах района месторождений и рудопроявлений.

Л. П. Зоненшайн и др. (1990) батолиты ундинских гранитоидов осторожно относили к коллизионным комплексам, замечая, что «...судя по возрасту (180–220 млн лет) значительна роль мезозойской активности в формировании этих батолитов».

Позднепалеозойские ундинские гранитоиды тесно связаны с историей геологического развития Аргуньского докембрийского массива, которую здесь уместно кратко рассмотреть.

Глубокометаморфизованные, возможно, архейские породы в пределах массива встречаются очень редко. Чаще распространены зеленосланцевые вулканогенно-терригенные (борщевочная серия) и карбонатно-терригенные (газимурская серия) толщи (Шульдинер и др., 1977).

На метаморфических породах основания массива залегает чехол венд-кембрийских отложений (лугоканская серия Борщевочного хребта, аргуньская серия Газимурского района). Л. П. Зоненшайн и др. (1990) замечают, что «венд-кембрийский разрез Приаргунья обнаруживает большое сходство с одновозрастными отложениями Хубсугульского и Боксонского прогибов Северной Монголии и Восточного Саяна».

В силуре на Аргуньский массив и его продолжение в Гонжинском массиве (рис. 4.6) был наложен Верхне-Амурский прогиб, сложенный карбонатно-терригенной толщей силура – нижнего карбона. Л. П. Зоненшайн и др. (1990) считают: «хотя эта структура и обозначается как прогиб, в действительности, она представляет собой крупную тектоническую пластину, истинное соотношение которой с докембрийским основанием остается невыясненным». Как бы то ни было, по мнению тех же авторов, «разрез Верхне-Амурского прогиба уверенно интерпретируется как отвечающий пассивной континентальной окраине».

Карбоновые отложения Верхне-Амурского прогиба местами перекрываются континентальными вулканитами нижней перми. Это означает, что в карбоне произошло прекращение опускания континентальной окраины, прекращение раскрытия смежного океанического бассейна.

Пермские вулканиты, по-видимому, свидетельствуют о том, что в это время Аргуньский массив входил в состав активной континентальной окраины. Ундинская купольная структура, как указывалось выше, – составная часть Аргуньского массива (рис. 4.6). Поэтому можно полагать, что она также в пермское время сформировалась в условиях активной континентальной окраины.

В ранней юре Аргуньский массив амальгамировал с Хингано-Буреинским массивом. Перекрывающим комплексом этого составного террейна стали мощные флишеподобные толщи юры Ольдойского прогиба, то есть образовалась новая пассивная окраина.

В средней юре на территории Аргуньского массива формировались гранито-гнейсовые купола, детально изученные С. М. Синицей (1975) в пределах Нерчинского хребта. Со средней юры начали, по-видимому, воздыматься и цепочки купольных гранито-гнейсовых структур Борщевочного хребта. Отмечаются дислокационные метаморфические изменения нижнеюрских морских отложений, происходившие под воздействием среднеюрских гранито-гнейсовых куполов. В то же время гранитоиды борщевочного комплекса датируются поздней юрой.



Рис. 4.12. Схема распределения оруденения в пределах Ундинской купольной структуры (Корольков, 1987).

Легенда к рис. 4.12.

1–3 – континентальные терригенные отложения нижнего мела: 1 – шилкинская свита, конгломераты, брекчии, линзы песчаников и алевролитов; 2 – даинская свита, песчаники, конгломераты, брекчии, андезито-базальты; 3 – бaleyская свита, песчаники, конгломераты, конгломерато-брекчии, латиты, прослойки туфов среднего и кислого состава.

4–6 – континентальные вулканогенно-терригенные отложения средней–верхней юры: 4 – верхняя толща, песчаники, конгломераты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы и лавы андезитов, дацитов; 5 – средняя толща, андезиты и их туфы, горизонты песчаников; 6 – нижняя толща, конгломераты, песчаники, андезито-базальты.

7 – прибрежно-морские терригенные отложения средней юры: верхнегазимурская свита, конгломераты.

8 – лагунные терригенные отложения нижней юры: онтагаинская и акатуевская свиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники.

9 – прибрежно-морские отложения нижнего карбона: газимурозаводская свита, ороговикованные алевролиты и песчаники, прослойки известняков.

10 – морские терригенно-вулканогенные отложения верхнего протерозоя: кулиндинская свита, зеленые сланцы, амфиболиты, прослойки карбонатных пород.

11 – средне-позднеюрский шахтаминский гипабиссальный комплекс гранитоидов.

12 – средне-позднеюрский субвулканический комплекс диоритовых порфиритов.

13 – средне-позднеюрский амуджикано-сретенский гипабиссальный комплекс гранитоидов.

14 – среднеюрский комплекс анатектических гранитов Борщевочной купольной структуры (одноименный «комплекс метаморфического ядра»).

15 – пермский комплекс гранитоидов Ундинской купольной структуры.

16 – позднепалеозойские диориты и габбро-диориты.

17 – тектонические границы купольных структур.

18 – золотое раннемеловое оруденение: 1 – месторождения, 2 – рудопроявления, 3 – точки минерализации.

19 – другие раннемеловые рудопроявления: 1 – ртути, 2 – сурьмы, 3 – вольфрама.

20 – золотое позднеюрское оруденение: 1 – месторождения, 2 – рудопроявления, 3 – точки минерализации.

21 – другие позднеюрские месторождения: 1 – вольфрама, 2 – флюорита.

22 – другие позднеюрские рудопроявления: 1 – молибдена, 2 – свинца, 3 – флюорита.

23 – золотоносные россыпи: 1 – раннемеловые, 2 – кайнозойские.

24 – пегматиты: 1 – частично хрусталеносные, 2 – мусковит-берилло-топазовые, 3 – лепидолито-рубеллитовые, 4 – мусковито-берилловые.

25 – ось Борщевочной купольной структуры («комплекса метаморфического ядра»).

26 – Ундинская купольная структура: 1 – пунктирные предполагаемые границы внутренних зон, 2 – современная граница межкупольной зоны.

Сплошной контур — площадь детальных геологических, геохимических, геофизических работ 1:10 000 масштаба, проведенных с участием автора. Пунктирный контур – один из перспективных участков.

УКС – Ундинская купольная структура.

БКС – Борщевочная купольная структура.

ККС – Кулиндинская купольная структура.

Купольные структуры Нерчинского и Борщевочного хребтов окружены мощными зонами милонитов и бластомилонитов, такого явления не наблюдается вокруг Ундинской купольной структуры в Петровском хребте.

Около 20 лет назад в Кордильерах Северной Америки были открыты и к настоящему времени изучены новые типы структур – комплексы метаморфических ядер, напоминающие гранито-гнейсовые купола. Они заставили американских и канадских геологов полностью пересмотреть прежние взгляды на геологию указанного региона.

Е. В. Скляр и др. (1997) впервые в России показали, что такого рода структурные комплексы характерны и для южного складчатого обрамления Сибирского кратона.

В пределах Восточного Забайкалья комплексы метаморфических ядер кордильерского типа характерны именно для Борщевочного и Нерчинского хребтов (Скляр и др., 1997; Корольков, 1998; 2004а). Несмотря на возражения, новые представления завоевывают все больше сторонников.

Спецификой БалеЙского золоторудного района является наличие купольных структур двух типов: 1) гранито-гнейсовый купол в понимании Ф. А. Летникова (1975); 2) комплекс метаморфического ядра, сходный с кордильерскими (Lister, Davis, 1989). К первому типу относится Ундинская купольная структура (Корольков, 1987), ко второму – комплекс метаморфического ядра Борщевочного хребта, обрамляющих его впадин и зон разломов.

Краткая сравнительная характеристика этих двух типов купольных структур дана ниже (Корольков, 1998): «Больше всего комплексу метаморфического ядра соответствует линейная ассоциация купольных структур Борщевочного кряжа, которая обрамлена гнейсами, кристаллическими сланцами, милонитами и бластомилонитами глубинной зоны разлома (Mylonites forming in delamination zone). Породы краевой части сформировались в условиях различной степени динамометаморфизма (Максиков, 1997) и, по видимому, кинематически тесно связаны с листрическими сбросами, обрамляющими позднемезозойские грабены. Листрические сбросы ограничены снизу пологопадающими дизъюнктивами (Multiple detachment faults), по которым могли происходить более молодые сбросовые перемещения (Youngest detachment faults). Последние характерны для зоны бластомилонитов Борщевочного разлома, ограничивающих одноименные метаморфические ядра с юга.

Ундинская структура представляет собой в настоящее время «купол, перешедший в гранитный массив», принадлежит Амурскому микроконтиненту и не имеет явных признаков комплекса метаморфического ядра.

Развитая в них приразломная складчатость, структурная и минеральная линейность и позднемезозойские системы дайковых тел и малых интрузий основного и среднего состава позволяют относить эти сдвиговые зоны дизъюнктивов к трансформным разломам типа «ороген-ороген», сформировавшимся при закрытии океана между Сибирским кратоном и Амурским микроконтинентом. Подобные зоны широко развиты в областях кайнозойской складчатости, например, Средиземноморского пояса».

Чем различаются условия зарождения комплекса метаморфических ядер и обычных гранито-гнейсовых куполов? На этот вопрос лаконично и точно ответили Е. В. Скляр и др. (1997): «...При формировании комплексов метаморфических ядер, как и в случае гранито-гнейсовых куполов, разогрев и флюидная переработка нижних и средних частей коры играют очень важную роль. То есть можно говорить об однотипности процессов в нижней коре. В то же время процесс экспонирования нижнекорковых образований в верхние части коры различаются принципиально. В случае комплексов метаморфических ядер предполагается модель тектонической эрозии (или удаления) перекрывающих образований (unroofing) при крупноамплитудном растяжении. Подъем гранито-гнейсовых куполов происходит за счет всплывания и протыкания или «проедания» перекрывающей кровли более легким и плавучим субстратом (Летников, 1992). Говоря о тектонической обстановке проявления куполов и ядер, главное различие можно сформулировать следующим образом: комплексы метаморфических ядер образуются в обстановке *ярко выраженного растяжения* (рис. 4.13), в то время как рост куполов происходит при слабом растяжении или отсутствии оно (рис. 4.14)».

Опираясь на установленную Е. В. Скляр и др. (1997) закономерность, можно говорить о том, что Ундинская купольная структура сформировалась в обстановке сжатия в пермское время, а Борщевочная линейная купольная зона (комплекс метаморфического ядра кордильерского типа) экспонировалась в верхние этажи в обстановке ярко

выраженного растяжения предположительно в среднеюрское и более позднее время. Точно в такой же обстановке растяжения экспонировались купольные структуры Нерчинского хребта.

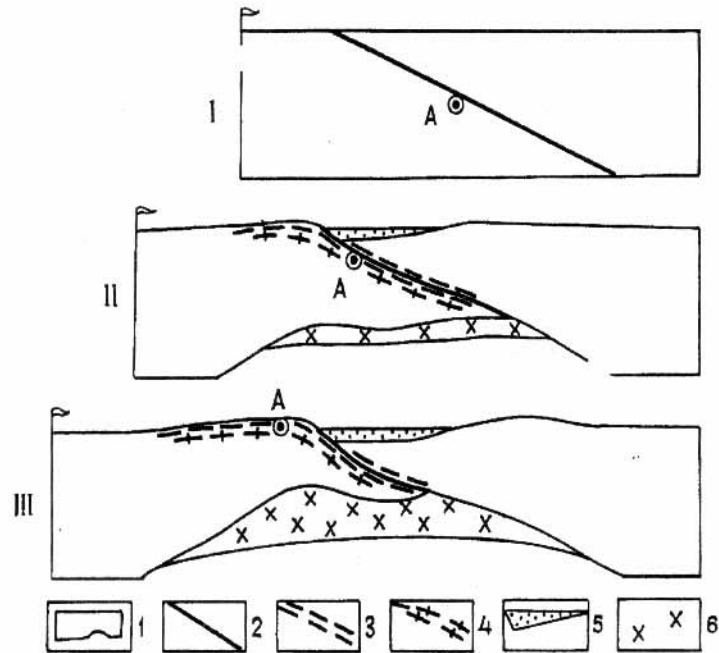


Рис. 4.13. Схема развития рифтовой впадины и образования сопряженного метаморфического вала (Wernicke, 1981).

1 – кристаллическая земная кора, 2 – разлом, 3 – милониты, 4 – гнейсированные породы, 5 – осадочное наполнение рифтового бассейна, 6 – основные интрузивные породы, «подслаивающие» земную кору.

Строение земной коры: I – в начале, II – в середине, III – в конце процесса растяжения. Обратите внимание на перемещение точки А, принадлежащей лежащему крылу разлома

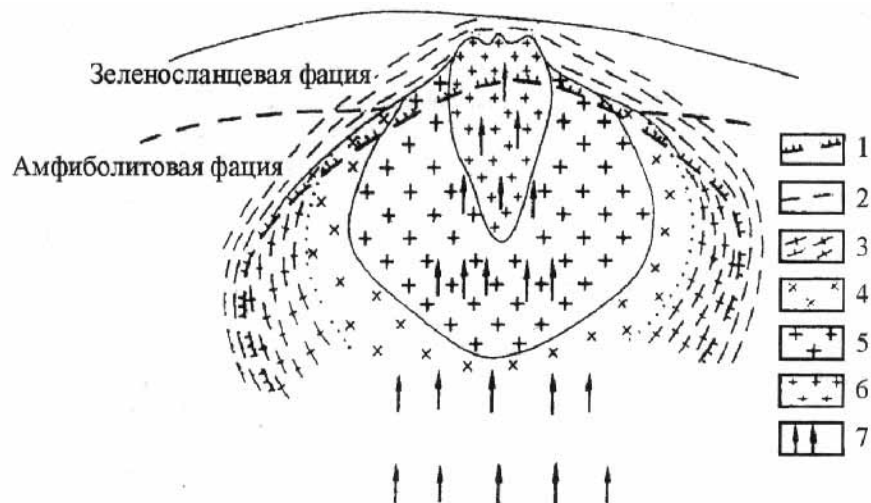


Рис. 4.14. Схема эволюции гнейсового купола (Летников, 1975).

1 – граница купола до расплавления; 2 – граница между амфиболитовой и зеленосланцевой фациями; 3 – гнейсы; 4 – гранодиориты; 5 – граниты; 6 – лейкократовые граниты, аляскиты; 7 – направление потока глубинных флюидов

Моделью формирования структур латерального выжимания Восточного Забайкалья (Центрального сегмента Монголо-Охотского коллизийного пояса) можно объяснить условия локализации купольных структур обоих типов (рис. 4.9).

Обстановки сжатия и перекрестной складчатости зародились на главном направлении латерального выжимания масс (знак б на рис. 4.9). Для Восточного Забайкалья такие условия привели к формированию, вероятно, батолитов ундинского интрузивного комплекса (рис. 4.6; 4.9), среди которых выявляются типичные гранито-гнейсовые купола, «перешедшие в гранитный массив» (Летников, 1975). В пределах Балейского золоторудного района такого рода купольной структурой, как уже говорилось, является Ундинская (Корольков, 1987). Для неё характерны фрагменты преобладающих складок северо-восточного направления наряду с фрагментами складок субмеридиональной ориентировки, вероятно, синхронные с зарождением локальных гранито-гнейсовых куполов, а также – сложные «просвечивающие» синклиналильные структуры. Особенно хорошо сложная складчатость выявляется в краевой части Ундинского купола, «перешедшего в гранитный массив», где закартировано большое количество ксенолитов и скиалитов в гранитоидах ундинского комплекса.

Модель развития структур латерального выжимания в коллизийных условиях Восточного Забайкалья позволяет объяснить зарождение и обстановок растяжения, которые способствовали экспонированию комплексов метаморфических ядер. Вероятно, это могли быть наиболее глубинные региональные сдвиги (рис. 4.9, знак 1).

Предполагается, что в Восточном Забайкалье это были не чистые сдвиги, а дуплексные зоны. Издавна вблизи Балейского золоторудного района выделяется северная и южная ветви Монголо-Охотского глубинного разлома. Как уже говорилось, южная именуется Борщевочным разломом. Думается, наличие кулисно расположенных двух ветвей Монголо-Охотского шва – косвенное указание на дуплексное сочетание сдвигов в обстановке трансензии (растяжения) между ними (рис. 3.40). Подобные обстановки между сдвигами могут приводить даже к формированию рифтоподобных впадин. Причем можно предполагать, что при закрытии Монголо-Охотского океана, при существовании Аргуньского микроконтинента и, что очень важно, структур латерального выжимания северная и южная (Борщевочная) ветви Монголо-Охотского разлома развивались как правосдвиговые (Корольков, 2005). В этом случае южное крыло Борщевочного разлома должно двигаться влево на юго-запад, такая ориентировка движения висячего крыла совпадает с главным направлением латерального выжимания масс в Восточном Забайкалье (рис. 4.9; 4.15).

Соответственно в Нерчинском хребте развивался также дуплекс, образованный двумя правыми сдвигами с обстановками трансензии между ними. Дуплекс Нерчинского хребта «ограничил» распространение к югу складчато-разрывных структур Восточно-Забайкальской сигмоиды (рис. 4.15).

Обстановки трансензии в северной и южной ветвях дуплексов Восточного Забайкалья могли способствовать продвижению вверх комплексов метаморфических ядер, развитых соответственно в пределах Борщевочного и Нерчинского хребтов.

Как стало известно в последние годы (Розен, Федоровский, 2001), после закрытия океанов и образования орогенов коллизийные системы оказываются гравитационно неустойчивыми и испытывают распад – коллапс с экспонированием в верхние этажи комплексов метаморфических ядер.

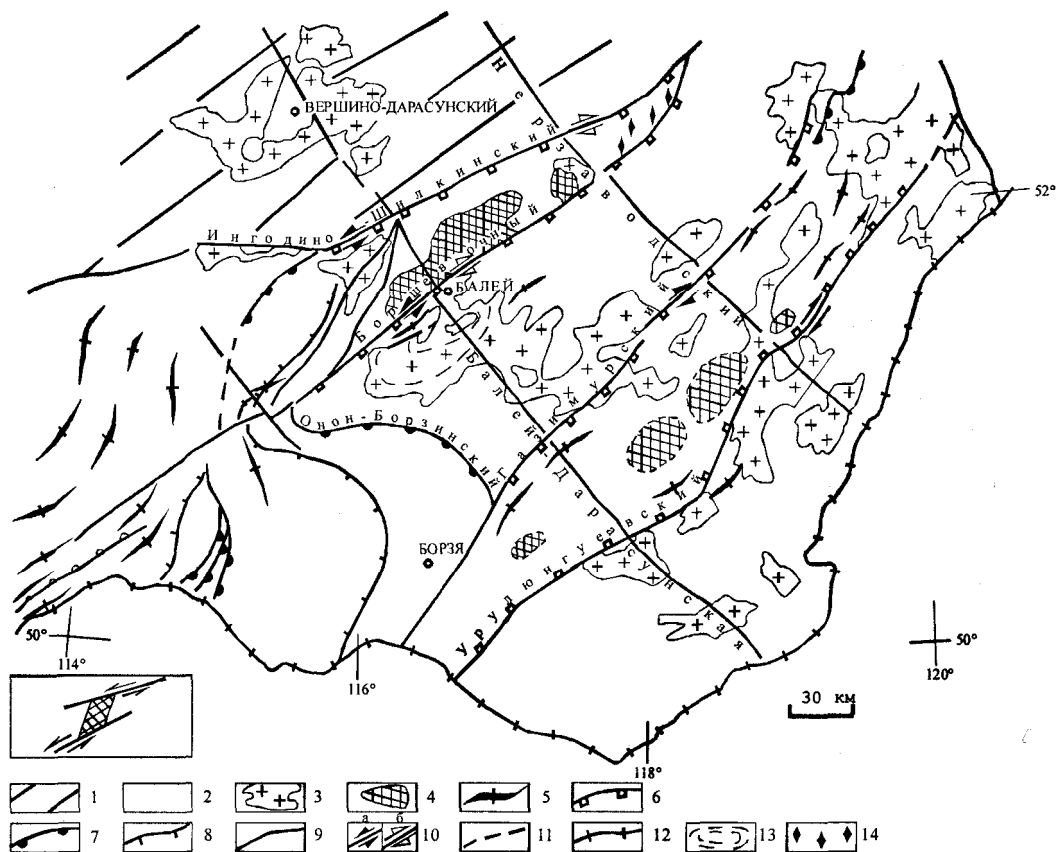


Рис. 4.15. Схема размещения комплексов метаморфических ядер и структур латерального выжимания Восточного Забайкалья (Корольков, 2004).

Вверху – схема, составленная с использованием «Карты разломов юга Восточной Сибири» (Иркутск, 1982) и литературных источников.

1 – раннедокембрийский фундамент Становой зоны Сибирского кратона; 2 – древний (в основном докембрийский) Аргунский массив; 3 – гранит-гранодиоритовые батолиты позднепалеозойского возраста; 4 – центральные части комплексов метаморфических ядер: северная ветвь – Боршево-Чонского хребта, южная ветвь – Нерчинского хребта; 5 – крупные антиклинальные складки в морских осадочных комплексах позднего палеозоя и мезозоя; 6 – крупные сбросы позднепалеозойского и мезозойского возраста; 7 – крупные надвиги позднего палеозоя и мезозоя; 8 – предполагаемые надвиги и взбросы позднего палеозоя и мезозоя; 9 – крупные разломы неясной кинематической природы, для северо-западного простирания – возможно, трансформные разломы типа ороген-ороген; 10 – сдвиговый характер перемещений по крупным сбросам: а) в позднем палеозое и мезозое, б) предполагаемый в докембрии и раннем палеозое; 11 – предполагаемые разломы различной кинематики; 12 – государственная граница России; 13 – «купол, перешедший в гранитный массив» позднепалеозойского возраста (Ундинская купольная структура); 14 – зоны тектонического меланжа с включениями ультраосновных и основных пород.

Внизу слева – схема развития области растяжения (транстензии) между северо-восточными разломами – правыми сдвигами в зоне дуплекса (внемасштабно)

Для Восточного Забайкалья этот процесс растяжения усилился рифтогенезом в связи с дрейфом региона в позднем мезозое (J_3-K_1) над горячей областью, влияние которой фиксируется по ряду позднемезозойских петролого-геохимических и структурных признаков (Ярмолюк и др., 1995 и др.).

4.2.4. Металлогенические особенности

В Балейском золоторудном районе известно два главных типа золотого оруденения, которые отличаются по условиям образования, составу рудных минералов, возрасту и промышленному значению: балейский и голготайский (близок дарасунскому).

Балейский тип. Наиболее богатое оруденение связано с Балейским рудным полем (рис. 4.16), включающим крупные Балейское и Тасеевское месторождения. Они относятся к одному промышленному типу (Семинский, 2004) эндогенных гидротермальных месторождений золото-серебро-кварц-адуляровой рудной формации, главными полезными компонентами которых являются золото и серебро. Формирование оруденения происходило преимущественно в пределах Балейского грабена – компенсационной вулкано-тектонической структуры раннемелового возраста (Тасеевское месторождение). Кроме того, промышленные рудные тела развивались в пермских гранитоидах ундинского комплекса (Балейское месторождение), то есть в фундаменте грабена.

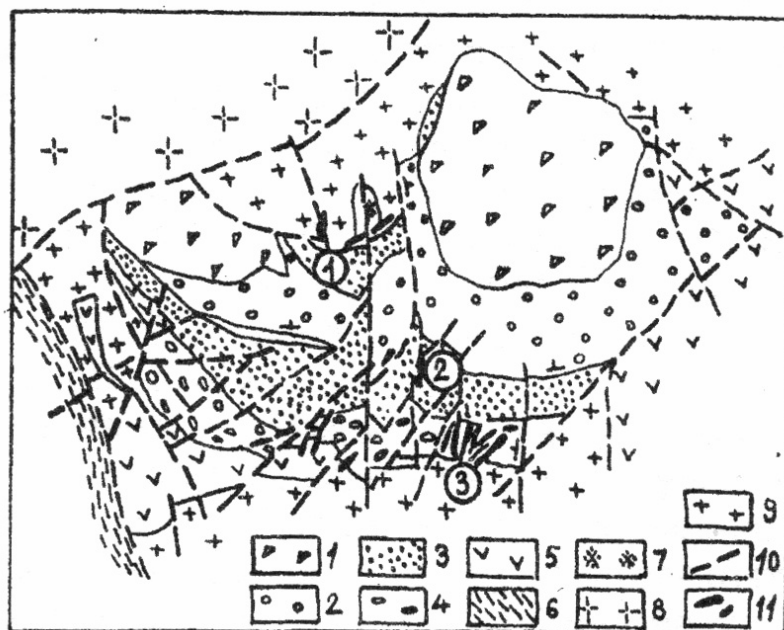


Рис. 4.16. Структурная схема Балейского рудного поля. По В. Г. Хомич и др.

1 – конгломераты каменской свиты (K_1); 2–4 – нижнемеловые отложения балейской свиты: 2 – конгломерато-песчаниковые, 3 – преимущественно песчаниковые, 4 – конгломератовые; 5 – эффузивные породы шадоронской свиты ($J_{2,3}$); 6 – кристаллические сланцы (PR); 7 – диориты (J_3); 8 – граниты борщевочного комплекса (J_3); 9 – гранодиориты, диориты ундинского комплекса (P); 10 – разрывные нарушения. Месторождения (цифры в кружках): 1 – Балейское, 2 – Тасеевское, 3 – Нижне-Кокуйское

Балейский грабен выполнен озерными континентальными отложениями общей мощностью до 800–1000 м. В основании разреза и среди выше залегающих песчаников распространены типичные валунисто-галечные конгломераты с пропластками полимиктовых песчаников и гравелитов. Конгломератовая нижнебалейская свита имеет мощность до 300 м, распространена не повсеместно, залегает на пермских гранодиоритах и юрских андезитах. Характерны значительные колебания обломков конгломератов, гравелитов, песчаников – от десятков сантиметров до первых миллиметров. Верхнебалейская свита представлена сложным чередованием слоев и линз конгломератов, гравелитов и песчаников.

На *Тасеевском* месторождении, которое расположено у южного борта грабена, интересной особенностью являются песчано-галечниковые «дайки» и брекчиевые тела в верхах минерализованных зон. Отмечаются отдельные дайкообразные тела вулканических брекчий и окварцованных туфов (Семинский, 2004). Жилы и жильные зоны приурочены к протяженным крутопадающим сбросам северо-восточного простирания, которые пересекают всю нижнемеловую толщу. В породах верхнебалейской свиты

«стволовые» рудные зоны сопровождаются сериями мелких коротких крутых и пологих жил. Слепые крутопадающие кварцевые жилы прослеживаются на 500–1500 м при мощности 1–2 м, в раздувах 3–4 м.

В. И. Лозовский, С. С. Максимов, В. Г. Хомич выявили субгоризонтальную зону локализации золотого оруденения (рис. 4.17), охватывающую верхнебалейскую свиту и включающую кварцевые жилы, жильные зоны и рудные столбы. Золото встречается в самих кварцевых жилах и в межжильном пространстве в виде прожилковой минерализации.

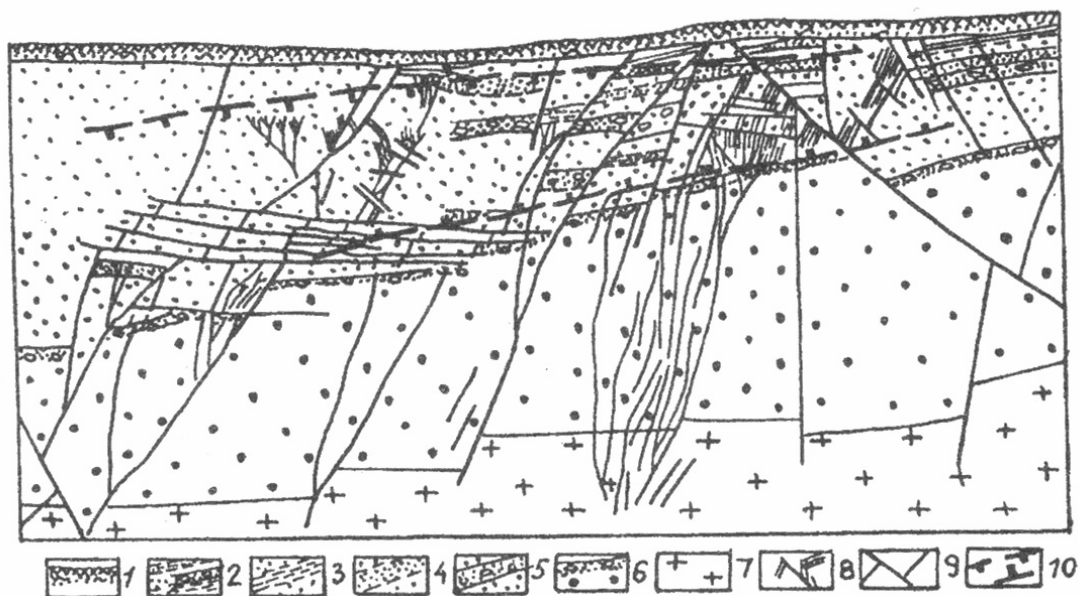
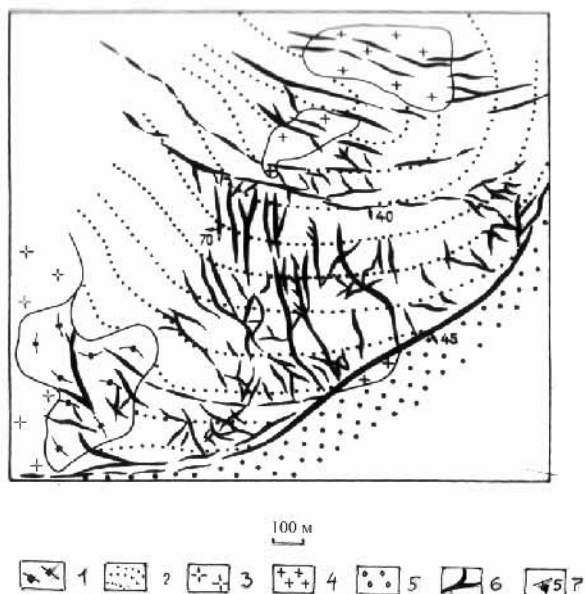


Рис. 4.17. Схематический геологический разрез кварцево-жильных зон Тасеевского месторождения. По С. С. Максиму.

1 – четвертичные отложения; 2–6 – верхнебалейская свита: 2 – песчаники, алевролиты, конгломераты, вулканомиктовые конгломераты и гравелиты неразделенные, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты, 6 – конгломераты с прослоями песчаников; 7 – верхнепалеозойские гранитоиды ундинского комплекса, 8 – кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны; 9 – разрывные нарушения; 10 – зона повышенной рудоносности

Рудные жилы имеют симметрично-зональное строение, где чередуются полосы кварца и халцедона различного цвета и плотности, встречается адуляр, каолинит, карбонаты. Содержание сульфидов до 1,5 %, среди них — пирит, арсенопирит, халькопирит. Золото тонкодисперсное, отмечается высокая серебристость, примесь сурьмы, ртути, селена, теллура. Пробность 650–750. Характерно присутствие пираргирита, блеклых руд. Содержание золота неравномерное. В пределах вытянутых в меридиональном направлении рудных столбов достигает нескольких десятков г/т, среднее – около 15 г/т. Золото-серебряное отношение колеблется от 1:1,4 (в рудных столбах) до 1:3. Последовательность околорудных изменений: серицитизация, окварцевание, адуляризация, каолинизация, карбонатизация. Золото выделилось на заключительных стадиях гидротермального процесса при температуре 150–270 °С на глубинах 200–1500 м.

Балейское месторождение расположено вблизи северного борта грабена (рис. 4.16; 4.18). При документации уступов эксплуатационного карьера наиболее детально была изучена структура северной части месторождения (Гладков и др., 1975; Корольков, 1987).



**Рис. 4.18. Структурная схема
Балейского месторождения по уступам
эксплуатационного карьера (Корольков, 1987).**

1–4 – породы домезозойского фундамента: 1 – агматы, 2 – мигматиты полосчатые, 3 – граниты роговообманково-биотитовые — неперемещенные продукты метасоматоза и гранитизации, 4 – граниты лейкократовые интрузивные; 5 – раннемеловые терригенные осадки; 6 – кварцевые рудные жилы; 7 – элементы залегания

ко проявлены пологие зоны смятия и крутонаклонные разрывные нарушения. Пологие зоны являются согласными либо косесекущими относительно гнейсовидности, при широтном простираии они наклонены к югу и юго-востоку под углами 5–30°. Крутонаклонные разрывные нарушения ориентированы в субмеридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях, характеризуются невыдержанностью по падению и простираию, обладают сложной морфологией. К ним приурочены рудные жилы и прожилки штокверка, имеющие мощность 0,1–0,3 м, которые экранируются пологими зонами смятия. Состав жильных и рудных минералов такой же, как на Тасевском месторождении.

На всех месторождениях Балейского рудного поля эпитермальна золоторудная минерализация проявилась до завершения осадочного цикла, адуляр-халцедон-кварцевые агрегаты рудных тел формировались из коллоидных растворов. Отмеченные особенности строения месторождений свидетельствуют о том, что рудообразование связано с открытой коро-мантийной флюидной системой, в которой ведущую роль играли паро-газовые потоки, непосредственно достигающие земной поверхности (Сафонов, 2003).

Голготайский тип. В пределах Балейского золоторудного района к нему относятся Голготайское, Андриюшкинское, Фатимовское, Алинское месторождения и многочисленные рудопроявления, расположенные в пределах Ундинской купольной структуры (рис. 4.12). Этот промышленный тип объединяет эндогенные гидротермальные месторождения с золото-кварц-сульфидной рудной формацией, где наиболее важный полезный компонент – золото (Семинский, 2003). Наиболее крупным месторождением этого типа в Восточном Забайкалье является Дарасунское. Все эти месторождения образовались в поздней юре.

Балейский штокверк локализуется в массивных, полосчатых, брекчиевых мигматитах, имеющих постепенные переходы к гнейсам, кристаллическим сланцам и гранитам. Породы содержат огромное количество ксенолитов, скиалитов и характеризуются согласными элементами залегания гнейсовидности, полосчатости, сланцеватости. На основании детального исследования структуры мигматитов на месторождении выявлен купол размером 450x500 м в плане. На рис. 4.18 брахиантиклинальная складка показана методом изострат – линиями выходов плоскостей условных пластов, проведенных по многочисленным элементам залегания пород. Ядро структуры имеет очень сложную форму, нарушено разрывными дислокациями, к нему приурочены мелкие штоки лейкократовых гранитов. Южное крыло мигматитовой брахиантиклинали срезается дугообразным (субширотным до северо-восточного) контактовым разломом, ориентированным под острым углом к залеганию пород.

В пределах месторождения широко

Средне-Голготайское месторождение располагается среди позднепалеозойских ундинских гранитоидов на пересечении БалеЙско-Дарасунской ослабленной зоны и Северо-Восточной структуры (рис. 4.5; 4.19).

БалеЙско-Дарасунская зона представляет собой длительно живущий разлом суб-меридионального простирания. В пределах БалеЙского золоторудного района наиболее интенсивно проявлен Дутурульский фрагмент этого нарушения (рис. 4.5). Фиксируется зонами рассланцевания, катаклаза, метаморфическим изменением ундинских гранитоидов, роями даек и кварцевых жил.

Северо-Восточная структура расположена между двумя одноименными разломами I и II. Выделена и изучена И. М. Адельсоном и А. В. Шураевым. Разломы имеют северо-восточное простирание и крутые углы падения к юго-востоку. Они ограничивают узкий «щелевидный» грабен, в котором сохранились кластические породы верхнегазмурской свиты (J₂). Наличие интенсивной милонитизации в краевых частях грабена с проявлением кристаллобластеза в милонитах, влияние на распределение фациальных разновидностей позднепалеозойских гранитоидов ундинского комплекса свидетельствуют о доюрском их заложении, но после образования ундинских гранитоидов.

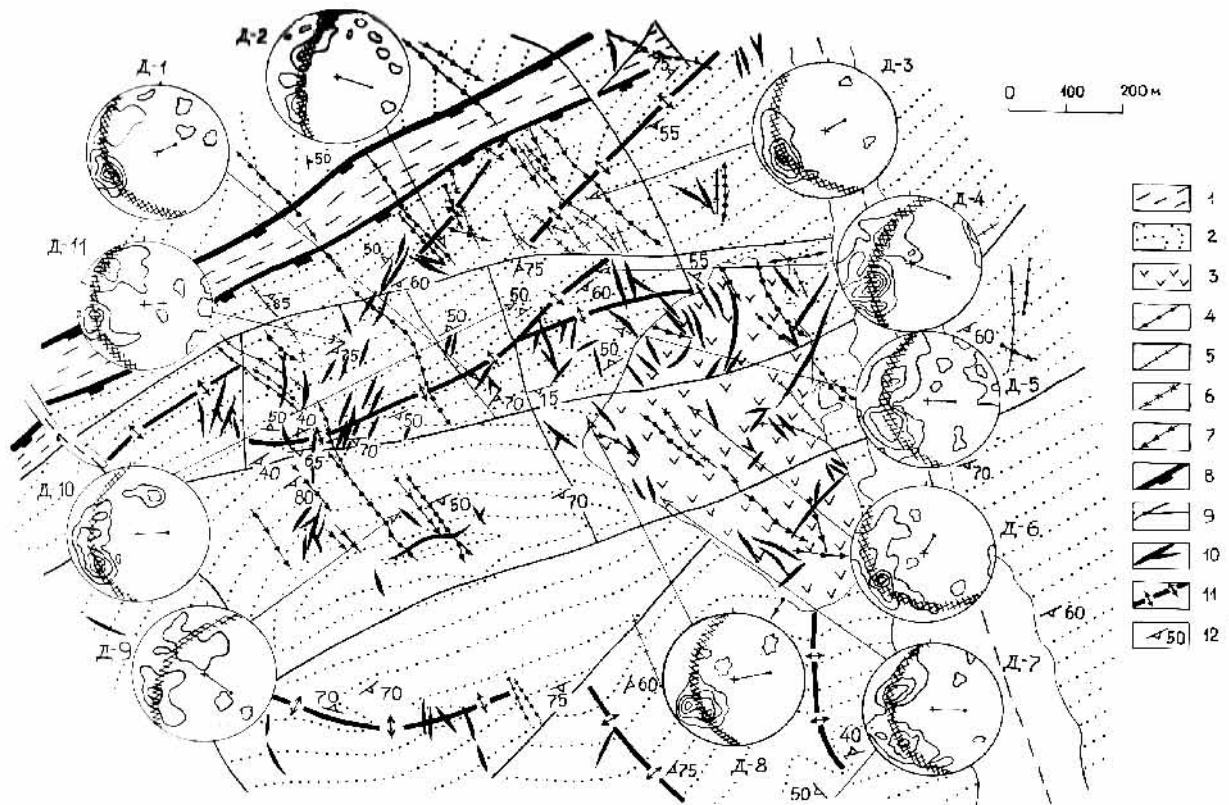


Рис. 4.19. Схема рудовмещающих структур Средне-Голготайского месторождения. По В. Г. Гладкову.

1 – нижнеюрские терригенные отложения; 2 – гранитоиды верхнепалеозойского ундинского комплекса с «просвечивающими» структурами замещенного субстрата; 3 – монцитонито-диориты средне-позднеюрского возраста; 4–7 – дайки различного состава: 4 – гибридные лампрофиты, 5 – диоритовые порфириды, 6 – гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, 7 – лампрофиты; 8 – наиболее крупные долгоживущие разломы; 9 – мелкие более молодые разрывные нарушения; 10 – рудные жилы различного состава; 11 – оси антиклиналей в «просвечивающей» структуре; 12 – элементы залегания гнейсовидности, сланцеватости.

На сферограммах рудовмещающих структур показано положение поясов трещиноватости и оси В эллипсоида деформации. Д-1, 62 замера, >1,6>3,2>4,8 %; Д-2, 30 замеров, >3>4 %; Д-3, 78 замеров, >1,2>2,4>3,6 %; Д-4, 267 замеров, >0,3>0,9>1,5>2,1>2,7 %; Д-5, 293 замера, >0,3>0,9>1,5>2,1>2,7 %; Д-6, 83 замера, >1,2>2,4>3,6>4,8 %; Д-7, 95 замеров, >1>2>3 %; Д-8, 53 замера, >1,8>3,6>4,8 %; Д-9, 45 замеров, >2>4 %; Д-10, 50 замеров, >2>4>6>8 %; Д-11, 85 замеров, >1,1>2,2>3,3 %

Для месторождения характерно мелкоблоковое строение. Выделяется 5 блоков, ограниченных субмеридиональными и северо-восточными разломами, с разными условиями залегания и морфологией рудных тел.

Другой особенностью является концентрация дайковых и кварцевых жил в виде двух полос северо-западного направления: одна проходит через шток мелкозернистых монцитито-диоритов, другая расположена западнее первой. Дайки в этих полосах имеют значительную протяженность и выдержанность по простиранию; кварцевые жилы развиты наиболее интенсивно.

По вещественному составу выделяются следующие жильные тела (Тупяков, 1978): кварц-полевошпатовые; кварц-турмалиновые; молибденит-кварцевые; золото-сульфидно-кварцевые с турмалином; халцедоновидного кварца с карбонатом, флюоритом, цеолитами; сложные жилы (совмещают золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые с турмалином, карбонатно-кварцевые). Наиболее продуктивные – последние. Они приурочены к сколовым трещинам, ориентированы преимущественно в северо-западном направлении, реже – в субширотном и северо-восточном. Кроме золота, месторождение содержит висмут в промышленных концентрациях.

Таким образом, постколлизийные события на территории БалеЙского золоторудного района формируют две группы месторождений – позднеюрские и раннемеловые. Наиболее богатые – раннемеловые БалеЙское и Тасеевское, которые в совокупности дали нашей стране более 400 тонн золота за все годы отработки. Они относятся в разряд месторождений – гигантов (Сафонов, 2003). В таблице 4.1 приведены структурно-минеральные типы, металлогенические формации и профилирующие металлы главных месторождений и рудопроявлений БалеЙского золоторудного узла. Цифровые обозначения рудных объектов показаны на рис. 4.5, приведена схема геологического строения узла.

Таблица 4.1

Металлогенические формации основных месторождений и рудопроявлений БалеЙского золоторудного узла

№ пп	Месторождения, рудопроявления, возраст	Структурный тип	РВМ	РНФ	РГФ	РОФ	Профилирующие металлы в порядке значения
1	БалеЙское, ранний мел	Жилы, жильные зоны, штокверки	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста. Грубообломочные породы нижнего мела	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	?	?	Au
2	Тасеевское, ранний мел	Жилы, жильные зоны	Грубообломочные породы нижнего мела	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	?	?	Au
3	Сосновское, верхняя юра	Жилы	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Дайкидиоритовых порфиритов верхней юры	?	Au

Окончание табл. 4.1.

№ пп	Месторождения, рудопроявления, возраст	Структурный тип	РВМ	РНФ	РГФ	РОФ	Профилирующие металлы в порядке значения
4	Майское, верхняя юра	Жилы	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Дайкидиоритовых порфиров верхней юры	?	Au
5	Березовское, верхняя юра	Жилы	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	?	?	?	CaF ₂
6	Косачихинское верхняя юра	Жилы	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Кварцевые диориты, гранодиориты гнейсированные пермского возраста	Дайкидиоритовых порфиров верхней юры	?	Au
7	Новое верхняя юра	Жилы	Грубообломочные отложения средней юры	Гранодиориты, граниты гнейсовидные пермского возраста	?	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Au, Bi
8	Лотошное, верхняя юра	Жилы	Гранодиориты, граниты гнейсовидные пермского возраста	?	?	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Mo
9	Улановское, верхняя юра	Жилы	Граниты лейкократовые пермского возраста	?	Диоритовые порфириты верхней юры	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Au, Bi
10	Дутурульское, верхняя юра	Жилы	Гранодиориты, граниты гнейсовидные пермского возраста	?	?	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Mo
11	Голготайское, верхняя юра	Жилы	Гранодиориты, граниты гнейсовидные пермского возраста	?	?	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Mo
12	Средне-Голготайское, верхняя юра	Жилы	Гранодиориты, граниты гнейсовидные пермского возраста	?	Диоритовые порфириты верхней юры	Граниты крупнопорфировидные верхней юры	Au, Bi

Примечание: РВФ – рудовмещающие, РНФ – рудоносные, РГФ – рудогенерирующие, РОФ – рудообразующие формации.

Распределение различного оруденения в пределах Балейского золоторудного района показано на рис.4.5.

Геодинамическая модель развития Балейского золоторудного района (раздел 4.2.3) позволяет высказать новые соображения о закономерностях распределения оруденения на его территории, но для этого необходимо кратко рассмотреть развитие металлогенических представлений по Восточному Забайкалью.

Металлогения Балейского района с позиций тектоники плит. Металлогенический анализ выявляет закономерности распределения в пространстве рудных объектов разного ранга и позволяет сделать прогноз на основе выявленных закономерностей.

Основа металлогенических построений – тектоническое районирование территории. До недавнего времени проводилась с геосинклинальных позиций (Смирнов, 1944; 1961; Кормилицын, 1959; 1973 и др.).

Хотя для Восточного Забайкалья с 80–90-х годов XX века известны геодинамические реконструкции (Зоненшайн и др., 1990), некоторые металлогенические разработки страным образом продолжают опираться на концепцию геосинклиналей в различных вариантах (Бубнов, 1995; Рыбалов, 2002 и др.) либо на особую тектоно-магматическую активизацию, эпиплатформенный орогенез, не укладывающийся в рамки геосинклинальной концепции (Щеглов, 1968; 1987; Хренов, 1981; Комаров и др., 1987; Томсон и др., 1969; Вахромеев, Семинский, 1983; Корольков, 1987 и др.)

Существующие для Восточного Забайкалья металлогенические разработки, основанные на тектонике литосферных плит, слишком мелкомасштабны (Кузьмин и др., 2000) и плохо приспособлены к практике поисковых работ.

С. С. Смирнов (1944; 1961) впервые обратил внимание на приуроченность рудных месторождений определенного типа в Восточном Забайкалье к линейно вытянутым в северо-восточном направлении поясам. Поясам нашлось подтверждение в региональных тектонических единицах, соответствующих степени изученности региона 40-х годов XX века.

Пришилкинской синклинальной зоне соответствовал молибденово-золотой пояс, Центральной антиклинальной – олово-вольфрамовый, Приаргунской синклинальной – полиметаллический. Однако С. С. Смирнов считал, «...что в предверхнеюрское время распределение основных синклинальных и антиклинальных единиц было как раз обратным» и отмечал, что впервые на это обратил внимание М. М. Тетяев в 1935 году. Любопытно, что намного позже эти представления развил Е. Т. Бубнов (1995) в работе, рассматривающей роль осадконакопления в редкометалльной металлогении.

Далее делается вывод (Смирнов, 1961): «...В каждом из поясов мы встречаемся с полной почти серией рудопроявлений, присущих мезозойской металлогении. В то же время, однако, распределение этих рудопроявлений по отдельным, только что указанным категориям совершенно различно в различных поясах. В этом-то и заключается главное обоснование для выделения рудных поясов. Можно сказать, что ни один из поясов не является запретной территорией в отношении обнаружения каких-либо месторождений, типичных для мезозойской металлогении. Но шансы на открытие концентраций тех или иных элементов различны в различных поясах».

Отмечается, что оловянно-вольфрамовый пояс содержит более кислые и более глубинные разности гранитных интрузивных пород верхнекеммерийского (верхнеюрского) возраста. Оловянно-вольфрамовый пояс приурочен к внутренней зоне мезозойской геосинклинали, а молибденово-золотой и полиметаллический – к краевым её частям, что отражается на определенном сходстве последних двух поясов. В пределах молибденово-золотого пояса развиты, в основном, гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы, обычные осадочные породы и эффузивы менее распространены; в оловянно-вольфрамовом поясе преобладают метаморфизованные песчано-сланцевые породы, а в полиметаллическом широко развиты нижнепалеозойские карбонатные толщи.

Несмотря на указанные различия рудных поясов в структуре, особенностях состава вероятных металлоносных интрузий, литологии осадочных пород, «...перекинуть мост между ними и характером металлогении отдельных поясов не представляется еще возможным. И не потому только, что целый ряд основных вопросов геологии и металлогении Восточного Забайкалья еще в должной мере не решен. Главной причиной, конечно, является то, что здесь мы, пожалуй, находимся у тех же пределов, за которыми начинается область чистых спекуляций» (Смирнов, 1961).

Невольно возникает вопрос: а может эти «пределы» созданы концепцией геосинклиналей, и это почувствовал С. С. Смирнов в 40-х годах XX века?

Балейский золоторудный район, согласно схеме металлогении Восточного Забайкалья С. С. Смирнова (1944, 1961), попадает в оловянно-вольфрамовый пояс и расположен вблизи его границы с молибденово-золотым поясом. Такое приграничное положение создавало дополнительные трудности с обоснованием контуров поясов.

«Большие осложнения вызывает появление здесь своеобразнейшего Балей-Пешковского рудного узла (впоследствии названного Балейским рудным районом), Шахтаминского и некоторых других» (Смирнов, 1961). Такое осторожное, неуверенное толкование границ рудных поясов С. С. Смирновым позволило последующим исследователям интерпретировать и усложнять их по-своему.

Так, В. С. Кормилицын (1959) Балейский золоторудный район поместил в переходную зону между Центральным редкометалльным и Шилка-Олекминским золото-молибденовым поясами на основании того, что наряду с господствующим золотым оруденением в Балейском районе широко распространены рудопроявления с молибденом, вольфрамом, сурьмой, ртутью, свинцом, цинком, висмутом.

Позднее в 70–80-е годы XX века металлогения Восточного Забайкалья стала рассматриваться с точки зрения особого внегеосинклинального эпиплатформенного орогенеза (тектонно-магматической активизации). Обсуждалось развитие в регионе поздне-мезозойского Восточно-Забайкальского мегасвода (Комаров и др., 1984; 1987), составляющих его Цаган-Олуевского, Урулюнгуевского, Ундино-Борзинского, Шахтаминского, Газимуро-Аргунского, Борщевочного, Шилкинского локальных сводовых поднятий (Металлогенический анализ..., 1977) и отдельных купольных структур в составе локальных сводов (Синица, 1975; Корольков, 1987 и другие). Им придавалось важное значение при образовании металлогенической зональности рудных районов (рис. 1.4; 4.12).

Балейский золоторудный район, согласно этим представлениям, тесно связан с формированием Ундиной купольной структуры (Корольков, 1987), которая входит в состав Ундино-Борзинского локального сводового поднятия.

Трудно переоценить роль вулканических и субвулканических комплексов позднеюрско-раннемелового времени для металлогении Восточного Забайкалья (Смирнов, 1944; 1961). Ж. В. Семинский (1980) проделал большую работу по выявлению и систематизации характерных для Забайкалья вулканических поясов и составляющих их вулканогенов, вулканических зон, вулканотектонических структур и элементарных вулканических форм с целью определения их металлогенического значения для гидротермального оруденения. По вулканотектонической схеме Забайкалья, составленной Ж. В. Семиным (1980), Балейский золоторудный район попадает в Ундино-Шилкинскую вулканическую зону, локализованную у северо-западной границы Монголо-Забайкальского вулканического пояса.

Общие подходы к металлогеническому анализу с позиций тектоники литосферных плит изложены в нашей работе (Кузьмин, Корольков, Дриль и др., 2000) и других специальных работах. Методические принципы выделения наиболее крупных металло-

генических единиц (различных по геодинамической характеристике поясов) в целом соответствуют тем, которые приводятся в работе А. Митчелл, М. Гарсон (1984). Более детальные методические подходы к металлогеническому анализу на основе геодинамических реконструкций к настоящему времени хорошо обоснованы в работе (Тектоника..., 2001). В ней проведен металлогенический анализ мезозойской и кайнозойской складчатой области территории Саха-Якутия и смежных регионов Сибирской платформы, произведено сопоставление с металлогенией Тихого океана и мезозойско-кайнозойской Кордильерской складчатой областью Северной Америки на основе палеогеодинамических реконструкций.

Обоснованные методические разработки международного коллектива исследователей вышеуказанной работы, которая проводилась под общим руководством Л. М. Парфенова и М. И. Кузьмина, несомненно, можно применить и к Восточному Забайкалью. Дополнить крупномасштабный металлогенический анализ с позиций тектоники плит предлагается результатами исследований структур латерального выжимания коллизионных зон, областей и поясов (Копп, 1997; Корольков, 2003б). Первые шаги по использованию структур латерального выжимания для объяснения закономерностей формирования и распределения золотого оруденения в Восточном Саяне недавно сделаны автором и показаны в главе 2 (Корольков и др., 2002; Корольков, 2003а).

Важная роль при металлогенических исследованиях отводится террейновому анализу (Бен Аврахам и др., 1984; Парфенов и др., 1998; Кузьмин и др., 2000 и др.).

В процессе геодинамического развития рудные территории попадают в сферы влияния различных типов (Митчелл, Гарсон, 1984) *металлогенических поясов*: океанических, субдукционных, коллизионных и т. д.

В соответствии с геодинамическими особенностями района нами выделяются доколлизионные (доамальгамационные, доаккреционные), коллизионные (амальгамационные, аккреционные) и постколлизионные (постамальгамационные, постаккреционные) металлогенические единицы различных рангов. Амальгамация происходит при слиянии террейнов одинакового происхождения (возникновение составного террейна) либо при соединении различных по генезису террейнов (образуется супертеррейн). Доколлизионные металлогенические единицы можно различать по отдельным фрагментам; в полном виде они предстают только при палеотектонических реконструкциях, когда показывается бывшее размещение континентов, океанов, островных дуг и т. п. Коллизионные и постколлизионные металлогенические единицы выделяются достаточно надежно, если террейны не испытывали разрушения (дисперсии).

Для всех стадий геологической истории террейнов и связанных с ними металлогенических единиц нами взяты за основу структуры латерального выжимания (Корольков, 2003б).

Для Балецкого золоторудного района доколлизионные, коллизионные и постколлизионные металлогенические единицы никто не исследовал, однако именно вышеохарактеризованный геодинамический подход позволяет выявить ранее неизвестные закономерности формирования оруденения, которые можно использовать при поисково-оценочных работах. Необходимо заметить, что вышеобозначенный подход к изучению Балецкого золоторудного района требует рассмотрения с новых позиций металлогении всего Восточного Забайкалья. Ниже приведена характеристика этих металлогенических единиц.

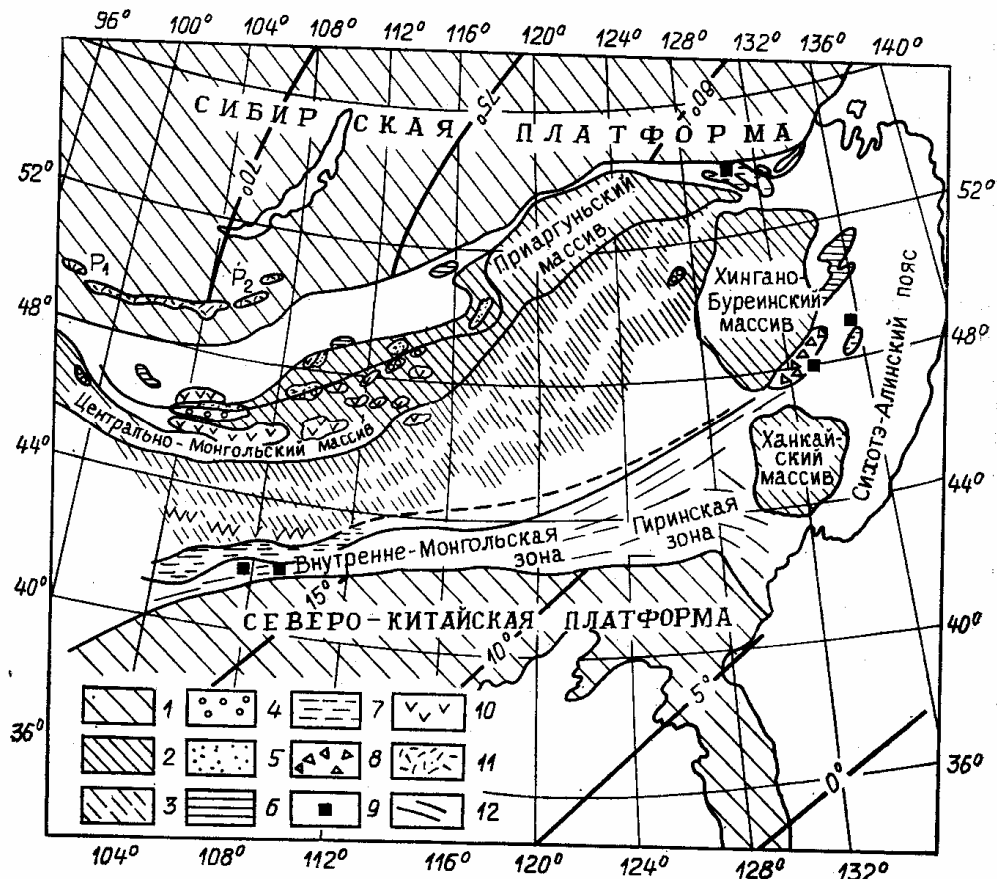
Доколлизионные. Согласно современным мобилистским представлениям (Зоненшайн и др., 1990), Монголо-Охотского пояса как единой структуры в среднем палеозое еще не было, поэтому не имеет смысла говорить об унаследованности структур Монго-

ло-Охотского пояса с докембрия. Между Приаргунским и Центрально-Монгольским массивами и между Приаргунским и Хингано-Буреинским массивами (рис. 4.6) развиты широкие полосы герцинских складчатых структур, то есть в среднем палеозое эти массивы разделял океан.

Золотое, редкометалльное, полиметаллическое оруденение тесно локализуется в пределах Приаргунского массива, который, по-видимому, можно назвать кратонным террейном (микроконтинентом).

Закрытие Монголо-Охотского океана началось с ранней перми. На рис. 4.20, А вверху показана схема распространения пермских комплексов Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий, где разновозрастные палеошироты Сибири (Зоненшайн и др. 1990) и Северо-Китайского континента не совпадают примерно на 60 градусов. Это соответствует расстоянию приблизительно 5000 км. По-видимому, огромное пространство между Сибирью и Северо-Китайским континентом было занято океаническими бассейнами и микроконтинентами, соответствующими южным массивам Монголо-Охотского пояса. Приблизительная реконструкция Монголо-Охотского океанического бассейна для ранней перми приведена на рис. 4.20, Б внизу. Вероятно, Хингано-Буреинский, Приаргунский и Центрально-Монгольский массивы в это время образовали единый Амурский микроконтинент. Подтверждает это складчатость между Хингано-Буреинским и Центрально-Монгольским массивами и внедрение гранитоидов пермского возраста в бассейне р. Буреи. В это же время происходило формирование гранитоидов ундинского комплекса пермского возраста в пределах Восточного Забайкалья.

А



Б

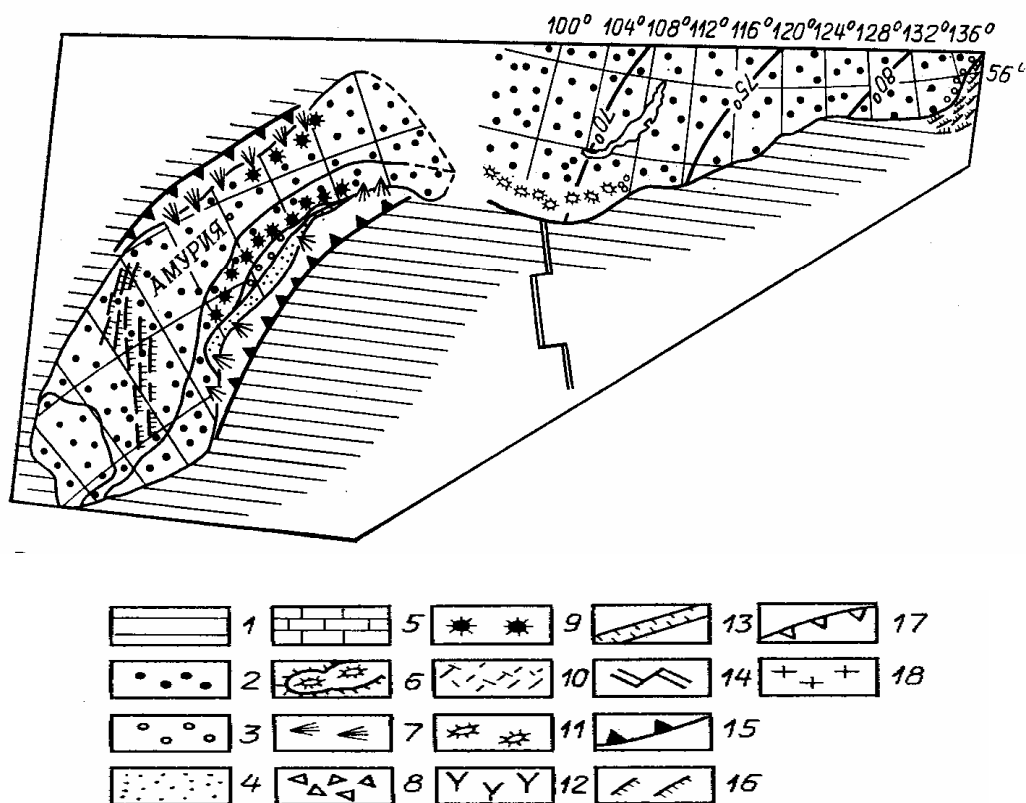


Рис. 4.20. Схема распространения пермских комплексов (А), реконструкция Монголо-Охотского пояса на раннюю пермь (Б). По Л. П. Зоненшайну и др. (1990).

Верхний рисунок А: 1 – древние платформы; 2 – докембрийские массивы; 3 – области столкновения и приращения массивов за счет герцинской складчатости; 4 – континентальные отложения, моласса; 5 – морские шельфовые отложения, бореальная провинция; 6 – метаморфические толщи; 7 – флиш, местами хаотические комплексы, экваториальная провинция; 8 – хаотические комплексы; 9 – рифовые известняки в виде олистолитов и биогерм; 10 – известково-щелочные вулканиты; 11 – щелочные и бимодальные вулканиты Селенгинского пояса (P_1 и P_2 отмечают возраст); 12 – пермско-триасовые складчатые зоны. Складчатые комплексы Монголо-Охотского пояса оставлены белым. На Сибирской и Северо-Китайской платформах нанесены палеошироты.

Нижний рисунок Б: 1 – океанические бассейны; 2 – суша; 3 – континентальные впадины; 4 – мелководные морские отложения и подводные террасы; 5 – карбонатная седиментация; 6 – барьерный риф; 7 – лавинная седиментация, турбидиты, подводно-оползневые отложения; 8 – хаотические комплексы; 9 – известково-щелочные вулканиты; 10 – субаэральные вулканиты; 11 – внутриплитный вулканизм; 12 – латитовые серии поздней-верхней юры неясной геодинамической природы; 13 – грабены; 14 – оси спрединга; 15 – зоны субдукции; 16 – шарьяжи, надвиги; 17 – крупные надвиги; 18 – гранитные батолиты

Западный край Амурии (в современных координатах) совпадает с Байдарагинским докембрийским блоком (рис. 4.6; 4.20, Б), в пермское время он оказался присоединен к Сибири в районе Хангайского нагорья.

Восточный край Амурии (в современных координатах) совпадает с Хингано-Буреинским массивом; предполагается, что в пермское время этот край был повернут от Сибири на 130° . То есть Амурия в пермское время дальше уходила в южные широты Хингано-Буреинским краем.

Южный край Амурии (в современных координатах) содержит зоны рифовых известняков с фауной низких широт (район Внутренней Монголии).

Размеры этого микроконтинента составляли 2500 км в длину и 800–900 км в ширину. Конечно, реконструкция Амурии по отношению к Сибири показана условно, угол поворота мог быть и другим, но важно другое.

«...Монголо-Охотский бассейн предстает в форме клина или очень большого залива, который как «челюстями» охватывается сходящимися Сибирью и Амурией.

Уже в раннюю пермь этот бассейн начал закрываться. Показателем этого является формирование раннепермского Восточно-Монгольского вулканического пояса, который был связан с зоной субдукции, падавшей, как показано на реконструкции, от Монголо-Охотского бассейна под Амурию. ...Только с перми можно говорить о развитии Монголо-Охотского пояса как единой структуры, и дальнейшая его история связана с закрытием Монголо-Охотского бассейна» (Зоненшайн и др., 1990).

Для Восточного Забайкалья реконструкции зоны субдукции, имевшей наклон под Амурский микроконтинент, означает существование в пермское время активной континентальной окраины (андийского типа) под северную часть Приаргунского массива (в современных координатах). Вероятно, осуществлялась субдукция и под южную часть данного массива.

Для металлогении Восточного Забайкалья это могло иметь важнейшее значение. Рискну высказать предположение, что выделенные С. С. Смирновым (1944) мезозойские металлогенические пояса (молибденово-золотой, оловянно-вольфрамовый, полиметаллический) имели на рудоподготовительном этапе субдукционную природу и отражают вероятное существование активных континентальных окраин у северо-западной и юго-восточной границ (в современных координатах) Приаргунского массива, который в пермское время входил в состав Амурского микроконтинента.

Речь не идет о времени формирования основных мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, которое соответствует поздней юре и раннему мелу. Предполагаемые позднепалеозойские-раннемезозойские зоны субдукции приводили к определенной специализации Амурского микроконтинента соответствующими металлогенными элементами в непромышленных концентрациях.

Во-первых, это не противоречит палеореконструкциям Л. П. Зоненшайна и др. (1990).

Во-вторых, согласуется с магматической и металлогенической зональностью субдукционных окраин андийского типа, которая всегда «...одна и та же, ...не зависящая от предшествующей истории данного региона и от особенностей строения субстрата» (Кузьмин, Корольков, Дриль и др., 2000). Суть ее заключается в следующем.

А. Вулканыты внутренней части (прилежащей к прежнему краю континента) имеют известково-щелочной состав, вулканыты внешней части (удаленной от прежнего края континента) имеют щелочной и бимодальный состав.

Б. Гранитоиды и связанное с ними оруденение также обладают зональным распределением (от внутренних к внешним частям), которое охарактеризовано ниже.

«1. Зона развития гранит-гранодиоритовых батолитов с золото-молибденовыми, иногда медно-порфиоровыми месторождениями (тяготеет к полям проявления известково-щелочного вулканизма).

2. Зона развития мелких тел пород диорит-монцитонитового типа, к которым приурочены полиметаллические месторождения.

3. Зона развития редкометалльных (стандартного и литий-фтористого типа) гранитов со свойственным им редкометалльным, в основном, олово-вольфрамовым оруденением.

4. Зона щелочного магматизма, характеризующаяся цирконий-редкоземельно-ниобиевой металлогенией» (Кузьмин, Корольков, Дриль и др., 1990).

Молибденово-золотой пояс С. С. Смирнова (1944), очевидно, отвечает зоне развития гранит-гранодиоритовых батолитов с золото-молибденовыми, реже – медно-порфиоровыми месторождениями (1-й зоне). Для Балейского района, принадлежавшего этому поясу, батолитовые тела сложены гранитоидами ундинского комплекса пермского возраста, среди которых нами выделена Ундинская купольная структура (Корольков, 1987). На рудоподготовительном этапе специфический характер более позднего оруденения в 1 зоне этим и был предопределен.

Полиметаллический пояс С. С. Смирнова соответствует зоне развития мелких тел пород диорит-монцитонитового типа, к которым приурочены полиметаллические месторождения (2-й зоне). Гранит-гранодиоритовые батолиты и золото-молибденовое оруденение первой зоны у юго-восточной активной континентальной окраины Приаргунского массива проявлены слабо.

Олово-вольфрамовый пояс С. С. Смирнова совпадает с зонами развития редкометалльных (стандартного и литий-фтористого типа) гранитов с олово-вольфрамовым оруденением (3-я зона). Не запрещено проявление в нем цирконий-редкоземельно-ниобиевого оруденения, обусловленного щелочным магматизмом (4 зона). Весьма вероятно, что олово-вольфрамовый пояс сформировался под влиянием двух зон субдукции под Приаргунский массив (северной и южной в современных координатах), возможно, поэтому он наиболее отчетливо проявлен.

Для Балейского золоторудного района вся территория к югу от Борщевочного разлома содержит породы ундинского гранитоидного комплекса (в пределах одноименного гранит-гранодиоритового батолита с преимущественным молибденово-золотым оруденением), а в пределах Петровского поднятия – Ундинскую купольную структуру (рис. 4.3; 4.12). По-видимому, всю эту площадь следует отнести к субдукционной окраине андийского типа (к первой её зоне, см. выше), развитой у северной границы Приаргунского массива (рис. 4.6; 4.23). Другими словами, к югу от Борщевочного разлома, скорей всего, и развит молибденово-золотой пояс (зона) С. С. Смирнова примерно до Синдуинского разлома (рис. 4.3; 4.23), который ограничивает развитие к югу ундинских гранитоидов.

Но наиболее древнее золотое оруденение Балейского района считается позднеюрским. Поэтому следует признать, что в процессе субдукции произошло обогащение золотом и другими рудными элементами допозднемезозойского субстрата, о чем свидетельствуют геохимические показатели пород Балейского района (Красинец, Пампура, 1973) и наши площадные геохимические исследования по первичным ореолам рассеяния на территории Балейского золоторудного узла (Гладков, Корольков, 1981; Корольков, 1987). Вероятно, в пермское время (в доколлизийный этап) наметилась и петрологическая зональность Ундинской купольной структуры.

Коллизионные. Окончательное закрытие Монголо-Охотского океана произошло, судя по палеомагнитным данным, в средней юре (Кузьмин, Кравчинский, 1996). В Балейском районе отложения нижнеюрской онтагаинской свиты имеют морское происхождение, а залегающие на них с разрывом и несогласием грубообломочные осадки среднеюрской верхнегазимурской свиты – вероятно, континентального происхождения.

Грубообломочные отложения верхнегазимурской свиты (J_2) отражают завершившийся коллизионный этап, значительный подъём и расчленение рельефа. К этому времени в Восточном Забайкалье окончательно сформировались складчато-разрывные структуры латерального выжимания. А в Балейском районе – связанная с ними Ундинская купольная структура. Начало формирования среднеюрских Ундино-Борзинского свода (Металлогенический анализ..., 1977; Томсон, 1988) и других сводовых поднятий

выпадают также на завершение коллизионного этапа. Несомненно, что поднятие этих структур продолжалось и в постколлизионный этап.

В среднеюрских гальках и валунах широко представлены позднепалеозойские осадочные, метаморфические и интрузивные породы ундинского комплекса гранитоидов. Однако обломков гранитоидов с золотым оруденением в этих отложениях не обнаружено. То есть в средней юре в процессе роста сводово-купольных поднятий при существовании интенсивно расчлененного рельефа разрушения каких-либо коренных золоторудных объектов не произошло.

Можно предполагать, что в процессе роста сводово-купольных структур происходило дальнейшее образование их структурно-петрологической зональности. В пределах Ундинской купольной структуры Балейского золоторудного района в этот период сформировалась центрально-очаговая, переходная и краевая зоны (Корольков, 1987), которые в последующем были усложнены под воздействием постколлизионных внутриплитных событий.

Постколлизионные внутриплитные. Поздняя юра и ранний мел – время проявления наиболее важных событий Восточного Забайкалья как в отношении тектонической, вулканической, интрузивной деятельности, так и в металлогении. Наиболее ярко эти события проявились на территории Балейского золоторудного района.

«Особенностью Монголо-Охотского пояса служит широкое проявление внутриплитного позднепалеозойского и мезозойского магматизма, который накладывался на все структуры, в том числе и на субдукционные комплексы и зоны столкновения. Это вызвало пространственное совмещение и даже смешение известково-щелочных, бимодальных и щелочных магматических комплексов. В этом отношении Монголо-Охотский пояс очень напоминает современную обстановку провинции Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки, где совмещены производные магматизма нескольких геодинамических обстановок: рифтового, субдукционного и внутриплитного, связанного с влиянием горячих точек» (Зоненшайн и др., 1990). Следует еще добавить формирование комплексов метаморфических ядер, характерных и для Монголо-Охотского пояса и для запада Северной Америки.

Позднеюрские месторождения

Основная часть месторождений этого возраста размещена в пределах Ундинской купольной структуры (рис. 4.5; 4.12): золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые Средне-Голготайское, Сосновское, Майское, Андрюшкинское, Алиинское и другие. Наиболее крупное из них – Средне-Голготайское (рис. 4.19), где самыми продуктивными являются сложные жилы (золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые с турмалином, карбонатно-кварцевые). Выявлены кварц-молибденовые Лотошное, Дутурульское, Голготайское и кварц-висмутовые Новое и Улановское рудопроявления. Для всех этих месторождений и рудопроявлений установлен контроль разломами северо-восточного простирания и тяготеющими к ним кислыми, основными дайками и малыми интрузиями преимущественно среднего и субщелочного состава позднеюрского возраста.

Общее растяжение территории Восточного Забайкалья произошло сразу после завершения коллизионного этапа (то есть после средней юры). Такое событие – распад (коллапс) – неизбежно наступает во всех коллизионных системах (орогенах) после интенсивных горообразовательных движений, связанных с коллизией (Розен, Федоровский, 2001). Оно связано с гравитационной неустойчивостью орогенов.

В Восточном Забайкалье коллизионный этап сопровождался формированием структур латерального выжимания, где важное значение имели региональные сдвиги,

представленные дуплексными зонами с обстановками растяжения – транстензии (рис. 3.7; 3.12). Именно в таких региональных сдвиговых дуплексах в результате коллапса орогенов, по-видимому, прежде всего и началось интенсивное формирование комплексов метаморфических ядер.

Это ядерные части купольных структур Борщевочного и Нерчинского хребтов (Синица, 1975; Складаров и др., 1997; Корольков, 1998), окружающие их компенсационные впадины, зоны разломов и метаморфизма (в том числе, по среднеюрским породам).

Для Балейского рудного района такое событие означало формирование позднеюрских Шадоронского и Нижнеундинского прогибов и, вероятно, позднеюрско-раннемеловой Ундино-Даинской депрессии (рис. 4.4). Кроме того, приоткрываются разломы северо-восточного простирания сдвиго-сбросового типа: Борщевочный, Ундинский осевой, Петровский, Синдуинский (рис. 4.3). А в пределах Балейского рудного узла – еще и Контактный, Левоундинский I, Левоундинский II, Сайдашный, Северо-Восточный I, Северо-Восточный II, Улановский (рис. 4.5).

Все эти разломы носят, вероятно, листрический характер, то есть ограничены на глубине пологой зоной бластомилонитов – детачментом. Их заложение обусловлено процессом экспонирования в верхние части коры комплекса метаморфического ядра Борщевочного хребта. Модель его структурной эволюции согласуется с предложенной G. S. Lister, G. A. Davis (1989). На рис. 4.21 приведена эта модель, которая взята из работы (Складаров и др., 1997).

Милонитовый фронт (detachment – детачмент) для Балейского золоторудного района совпадает с бластомилонитовой зоной Борщевочного разлома.

Приоткрывание сбросо-сдвигов происходило синхронно с формированием гранитоидов борщевочного комплекса (J_3) в метаморфическом ядре, эффузивов шадоронской серии (J_3), интрузивов субвулканического комплекса преимущественно диоритовых порфиритов (J_3) и амуджикано-сретенского комплекса гранитоидов (J_3) – за пределами ядерной части. Эффузивы характерны для наиболее проницаемого Шадоронского прогиба, а интрузивные тела локализованы у листрических сбросо-сдвигов, образовавшихся по зональной позднепалеозойской Ундинской купольной структуре.

В северной краевой части Ундинской купольной структуры развиты гранодиориты, диориты и граниты, насыщенные большим количеством ксенолитов, по которым картируется сложная «просвечивающая синклираль». На этот субстрат наложена согласная с Борщевочным разломом узкая грабенообразная так называемая Северо-Восточная структура с развитыми в ней милонитами по среднеюрским осадочным породам. Она ограничивает блоки с различным оруденением и, по-видимому, образовалась при активном перемещении вверх Борщевочного протолита в позднемезозойское время.

Другими словами, формирующиеся при движении Борщевочного протолита разнотипные пологие зоны (Multiple detachment faults, Mylonite front) создавали вертикальную этажность в распределении золоторудного и редкометалльного оруденения. Кинематически с ними связанные листрические сбросо-сдвиги участвовали в пространственном зональном распределении оруденения в направлении с юго-востока на северо-запад (вкрест общего простирания зоны Монголо-Охотского шва).

Поперечными для Борщевочной ассоциации куполов и Ундинской купольной структуры являются Сарбактуйская, Балейско-Дарасунская и Талангуйская «скрытые разломы фундамента», имеющие север-северо-западную ориентировку и создающие ограничения блоков с разнотипным оруденением по простиранию преобладающих купольных структур (то есть по простиранию Монголо-Охотского шва).

К центральной части последней приурочены тела гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (J_3), к переходной и краевой части Ундинской купольной струк-

туры – интрузии субвулканического комплекса (J_3) преимущественно диоритовых порфиритов (рис. 4.12). То есть в поздней юре произошло приспособление разных по составу и глубинности магматических очагов интрузий к структурно-петрологической зональности более раннего гранито-гнейсового купола, «перешедшего в гранитный массив». Это подмечено было ранее (Гладков, Корольков, 1981; Корольков, 1987; 1998), особенно ярко проявилось в развитии структурной и магматической зональности БалеЙского рудного узла (рис. 4.5). Несомненные черты сходства можно обнаружить при сравнении общей модели формирования комплекса метаморфического ядра и БалеЙского рудного узла (рис. 4.21; 4.22).

В поздней юре образовалось большое количество месторождений и рудопроявлений БалеЙского рудного района, которые тесно связаны с синхронными оруденению и обусловленными Борщевочным комплексом метаморфического ядра вулканическими и интрузивными породами, а также – со структурно-петрологической зональностью допозднеюрского субстрата.

Поскольку Борщевочный комплекс метаморфического ядра развивался в обстановке ярко выраженного растяжения, то связанное с ним оруденение, очевидно, следует отнести к постколлизиионной металлогенической зоне континентального рифта (Митчелл, Гарсон, 1984). В БалеЙском золоторудном районе она накладывается на ранее проявленную субдукционную металлогеническую зону андийского типа (рис. 4.23).

На позднюю юру выпадает максимальное проявление тектонической, магматической и металлогенической активности, характерной для условий общего растяжения территории. Именно в это время территория БалеЙского золоторудного района располагалась над горячей областью.

Раннемеловые месторождения

Ранний мел – время интенсивного роста и разрушения купольных и сводовых структур на фоне сохраняющегося общего растяжения территории БалеЙского района. Рост купольных структур замедляется, степень рифтогенеза уменьшается, что приводит к формированию небольших грабен-синклиналей только вблизи зоны Борщевочного разлома. Разрушается метаморфическое ядро, и обломки гранитоидов борщевочного комплекса (J_3) встречаются в нижнемеловых отложениях наряду с галькой золото-сульфидных руд, характерных для позднеюрских месторождений. Значительно сокращается магматическая активность, известны раннемеловые вулканические породы лишь преимущественно кислого состава шивинского комплекса (K_1) и проявления «грязевого» вулканизма (Гладков, Татарин, Томилов, 1987). Типичное раннемеловое золоторудное БалеЙско-Тасеевское месторождение образовалось на малых и средних глубинах из низко- и среднетемпературных гидротермальных растворов (БалеЙское..., 1984). С проявлением «грязевого» вулканизма связывается формирование золотоносных каменных конгломератов (K_1), в которых золото встречается в гальках, заполнителе и цементе. В целом раннемеловое оруденение широко проявлено и также принадлежит внутривулканической постколлизиионной металлогенической зоне континентального рифта (Митчелл, Гарсон, 1984). Богатое оруденение сосредоточено в наиболее проницаемых структурах – в рифтогенных впадинах (БалеЙское и Тасеевское месторождения). Причем, формирование рудных тел происходило из коллоидных растворов в процессе накопления грубообломочных осадков. Это означает, что в раннем мелу глубокий плюм, формирующий газовой-паровые флюиды с золотом, достиг поверхности Земли на территории БалеЙского золоторудного района. Существуют геоморфологические признаки того, что золотоносная рудная система функционировала в кайнозое в опущенных блоках долины р. Унда (Гладков, Корольков, Томилов и др., 2005), ограниченных зонами разломов.

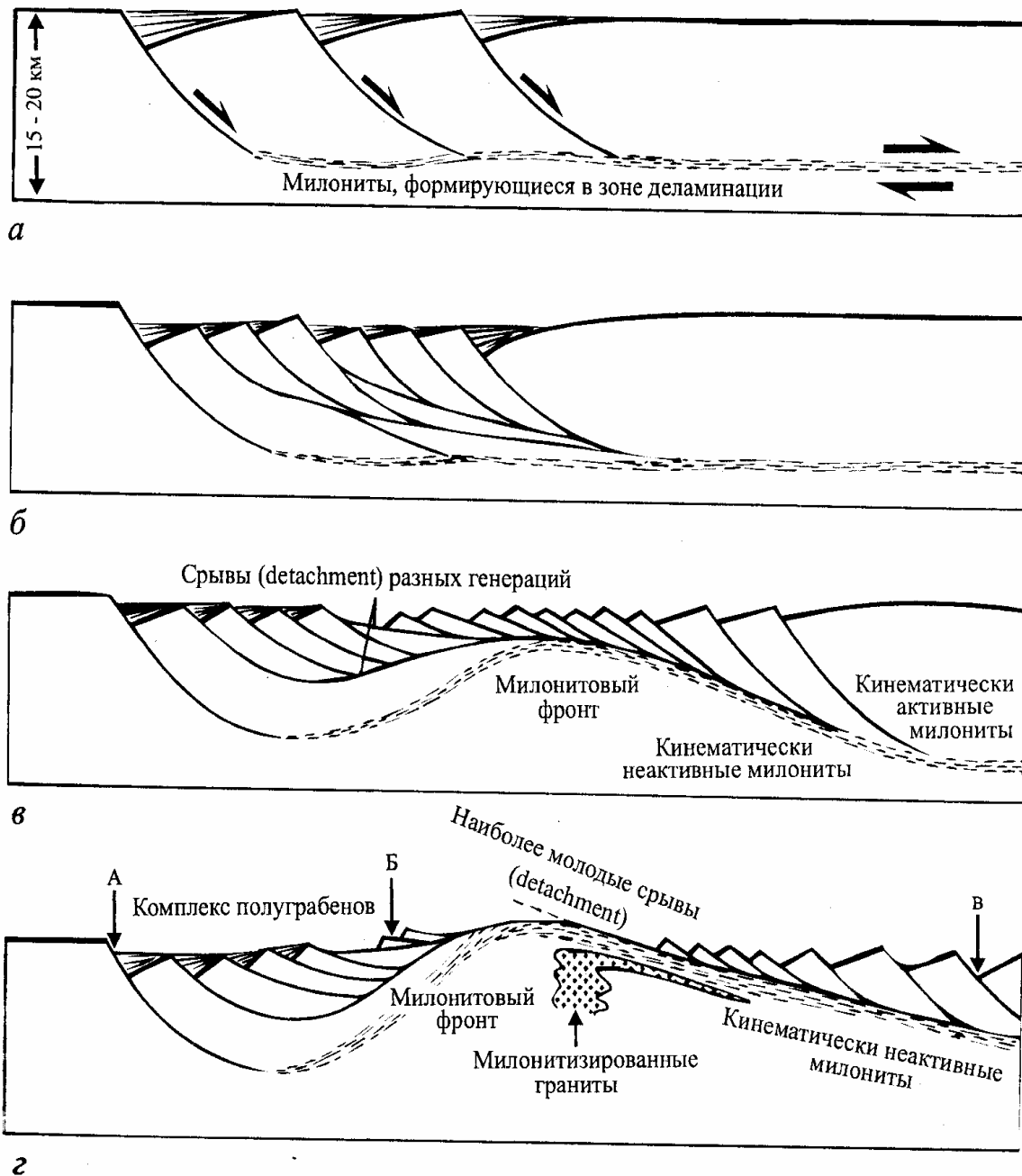


Рис. 4.21. Модель структурной эволюции комплексов метаморфических ядер (Lister, Davis, 1989).

а – начальная стадия растяжения. Образование субгоризонтальной пластичной зоны срыва, отделяющей верхнюю зону с серией крутопадающих сбросов от пластично деформированных горизонтов средней и нижней коры; б – усложнение геометрии разрывов в верхней коре. «Отщепление» от главной зоны срыва серии пологих сбросов; в – изгибание нижней пластины в результате изостатического эффекта, обусловленного внедрением интрузий, образование серии сбросов в приподнятой части, контролируемых зоной главного срыва; г – экспонирование комплекса метаморфического ядра.

Разломы А и Б отражают более ранние стадии эволюции

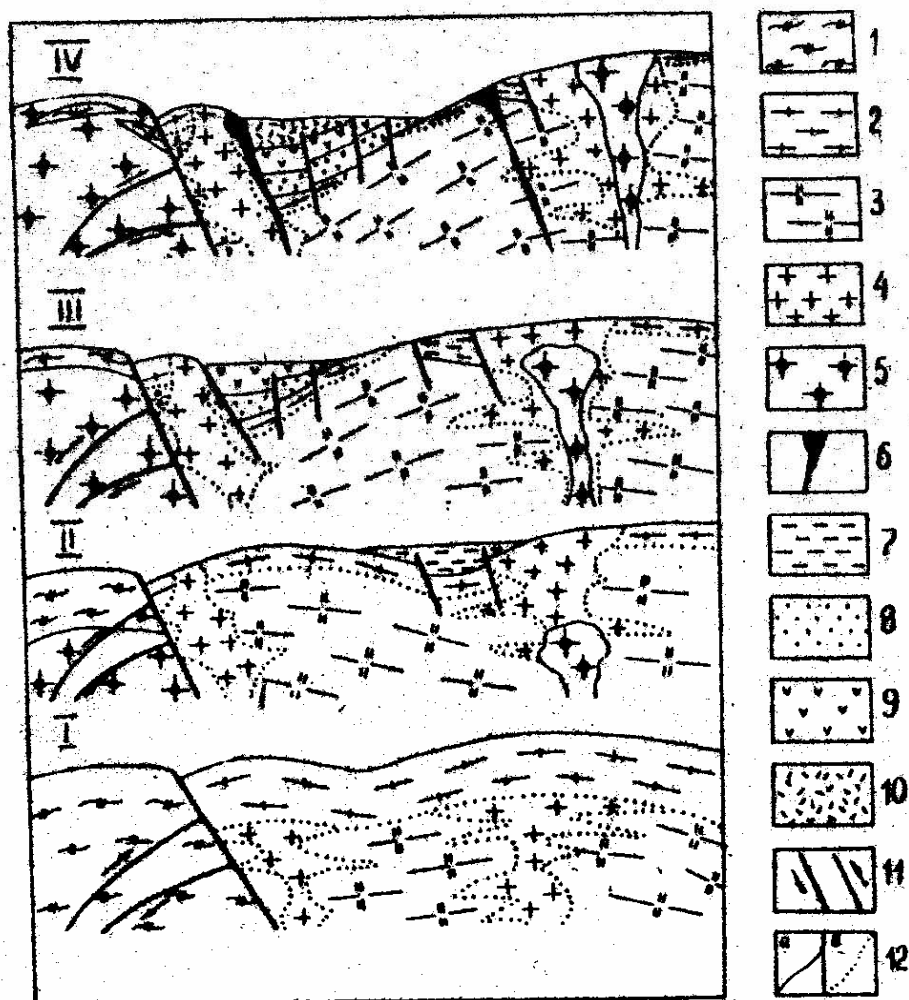


Рис. 4.22. Модель развития структурной и магматической зональности в южной части Балецкого рудного узла (Гладков, Корольков, 1981).

1 – метаморфические сланцы; 2–3 – верхнепалеозойские автохтонные гранитоиды палингено-анатектического генезиса: 2 – гранитизированные породы «пестрого» состава, 3 – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 4–5 – аллохтонные гранитоиды: 4 – лейкократовые граниты верхнепалеозойского возраста, 5 – граниты мезозойского возраста; 6 – субвулканические тела верхнеюрского–нижнемелового возраста; 7 – нижне–среднеюрские отложения; 8–9 – средне–верхнеюрские рифтогенные осадочные и вулканогенные отложения: 8 – терригенные континентальные, 9 – вулканогенные; 10 – нижнемеловые рифтогенные грубообломочные континентальные отложения; 11 – разломы; 12 – геологические границы (а – стратиграфические и интрузивные, б – фациальные).

Этапы развития: I – верхнепалеозойский, II – нижне–среднеюрский, III – средне–верхнеюрский, IV – верхнеюрский–нижнемеловой

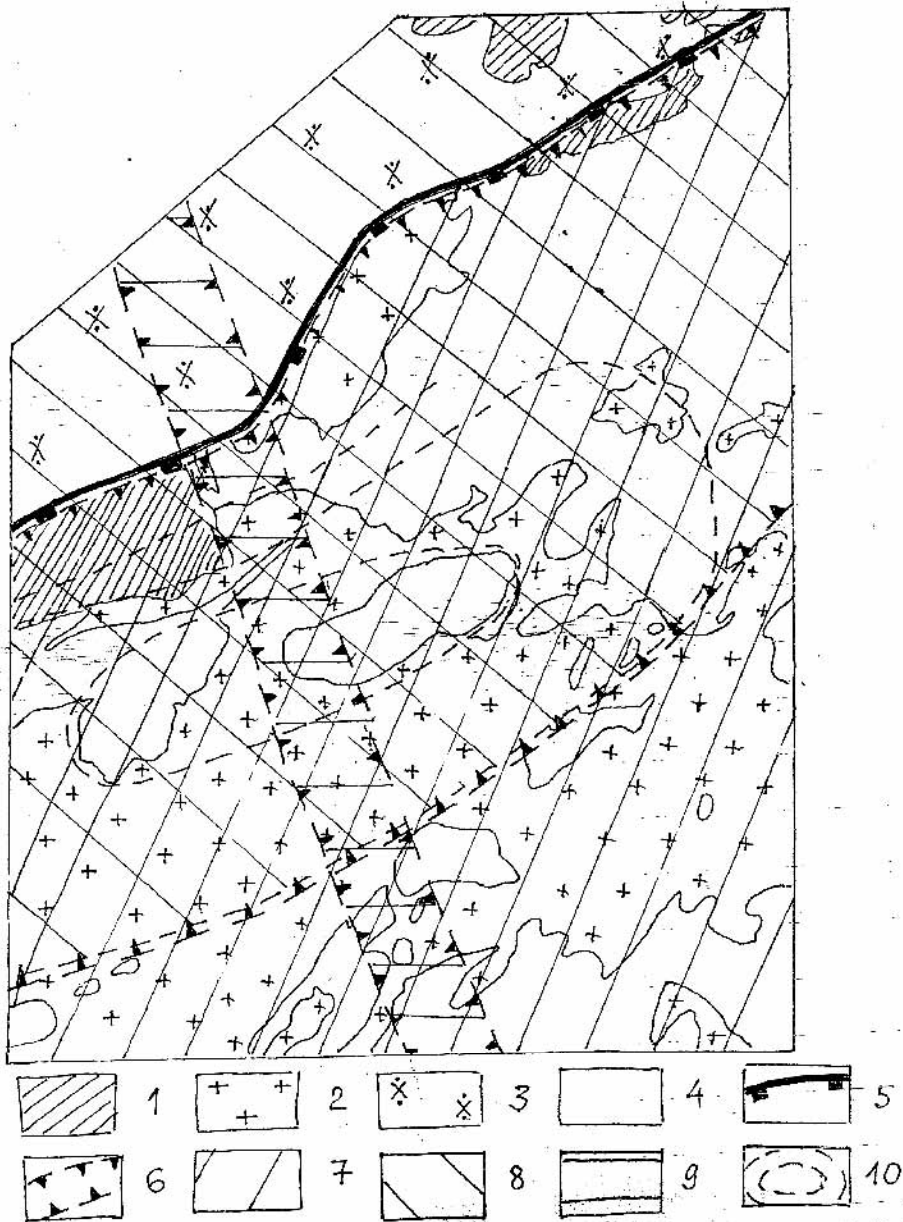


Рис.4.23. Схема развития доколлизийных и постколлизийных металлогенических зон в пределах Балеийского золоторудного района. Составил А. Т. Корольков.

1 – метаморфические породы кулиндинской свиты неясного возрастного положения (позднепротерозойского ?); 2 – гранитоиды ундинского комплекса пермского возраста; 3 – гранитоиды борщевочного комплекса позднеюрского возраста – центральная часть комплекса метаморфического ядра; 4 – вулканоплутонические и осадочные породы средней юры–нижнего мела; 5 – зона Борщевочного разлома; 6 – границы различных по происхождению металлогенических зон; 7 – металлогеническая зона активной континентальной окраины, соответствующей возрасту пермь–ранняя юра, с первичным накоплением преимущественно молибден-золотой минерализации; 8 – металлогеническая зона континентального рифта преимущественно с редкометалльным и золотым оруденением, включающая комплекс метаморфического ядра с окружающими его рифтогенными позднеюрскими и раннемеловыми впадинами; 9 – металлогеническая зона Балеи-Дарасунского, вероятно, трансформного разлома типа ороген-ороген преимущественно с золотой, турмалиновой, висмутовой и редкометалльной минерализацией; 10 – структурно-вещественные зоны Ундинской купольной структуры – «купола, перешедшего в гранитный массив», который сформировался в пермское время в пределах активной континентальной окраины Амурского микроконтинента. Контуры рисунка соответствуют рис. 2.22

Выводы

Балейский золоторудный район локализован на удалении от Сибирского кратона в месте главного направления латерального выжимания масс, которое возникло при закрытии позднепалеозойско–мезозойского Монголо-Охотского океана вблизи Борщевочного глубинного разлома.

В обстановке сжатия и перекрестной складчатости произошло скучивание океанических вулканогенно-осадочных толщ и утолщение земной коры, что стало причиной формирования пермской Ундинской купольной структуры с теньвыми сложно-складчатыми ксенолитами и скиалитами в гранитоидах, на северной периферии которой и в обрамлении расположены основные месторождения и рудопроявления Балейского золоторудного района.

После закрытия Монголо-Охотского океана в средней юре Балейский золоторудный район оказался в зоне влияния Центрально-Азиатской горячей области, что предопределило окончательное формирование рудовмещающих структур и богатого золото-кварцевого жильного оруденения. Образовались своды с малыми субщелочными интрузиями кислого и среднего состава, рифтогенные впадины с эффузивами кислого и основного состава, произошло экспонирование в верхние этажи земной коры Борщевочного комплекса метаморфического ядра северо-восточного простирания.

Расширение рифтогенных впадин сопровождалось разновозрастными сдвиговыми перемещениями по ортогонально ориентированной к ним системе Балейско-Дарасунского «трансформного» разлома.

К Ундинской купольной структуре приурочены позднеюрские Фатимовское, Средне-Голготайское, Майское, Сосновское, Андрюшкинское, Алиинское и другие золоторудные месторождения, синхронно формировавшиеся с рифтогенной Ундино-Даинской депрессией.

В раннем мелу образовалась система вложенных в депрессию грабенов, один из которых вмещает крупнейшее Балейско-Тасеевское месторождение золота, другие – более мелкие месторождения и рудопроявления. С кайнозойским рифтогенезом связаны проявления грязевого вулканизма и особенности концентрации россыпей золота.

Глава 5

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Формационный анализ необходим при обобщающих исследованиях и сравнении различных геологических объектов. При обобщениях формациям отводилась определяющая роль в тектонике, геологической истории, металлогении. Со студенческих лет многим поколениям геологов нашей страны было известно, что формации – группы связанных с тектоническими обстановками осадочных, вулканических, интрузивных пород и различных месторождений полезных ископаемых, которые соответствуют определенным стадиям развития геосинклинали или платформы и конкретным режимам тектонического развития (преимущественного опускания, поднятия или колебательных движений). Фиксистская концепция геосинклиналей уступила место мобилистской теории литосферных плит. Ранее казавшийся геологам логичным и стройным формационный анализ испытал затруднения. Конвергентные, дивергентные и сдвиговые границы литосферных плит и внутриплитные обстановки с характерными рифтогенными структурами сопровождаются разными породами-индикаторами (Кузьмин и др., 2000), среди которых при желании можно распознать прежние «геосинклинальные» формации. Но в этом случае в старый термин вкладывается совсем другой смысл. В металлогению, особенно при исследовании рудных районов, геодинамические идеи внедряются очень медленно (Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин и др., 2000). Почему-то считается, что тектоника плит не может дать ничего нового для прогноза и поисков месторождений. Препятствует также неоднозначность возрастных датировок и основанных на них палеореконокструкций, сложность анализа малых плит (террейнов), дискуссионность выделения и геодинамической характеристики конкретных формаций, особенно магматических (Современные..., 2003) и рудных (Кучеренко, 1988). Недостаточная и противоречивая информация о геологических условиях формирования различных месторождений вынуждает отказаться от рассмотрения фиксистского тектонического режима, но рассматривать рудную формацию как сингенетичную определенной магматической, осадочной, метасоматической или метаморфической формации (Кучеренко, 2000). Возникли примиряющие фиксистов и мобилистов представления о металлогенических формациях как различных сочетаниях рудовмещающих, рудоносных, рудогенерирующих и рудообразующих формаций (Кривцов, Яковлев, 1991). Однако без анализа геодинамических особенностей формирования металлогенических формаций невозможно понять причины локализации рудных объектов, историю развития рудных районов. Это затрудняет выработку стратегии прогноза и поисков новых месторождений и рудопроявлений.

5.1. Краткая геодинамическая характеристика золоторудных районов

Объектом исследований явились наиболее известные золоторудные районы юго-востока Сибири (Гарганский, Муйский, Бодайбинский, Балейский) и Озернинский комплексный рудный узел. Их геодинамическая характеристика основана на представлениях и материалах автора и литературных источниках.

Бодайбинский золоторудный район. Большинство исследователей относит эту территорию к внутренней зоне Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Развита здесь ритмичная углеродистая карбонатно-терригенная толща среднего–верхнего рифея и венда суммарной мощностью более 10 км первично формировалась в наиболее глубокой части пассивной континентальной окраины – у подножия континентального склона Сибирского кратона (Докембрий..., 1995; Зоненшайн и др., 1990). В венд-палеозойское время произошла аккреция Баргузинского микроконтинента и Сибирской плиты, которая привела к формированию Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Бодайбинский золоторудный район оказался в зоне хинтерланда этого пояса (Тектоника..., 2001; Корольков, 2005). Складчатость происходила, очевидно, многофазно, сопровождалась внедрением больших масс гранитоидов, формированием дайковых поясов и золотого оруденения. По нашим данным, важное значение в процессе ее образования имели структуры латерального выжимания в виде поддвигового ороклина и разномасштабные купола (Корольков, 2005). Прожилково-вкрапленное оруденение сухоложского типа (Кропоткинский рудный узел) приурочено к наиболее дислоцированным углеродистым породам поддвигового ороклина, золото-кварцевое жильное оруденение (Артемовский рудный узел) характерно для наименее дислоцированной и наиболее мощной части осадочных пород за пределами влияния поддвигового ороклина. Кропоткинский рудный узел включает крупнейшее месторождение Сухой Лог, месторождения Верный, Невский, Голец Высочайший и ряд рудопроявлений. Артемовский рудный узел характеризуется несколькими рудопроявлениями, не представляющими особого интереса. Между этими двумя золоторудными узлами локализована Кропоткинская купольная структура (Корольков, 1987, 2005).

Муйский золоторудный район. Приурочен к восточной части ранее выделявшегося Байкало-Муйского офиолитового пояса (Добрецов, 1983), в настоящее время рассматривающегося как одноименный супертеррейн (Беличенко, Гелетий, 2004). Перед вендом (или в раннем палеозое ?) произошла его аккреция с Сибирским кратоном. Центральное место Муйского золоторудного района (Золото Бурятии, 2000) занимает одноименная архей-раннепротерозойская глыба (кратонный террейн). Она разделяется кайнозойской Муйской рифтогенной впадиной на Северо-Муйскую и Южно-Муйскую глыбы. К западу и к востоку от Муйской глыбы развиты верхнерифейские породы островодужной формации, позволившие выделить комплекс офиолитов задугового бассейна (Переляев, 2003), островодужные террейны и дизъюнктивные дислокации лево- и правосдвигового типа (Коваленко, Корольков и др. 1995). В области влияния преимущественно левосдвиговой зоны дислокаций расположены Юбилейное месторождение, Ирбинское, Вехнекелянское и другие золотые рудопроявления. К области влияния сложной надвиго-правосдвиговой зоны дислокаций тяготеют Верхне-Каралонское, Усть-Каралонское, Каменное, Орловское, Уряхское и другие рудопроявления золота. В венде происходило формирование интрузий габбро-плагиогранитов, а в ранне-позднем палеозое – гранитов, гранодиоритов, даек различного состава и связанного с ними главного золото-кварцевого жильного оруденения всех вышеперечисленных рудных объектов.

Гарганский золоторудный район. Расположен в северной части Тувино-Монгольского массива, по современным представлениям, супертеррейна. Центральную часть золоторудного района занимает архей-раннепротерозойская Гарганская глыба (кратонный террейн), перекрытая в ряде мест сложнодислоцированными рифей-вендскими терригенно-карбонатными отложениями (Золото Бурятии, 2000; Корольков и др., 2002; Корольков, 2003). Этот перекрывающий комплекс считается чехлом Гарганской глыбы. В вендском периоде происходила с запада (в современных координатах) обдукция на Гарганскую глыбу офиолитов предположительно задугового бассейна, а затем амальгамация островодужного террейна. В результате обдукции и покровообразования в краевой части Гарганской глыбы (под офиолитами) возникла активная континентальная окраина. Под экраном офиолитовых покровов сформировались, очевидно, в позднем рифее-венде три массива тоналитовых гранитоидов – интрузивные купольные структуры. Самая крупная из них – Сумсунурский купол. Гранитизации при этом оказались подвергнуты в том числе и сами офиолиты. Наиболее поздние разновидности лейкократовых гранитов возникли в раннем палеозое. Позже, в раннем палеозое, эти купольные структуры взаимодействовали друг с другом как жесткие штампы-инденторы. Наиболее существенное значение для Гарганского золоторудного района имеет Урик-Китойская рудная зона. В результате наших специализированных структурно-геологических исследований установлено широкое развитие на площади Урик-Китойской рудной зоны структур латерального выжимания, обусловленных сближением куполов-инденторов (Корольков и др., 2002). В области фронтального сжатия образовалась расплюснутая складчато-разрывная структура Зун-Холбинского месторождения с золото-кварцевым жильным оруденением на верхних этажах и золото-сульфидными рудными зонами – на нижних (Летунов и др., 1998). В области геодинамических убежищ – менее сжатые складчато-разрывные структуры других месторождений и рудопроявлений преимущественно с золото-кварцевым жильным типом оруденения. Они вмещают Пионерское месторождение, Самаргинское, Гранитное, Зеленое и другие рудопроявления.

Балейский золоторудный район. Расположен на удалении от Сибирской плиты в Восточном Забайкалье. Несмотря на большое количество исследований, геодинамическое развитие района остается дискуссионным. Большинство авторов признают существование в Восточном Забайкалье в позднем палеозое и мезозое Монголо-Охотского океана (Зоненшайн и др., 1990), который испытал окончательное закрытие в средней юре (Кузьмин, Кравчинский, 1996). Нами установлены (Корольков, 2004) хорошо развитые в Восточном Забайкалье структуры латерального выжимания, которые образовались при закрытии позднепалеозойско-мезозойского Монголо-Охотского океана. В свете этих представлений, Балейский золоторудный район локализован в месте главного направления латерального выжимания масс (Корольков, 2004). В обстановке сжатия и перекрестной складчатости произошло скупивание вулканогенно-осадочных толщ и утолщение земной коры. Это явилось причиной формирования Ундинской купольной структуры с теньевыми сложноскладчатыми ксенолитами и скиалитами в гранитоидах, на периферии которой и в обрамлении расположены основные месторождения и рудопроявления Балейского золоторудного района (Корольков, 1987). Вероятно, такие события происходили при закрытии океана на этапе субдукции и последующей коллизии. Изотопно-геохимические исследования последних лет указывают на возможное формирование слагающих Ундинскую структуру гранитоидов в обстановке активной континентальной окраины. Согласно Л. П. Зоненшайну и др. (1990), территория Ундинского купола приурочена к краевой части Аргунского древнего архей-раннепротерозойского массива, который в соединении с двумя другими подобными массивами образовал позднепалеозойский Амурский микроконтинент, под который погружалась, вероятно, в пермском периоде глубокофокальная зона.

После окончательного закрытия Монголо-Охотского океана в позднем мезозое Балейский золоторудный район оказался в зоне влияния Центрально-Азиатской горячей области (Ярмолюк и др., 1995), что и предопределило окончательное формирование рудовмещающих структур и богатого золото-кварцевого жильного оруденения. В это время происходило формирование сводов Восточного Забайкалья (Томсон, Кочнева, 1969), малоглубинных субщелочных малых интрузий среднего и кислого состава, разнообразных даек и вулканических пород бимодальной формации. Типичный для горячих областей магматизм сопровождался образованием рифтогенных впадин с синхронным экспонированием в верхние этажи земной коры Борщевочного комплекса метаморфического ядра в дуплексной зоне Монголо-Охотской сутуры (Корольков, 1998; 2004). Причем расширение рифтогенных впадин происходило на фоне синхронных сдвиговых перемещений по ортогонально ориентированным к ним зонам Балейско-Дарасунского «трансформного» разлома. На периферии позднепалеозойской Ундинской купольной структуры образовались следующие позднеюрские золоторудные месторождения: Фатимовское, Средне-Голготайское, Майское, Сосновское, Андриюшкинское, Алиинское и др. В межкупольной зоне в это же время происходило формирование рифтогенной Ундино-Даинская депрессии, а затем – системы вложенных в нее ранне-меловых грабенов (на пересечении с субпараллельными сдвигами, составляющими зону Балейско-Дарасунского разлома). Для рифтогенных впадин весьма характерно проявление грязевого вулканизма. В раннем мелу произошло образование крупнейшего Балейско-Тасеевского месторождения золота и целого ряда более мелких месторождений и рудопроявлений. Наиболее тесно с грязевым вулканизмом связано месторождение Каменных конгломератов. По геоморфологическим данным, структуры растяжения продолжают формироваться и в кайнозое, предопределяя локализацию богатых россыпей золота (Гладков и др., 2005).

Еравненский рудный район. Важнейшее для него имеет обладающий золотым оруденением Озерный комплексный рудный узел. Согласно современным представлениям, приурочен к раннепалеозойскому островодужному террейну (Булгатов, Гордиенко, 1999). Когда формировался основной рудовмещающий осадочно-вулканогенный комплекс пород, глубокофокальная зона была наклонена под островную дугу (Зоненшайн и др., 1990). Аккреция с Сибирским кратоном произошла в позднем палеозое, очевидно, после присоединения к последнему Баргузинского микроконтинента (супертеррейна). Территория находится на южном фланге (в современных координатах) гигантского Жуинского правого сдвига, что могло само по себе способствовать созданию условий общего растяжения в ее пределах.

В позднем палеозое-мезозое после завершения коллизии проявились внутриплитные процессы, обусловленные влиянием Центрально-Азиатской горячей области (Ярмолюк и др., 1995). Образовались субщелочные интрузии гранитоидов, дайки основного, среднего и кислого состава, откартированные нами многошовные зоны разрывных дислокаций и гидротермально-метасоматической проработки субстрата (Феофилактов и др., 1985), которые формировались преимущественно по схеме правых взбросо-сдвиговых дуплексов с растяжением (Корольков, 2005). Дискретные движения по разломам создали полого- и крутопадающие структурные ловушки, рудовмещающие структуры для комплексного гидротермально-метасоматического оруденения (железо, свинец, цинк, бор, золото). Золотое оруденение тяготеет к дайковым поясам в ореолах влияния субщелочных интрузий. Наиболее крупным объектом является Назаровское месторождение золота с комплексным полиметаллическим оруденением. В процессе специализированных работ установлены рудопроявления золота в пределах Звездного, Майского, Аришинского и других участков.

5.2. Сравнительный анализ металлогенических формаций коллизионного и постколлизионного (внутриплитного) этапов развития

Металлогенические формации соответствуют тем, которые предлагают выделять (Кривцов, Яковлев, 1991), их геодинамическая интерпретация понимается в контексте вышеприведенного развития золоторудных районов. Сравнительный анализ металлогенических формаций, как нам представляется, способствует выявлению наиболее общих закономерностей формирования золотого оруденения в пределах южного складчатого обрамления Сибирской литосферной плиты. Рассмотрим таблицу 5.1.

Таблица 5.1

Основные металлогенические формации рудных районов

Рудные районы	РВФ возраст	РНФ возраст	РГФ возраст	РОФ возраст
Бодайбинский	Тубидитовая углеродистая R ₂ –R ₃	Углеродистых метасоматитов PZ ₁₋₂	Диабазовых даек PZ ₂₋₃	Гранодиорит- гранитная PZ ₂₋₃
Гарганский	Гнейсо- гранитная AR–PR ₁ Карбонатная шель- фовая V	Офиолитовая, R ₃ Вулканомиксти- товая V–PZ ₁ ?	Тоналитовых гранитоидов R ₃ Диабазовых даек PZ ₁	Гранодиорит- гранитная PZ ₁
Балейский	Гранит- гранодиоритовая P Терригенная рифтогенная K ₁	Субщелочная внутриплитная (латитовая) J ₃	Субщелочных ин- трузий среднего, основного состава J ₃	Субщелочных гранит-порфиров J ₃
Муйский	Гнейсо- гранитная AR–PR ₁ Карбонатная AR–PR ₁	Островодужная R ₃	Габбро- плагиогранитная V Диабазовых даек PZ ₁₋₂	Грано- диорит-гранитная PZ ₁₋₂
Еравненский	Карбонатная шельфовая Є ₁	Островодужная Є ₁	Диабазовых даек PZ ₂ –MZ ₁	Грано- диорит-гранитная PZ ₁₋₂

Примечание: РВФ – рудовмещающие формации, РНФ – рудоносные формации, РГФ – рудогенерирующие формации, РОФ – рудообразующие формации.

Анализ таблицы 5.1 показывает следующее.

1. Самые главные рудоносные формации (РНФ) для разных золоторудных районов – вулканогенная островодужная и дислокационно-метаморфическая (углеродистых метасоматитов и вулканомикститовая). Для Гарганского еще – офиолитовая, для Балейского главная – латитовая внутриплитная. Золото в этих породах содержится в повышенных концентрациях. Но промышленные золоторудные тела наиболее вероятны в контурах рудоносных формаций только при определенных условиях. Под покровами

офиолитов в Гарганском районе происходило высвобождение и переотложение золота в процессе формирования и сложного взаимодействия купольных структур. Для Балеysкого золоторудного района рудоносной формацией является субщелочная внутриплитная (латитовая), вероятно, связанная с проявлением плюма.

2. Необходим дополнительный источник золота и энергии. Предполагается, что чаще всего в этой роли выступают магматические очаги рудогенерирующих формаций (РГФ) комплекса даек диабазовых порфириров, интрузий габбро-плагиогранитов или тоналитов, субщелочных интрузий среднего–основного состава.

3. В рудном районе должны быть широко представлены рудообразующие формации (РОФ) гранитов, гранодиоритов или субщелочных гранит-порфириров. Они способствуют массовому проявлению стационарно нагретых флюидов в сфере рудоотложения. Основой таких флюидов является кремнезем. Без кварца промышленного оруденения не бывает.

Рассмотрим связь золотого оруденения с коллизионными и постколлизионными процессами (таблица 5.2).

Таблица 5.2

Связь золотого оруденения рудных районов с коллизионными и постколлизионными процессами

Рудный район	Типы золотого оруденения	Сопутствующее оруденение	Генезис оруденения	Коллизионные структуры латерального выжимания, возраст	Постколлизионные структуры, возраст
Бодайбинский	Золото-кварцевый жильный. Прожилково-вкрапленный рудных зон	Платиноиды	Гидротермальный Гидротермально-метасоматический	Поддвиговый ороклин PZ ₁₋₂	
Гарганский	Золото-кварцевый жильный. Золото-сульфидный рудных зон		Гидротермальный. Гидротермально-метасоматический	Зоны фронтального сжатия (золото-сульфидный рудных зон). Геодинамические убежища (золото-кварцевый жильный) PZ ₁₋₂	
Балеysкий	Золото-кварцевый убогосульфидный. Золото-кварцевый существенно сульфидный	Висмут	Гидротермальный	Зоны фронтального сжатия, осложненные дуплексами PZ ₂	Рифтогенез K ₁
Муйский	Золото-кварцевый убогосульфидный жильный и жильных зон. Золото-сульфидный (колчеданные залежи)		Гидротермальный	Взбросовые дуплексы с транстензией PZ ₁	
Еравненский	Золото-кварцевый существенно сульфидный		Гидротермально-метасоматический	Взбросовые дуплексы с транстензией PZ _{1,2}	Рифтинг PZ ₂ –MZ ₁

Выводы

Во всех золоторудных районах сохранились структуры коллизионного этапа, которые представлены разнообразными складчато-разрывными зонами.

Среди коллизионных образований преобладают структуры латерального выжимания с различными рисунками, которые можно разделить на три вида: а) зоны фронтального сжатия при взбросовых и надвиговых перемещениях (к ним относятся и структуры поддвигового ороклина); б) дуплексные зоны с транстензией (растяжением); в) геодинамические убежища.

Крупнообъемное оруденение с относительно выдержанной морфологией рудных тел и равномерным содержанием золота тяготеет к участкам наибольшего сжатия (сухоложский золото-черносланцевый тип прожилково-вкрапленный и зун-холбинский золото-сульфидный тип рудных зон). Золото-кварцевый жильный тип оруденения с неравномерным содержанием золота и невыдержанной морфологией рудных тел характерен для геодинамических убежищ и дуплексных зон с транстензией (растяжением). Золото-кварцевый убого сульфидный жильный тип оруденения с неравномерным содержанием золота и сложной морфологией рудных тел развит преимущественно в рифтогенных грабенах.

Постколлизионные рифтогенные структуры наиболее ярко проявились только в двух рудных районах из пяти. Обусловлены они, очевидно, воздействием горячей Центрально-Азиатской области на более ранние коллизионные структуры рудных районов в раннем мезозое (Озернинский комплексный рудный узел) и в позднем мезозое (Балейский рудный район). В первом случае возник золото-кварцевый существенно сульфидный относительно небогатый тип оруденения с относительно простой морфологией рудных тел, во втором – золото-кварцевый существенно сульфидный тип наряду с золото-кварцевым убого сульфидным промышленным типом в сложных по морфологии рудных телах.

Концентрация золота при наложении коллизионных и постколлизионных (плюмовых) процессов увеличивается в тех рудных районах, где более широко проявилась гранитизация вмещающих золотое оруденение комплексов коллизионного этапа.

Глава 6

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ В ОРОГЕННЫХ ПОЯСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Как было показано в предыдущих разделах работы, для юга Восточной Сибири важнейшее значение имеет приуроченность золоторудных месторождений к трем различным типам орогенных поясов: 1) опущенной окраины кратона, 2) аккреционно-коллизийным, 3) внутриплитным плюмтектоническим. Это влияет на масштабы проявления золотого оруденения, типы металлогенических формаций, вещественные и морфологические особенности рудных тел.

Разновозрастные орогенные пояса вокруг Северо-Азиатского кратона вмещают золоторудные и золотосодержащие месторождения многих типов. Несмотря на то, что степень геологической изученности золоторудных районов разная, некоторые этапы их геологического развития вызывают дискуссии, обобщение и сравнительный анализ опубликованных материалов по наиболее важному для России региону Северо-Восточной Азии позволили уточнить закономерности, установленные по ограниченной территории, и обозначить круг нерешенных вопросов геодинамической характеристики золоторудных районов.

6.1. Типы орогенных поясов Северо-Востока Азии

Орогенные пояса, особенно орогенно-складчатые, неизменно привлекают к себе внимание большого количества геологов-исследователей, обзор работ которых может занять много страниц. Давно была подмечена периодически повторяющаяся последовательность развития орогенно-складчатых поясов, выражающаяся в закономерном появлении и преобразовании различных геологических формаций на вещественном и структурно-тектоническом уровне. С точки зрения геосинклинальной концепции, эволюция орогенных поясов характеризовалась определенными стадиями развития. Другими словами, ассоциации осадочных, вулканогенных, plutonic и рудных формаций соответствовали стадиям формирования геосинклинали, развивавшимся в определенном тектоническом режиме. Тектонические режимы (стадии) эволюции орогенного пояса рассматривались преимущественно с позиций преобладания вертикальных движений: начального погружения, предорогенная (инверсионная), раннеорогенная, собственно орогенная, посторогенная.

Тектоника литосферных плит вовсе не отвергает установленную работами многих поколений геологов стадийно-периодическую закономерность развития орогенных поясов. Но тектонические режимы рассматриваются по-другому. Огромное значение для понимания стадий имеют примеры из современного геодинамического развития континентов и океанов, тем самым исключительное значение придается методу актуализма. На это обращал внимание Л. П. Зоненшайн и другие пропагандисты тектоники литосферных плит в России, а Н. Л. Добрецов и др. (2001) составили удачную схему последовательности развития орогенного пояса в сочетании с влиянием на него плюмов (табл. 6.1)

Начальную стадию характеризует современная обстановка в районе Красного моря, Аденского залива, северной части Атлантического океана (к северу от острова Исландия). В настоящее время здесь происходит раздвижение континентов и раскрытие океанов. Развита следующие основные геодинамические процессы: периферийный океанический рифтинг, спрединг в океанических хребтах, утонение краев континента, формирование пассивной окраины с мощной призмой карбонатно-терригенных осадков от мелководных до глубоководных фаций.

Таблица 6.1

Эволюция активных геодинамических зон Земли (Добрецов и др., 2001)

	Начальная стадия		Ранняя стадия		Средняя стадия	Поздняя стадия
I	СОХ →	Окраинные моря →	Островные дуги →	Активные окраины →	Коллизионные зоны →	Постколлизионные бассейны и магматизм
	↑		?	↑	↑	↓
II	Горячие точки (плюмы) в океанах		← Ареалы траппов и платобазальтов Плюмы на континентах	← Контрастные вулканические серии и щелочные граниты		← Континентальные рифты (пассивные)

Реликты океанических офиолитов (ранняя океаническая кора и глубоководные осадки) фиксируются в аккреционно-коллизионных орогенах, но лучше всего сохраняются осадки, структуры оперяющих рифтов на континентах и многокилометровые толщи пассивной океанической окраины.

Отметим, что в Бодайбинском золоторудном районе наиболее ярко проявлены признаки начальной стадии (оперяющие рифты и осадки пассивной окраины).

Ранняя стадия развивается наиболее ярко в современном Индийском океане. В данном случае происходит формирование зон субдукции с одной стороны океана. Сначала возникают островные дуги, в дальнейшем они могут смениться обстановкой активных континентальных окраин. Это значит, что раздвижение континентов замедлилось или даже остановилось, а спрединг и движение плит в океане продолжают. Поэтому одновременно с формированием субдукционных зон на одной стороне океана происходит образование осадочных комплексов пассивных окраин и оперяющих рифтов на другой стороне.

В орогенных поясах сохраняются присущие этой стадии фрагменты офиолитов (обычно офиолитов задуговых морей или надсубдукционных), островных дуг, субдукционно-аккреционных комплексов, осадочных толщ окраинных морей и пассивных окраин океанов, отличить которые от образований пассивных окраин предыдущей стадии весьма трудно.

Продолжительность формирования первых двух стадий может достигать 250 млн лет (по современным океанам).

В Гарганском, Муйском золоторудных районах проявлены наиболее полно комплексы пород, характерных для ранней стадии. Островодужный комплекс Озернинского рудного узла также сформировался в раннюю стадию развития орогенов.

Среднюю коллизионную стадию можно считать инверсионной. Она состоит из нескольких этапов. Начинается коллизией островных дуг, микроконтинентов между

собой (амальгамация террейнов) или с большим кратоном (аккреция террейнов) и сокращением площади океана. Завершается столкновением континентов и полным закрытием океана.

Все этапы коллизии этой стадии можно проследить в кайнозойском Альпийско-Гималайском складчатом поясе. Они маркируются олистостромами, пиками глаукофанового метаморфизма, морскими молассами, внедрением гранитов и образованием ранних гранито-гнейсовых куполов.

Анализ материалов по развитию древних океанов Центрально-Азиатского складчатого пояса позволяет оценить продолжительность формирования средней коллизионной стадии в 60–90 млн лет.

В истории развития всех золоторудных районов прослеживается средняя коллизионная стадия, но наиболее яркие ее следы остались на территориях Гарганского и Муйского золоторудных районов.

Поздняя (постколлизионная) стадия не всегда надежно отделяется от предыдущей стадии. Она проявляется массовым внедрением позднеколлизионных гранитов, завершением формирования гранито-гнейсовых куполов, формированием континентальных, нередко вулканогенных молассовых прогибов.

Изучение комплексов Палеоазиатского океана указывает на длительность этой стадии для герцинского этапа примерно в 60 млн лет (Берзин и др., 1994).

Постколлизионная стадия наиболее ярко проявилась на территории Балейского золоторудного района, менее отчетливо – в пределах Гарганского золоторудного района.

Завершающая стадия выражается отсутствием вулканизма (за исключением проявления даек) либо проявлением ареалов щелочного или бимодального базальт-щелочного вулканизма, обусловленного горячими точками. Характерно образование разнообразных постколлизионных рифтогенных бассейнов, наложенных на предыдущие вулканические прогибы и рифты с молассовой формацией. Они выполнены озерными и мелководными морскими осадками, часто содержащими крупные месторождения нефти и газа (Сурков и др., 1982), достигающими весьма крупных размеров по мощности и площади распространения. Постколлизионными являются рифтогенные впадины Западного и Восточного Забайкалья, крупные нефтегазоносные бассейны Азии (Западно-Сибирский, Джунгарский, Таримский). Время их формирования – юра–мел, то есть около 150 млн лет. Фактически осадконакопление в них продолжается до настоящего времени (более 200 млн лет). На древних платформах длительность образования постколлизионных бассейнов может достигать 300–400 млн лет. Внутриплитные плюмтектонические орогенные пояса Ж. В. Семинского (2006), вероятно, характеризуют эту стадию эволюции орогенов.

Завершающая стадия эволюции орогенных поясов наиболее полно проявилась на территории Балейского золоторудного района и Озернинского комплексного рудного узла.

Согласно эмпирическим данным и теоретическому моделированию, наиболее длительными процессами при формировании орогенных поясов (сотни миллионов лет) являются следующие: формирование осадочных бассейнов, метаморфизм погребения, островодужный магматизм, коллизионные стадии горообразования и метаморфизма (при эрозионной модели подъема). Быстрые процессы в орогенных поясах (первые миллионы до десяти миллионов лет) могут происходить при нормальной коллизии с формированием прогрессивного метаморфизма, но особенно часто – при регрессивной стадии метаморфизма, когда происходит тектоническая транспортировка блоков первоначально более высоко метаморфизованных пород.

Оценивая ситуацию по изученным золоторудным районам, можно отметить следующую закономерность: вышеотмеченные медленные процессы орогенных поясов чаще всего являются подготовительными для концентрации золота (процессы осадко-

накопления, прогрессивного метаморфизма и формирования островодужных комплексов), а быстрые процессы (формирование обусловленных тектоническими движениями зон регрессивного метаморфизма) приводят к окончательному накоплению золота в рудных телах.

Эволюцию активных зон Земли в обобщенном виде можно представить как проявление процессов двух независимо происходящих последовательностей (табл. 6.1). Первая серия (I) характеризует не только стадии развития орогенно-складчатых поясов, но одновременное влияние на литосферу астеносферных течений и взаимодействие плит. Стадии развития орогенного пояса обусловлены конвективными движениями в астеносфере и утяжелением (эклогитизацией) субдуцирующей плиты, но напрямую они не связаны с термоградиентными потоками в нижней мантии. Под воздействием поднимающихся из астеносферы струй происходит спрединг океанического дна в срединно-океанических хребтах и окраинных (задуговых) морях. Нисходящие потоки, утяжеление (эклогитизация) и кардинальная переработка океанических пород характерны для зон субдукции под островными дугами и активными окраинами континентов. Утолщение литосферы наблюдается в зонах коллизии и утонение – в областях развития осадочных бассейнов и рифтов.

Вторая серия (II) связана с воздействием мантийных плюмов на литосферу. «Первичные» плюмы (суперплюмы) зарождаются в области мантийных воронок вблизи границы ядро–мантия, поднимаются вверх, оказывая термическое и химическое воздействие на породы. «Вторичные» плюмы возникают под влиянием первичных на границе верхней и нижней мантии, кроме того, формируются при плавлении субдуцирующей плиты в зоне субдукции. Вторая серия не зависит от первой, может накладываться на любую стадию развития орогенно-складчатого пояса первой серии. Но лучше всего она распознается в начальную океаническую, коллизионную и постколлизионную стадии развития активных геодинамических зон.

Влияние горячей области ярко выражено на территории БалеЙского золоторудного района, где активно развивались процессы постколлизионной стадии. В пределах Гарганского, Муйского золоторудных районов и Озернинского рудного узла плюмы проявились, вероятно, на коллизионной стадии развития.

Модель геодинамического формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии приведена в совместной работе интернационального коллектива специалистов (Парфенов и др., 2003). Исследователями обобщен огромный разноплановый материал по региону, основную часть которого занимает Северо-Азиатский кратон, впервые введенный в работе (Косыгин и др., 1964). Южнее расположен такой же древний Сино-Корейский кратон. Между ними – разновозрастные горно-складчатые орогенные пояса (рис. 6.1).

Сибирская платформа – центральная часть Северо-Азиатского кратона. На его периферии выделяются опущенные окраины, представленные орогенными складчато-надвиговыми поясами: Южно-Таймырским, Восточно-Ангарским, Байкало-Патомским, Верхоянским. Осадочный комплекс этих территорий образуют позднерифейские и фанерозойские комплексы. От окраинных складчато-надвиговых поясов к центру Сибирской платформы отходят поперечные к ним рифтовые структуры рифейского возраста – авлакогены. Их интерпретируют как недоразвившиеся ветви трехлучевых рифтов, которые предопределили раскол протерозойского суперконтинента Родиния и формирование Северо-Азиатского кратона. Можно опущенные окраины рассматривать как внешние зоны смежного наиболее древнего Циркум-Сибирского позднерифейского орогенного пояса (750–650 млн лет), но складчатые деформации в их пределах происходили и позже в связи с формированием более молодых орогенных поясов. Это при-

вело к важным металлогеническим особенностям различных вышеперечисленных складчато-надвиговых поясов опущенной окраины кратона (см. ниже).

Между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами установлены следующие разновозрастные орогенные пояса: позднерифейский (Циркум-Сибирский),

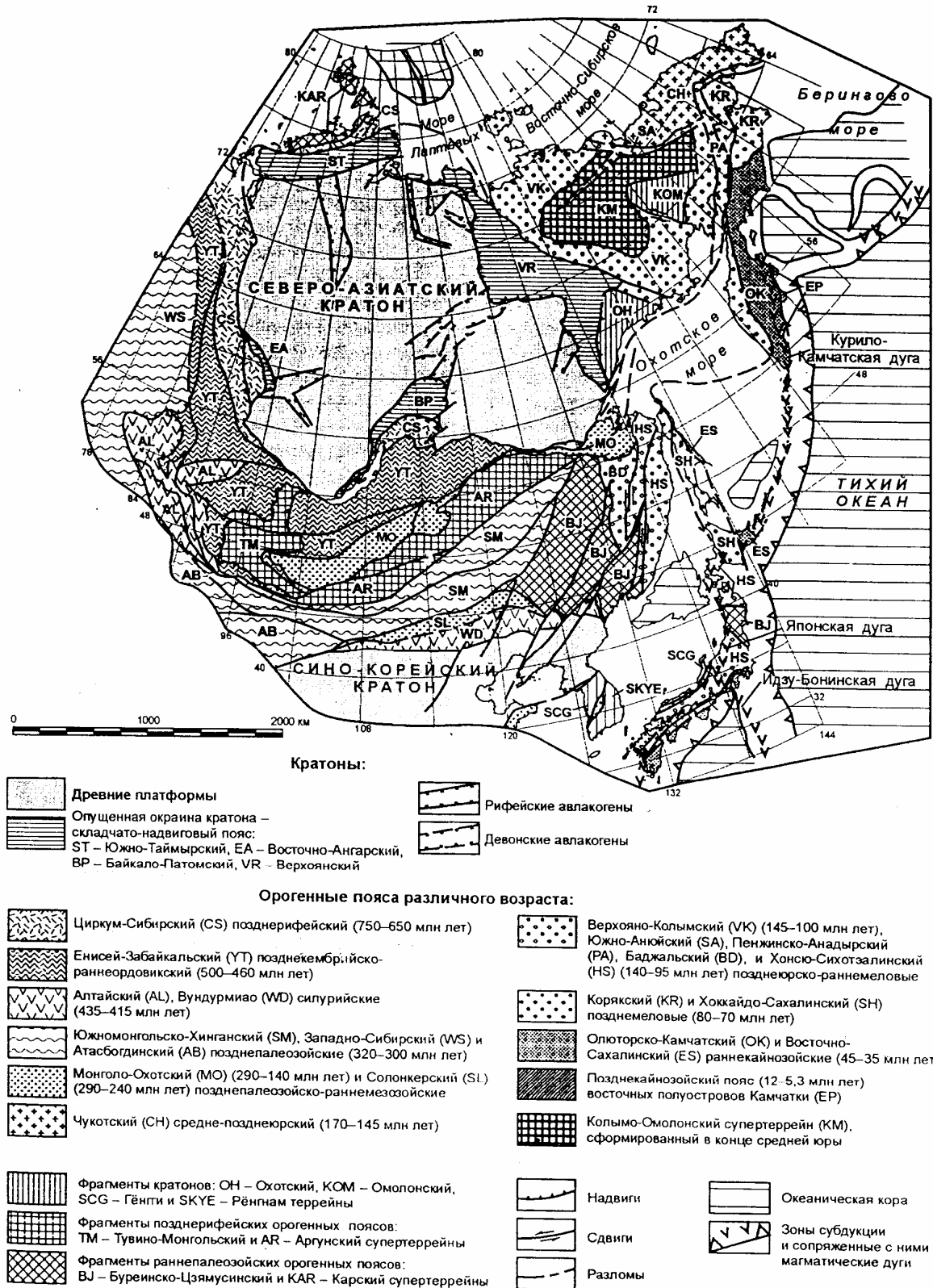


Рис. 6.1. Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии (Парфенов и др., 2003)

позднекембрийско–раннеордовикский (Енисей-Забайкальский), силурийские (Алтайский, Вандурмиао), позднепалеозойские (Южномонгольско-Хинганский, Западно-Сибирский, Атабогдинский), позднепалеозойско–раннемезозойские (Монголо-Охотский, Солонкерский), средне–позднеюрский (Чукотский), позднеюрско–раннемеловые (Верхояно-Колымский, Южно-Ануйский, Пенжинско-Анадырский, Баджалский, Хонсю-Сихотэалинский), позднемеловые (Корякский, Хоккайдо-Сахалинский), раннекайнозойские (Олюторско-Камчатский, Восточно-Сахалинский), позднекайнозойский (Восточно-Камчатский).

Все палеоокеанические бассейны, на месте которых образовывались орогенные пояса Центральной Азии (Палеоазиатский, Монголо-Охотский, Солонкерский), тесно связаны с эволюцией палео–Тихого океана.

Системы независимых друг от друга островных дуг позднерифейского, венд-кембрийского, силурийско-девонского времени существовали по северной, западной и южной периферии Северо-Азиатского кратона. Их можно сопоставить с современными островными дугами восточного обрамления Тихого океана, которые отделены задуговыми прогибами от Евразийского континента. Аккреция древних островных дуг привела к формированию позднерифейских, раннепалеозойских и среднепалеозойских орогенных поясов. Позднепалеозойско-раннемезозойские Монголо-Охотский и Солонкерский орогенные пояса появились при закрытии одноименных малых океанических бассейнов. Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались при субдукции, которая сопровождалась рифтогенезом, открытием и закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг. Орогенные пояса имеют в своем составе большое количество разнотипных и разновозрастных террейнов. Наиболее крупные из них выделяются под собственными названиями: Тувино-Монгольский, Аргунский, Буреинско-Цзямусинский, Карский, Колымо-Омолонский супертеррейны; Охотский, Омолонский, Генги, Ренгам террейны. Напрашивается вывод, что все перечисленные орогенные пояса имеют аккреционно-коллизийное происхождение.

Крупные (сотни–тысячи километров) сдвиговые перемещения примерно параллельно границе континент–океан происходили при формировании многих орогенных поясов Центральной Азии, когда под косым углом сближались океанические плиты и континент. Это привело к образованию прямолинейной, слабоизогнутой или саблевидной формы орогенных поясов в плане, к их прерывистому распространению, к линзовидному окончанию, к отсутствию характерных коллизийных гранитоидов и сопряженных с поясами краевых прогибов. Палеомагнитные данные, указывающие на вращение Северо-Азиатского кратона, противоречивы. Но, тем не менее, они привлекаются для доказательства левосдвиговых перемещений по разломам орогенных поясов Центральной Азии в фанерозое. Одни исследователи предполагают вращение кратона в позднем докембрии и раннем палеозое против часовой стрелки, а позже (с силура до конца мезозоя) – по часовой стрелке (Печерский и др., 1995). В другой работе обосновывается вращение кратона, начиная с раннего кембрия, но только по часовой стрелке (Казанский, 2002).

На примере Центральной и Северо-Восточной Азии подтверждается, что наиболее важное значение для концентрации золота имеют геодинамические обстановки орогенных поясов двух типов: опущенной окраины континента и аккреционно-коллизийные. Внутриплитные плюмтектонические процессы могут проявляться (Добрецов и др., 2001) на любой стадии развития орогенного пояса. Наиболее характерны они для Забайкалья, где и выделен особый третий тип орогенных поясов (Семинский, 2004), обусловленный влиянием Центрально-Азиатской горячей области.

Однако масштабы концентрации оруденения, характер его распределения (рис. 6.2), типы металлогенических и рудных формаций, промышленные типы месторождений

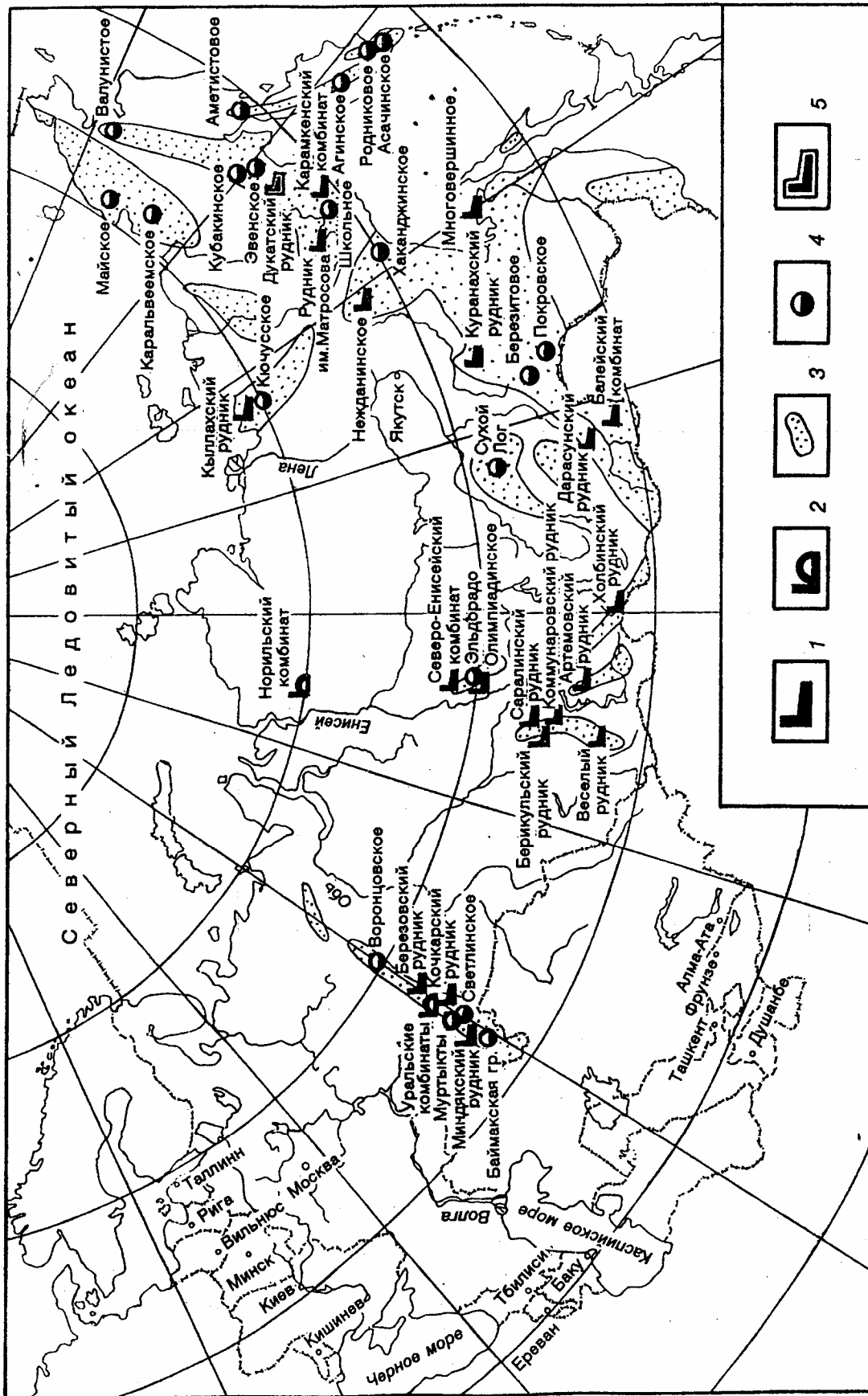


Рис. 6.2. Схема размещения основных золоторудных районов, месторождений золота и добывающих предприятий (Беневоляский, 1995).

1 – золотодобывающие предприятия на коренных месторождениях; 2 – то же, на комплексных месторождениях; 3 – районы россыпного золота; 4 – основные резервные месторождения; 5 – предприятия, добывающие золото и серебро

золоторудных районов варьируют в значительной степени. Это связано с возрастом орогенных поясов, типами и размерами характерных для них террейнов, интенсивностью и составом магм и т. д. Покажем на отдельных конкретных примерах по трем типам орогенных поясов.

Среди большого количества объектов внутри окружающих Северо-Азиатский кратон орогенных поясов отобраны для сравнения некоторые известные золоторудные районы Сибири, где работают золотодобывающие предприятия (Беневольский, 1995). На рис. 6.2 приведена схема размещения основных золотоносных районов России, резервных месторождений золота и добывающих предприятий.

6.2. Основные золоторудные районы складчато-надвиговых орогенов опущенных окраин Северо-Азиатского кратона

Складчато-надвиговые орогены опущенной окраины Северо-Азиатского кратона вмещают крупные месторождения: Сухой Лог, Олимпиадинское, Нежданинское. Краткая характеристика геодинамических условий формирования Сухоложского приведена выше (глава 2).

Олимпиадинское месторождение приурочено к складчатым структурам Енисейского кряжа. В пределах кряжа выделяются (рис. 6.1) два разновозрастных орогенных пояса: с востока – Циркум-Сибирский позднерифейский опущенной окраины кратона, с запада – Енисей-Забайкальский позднекембрийско-раннеордовикский аккреционно-коллизийный. В контактовой зоне между этими орогенными поясами и сформировались рудные тела этого необычного месторождения. Но геодинамические особенности его образования неоднозначны.

А. А. Пузанов (2006) в пределах Енисейского кряжа выделяет два крупных террейна – Ангаро-Канский и Заангарский, разделенные Ангарской сутурой (рис. 6.3).

Предполагается, что Ангаро-Канский террейн относится к древним структурам Восточного Саяна, его золотоносность обусловлена развитием архей-протерозойского зеленокаменного пояса, но окончательно не расшифрована. Возможно, значительная часть золота в пределах этого террейна связана с медно-порфировым типом более молодого возраста.

Заангарский террейн устроен сложно. В его состав входят энсиматическая островная дуга, блоки расчлененного разломами древнего микроконтинента, складчатые зоны двух синхронных раннепротерозойских рифтов, познерифейский рифт и фрагмент пассивной окраины протоконтинента. Предполагается, что концентрация золотого оруднения в пределах Заангарского супертеррейна происходила в три цикла. Первый раннепротерозойский связан с развитием метагэбброидов зеленокаменных поясов, сохранившихся в фундаменте Сибирской платформы, – первичных источников золота. Второй ранне-среднерифейский обусловлен расколом раннепротерозойского протоконтинента и раскрытием Палеоазиатского океана с синхронным формированием повышенных концентраций золота в определенных литологических горизонтах пассивной окраины (сухопитская серия). Третий средне-познерифейский знаменуется закрытием Палеоазиатского океана с заложением зоны субдукции к западу от Енисейского кряжа (в современных координатах) и отделением микроконтинента, сопровождавшимся вторичным рифтогенезом и внедрением по разломам высококаалиевой серии щелочных базальтоидов (захребетнинский комплекс) с высокими содержаниями золота, мышьяка, сурьмы и висмута.

К востоку от Ишимбинской сутуры в пределах осадков шельфа пассивной континентальной окраины сформировались многочисленные месторождения и рудопроявления метаморфогенно-гидротермального генезиса золото-кварцевого типа золото-мышьяковистой геохимической специализации. К западу от Ишимбинской сутуры раз-

виты осадочно-гидротермальные и регенерированные месторождения с золото-мышьяк-сурьмяно-ртутной геохимической специализацией, самое крупное из которых – Олимпиадинское. Они контролируются крупными правосторонними сдвиго-надвиговыми разломами северо-восточного простирания.

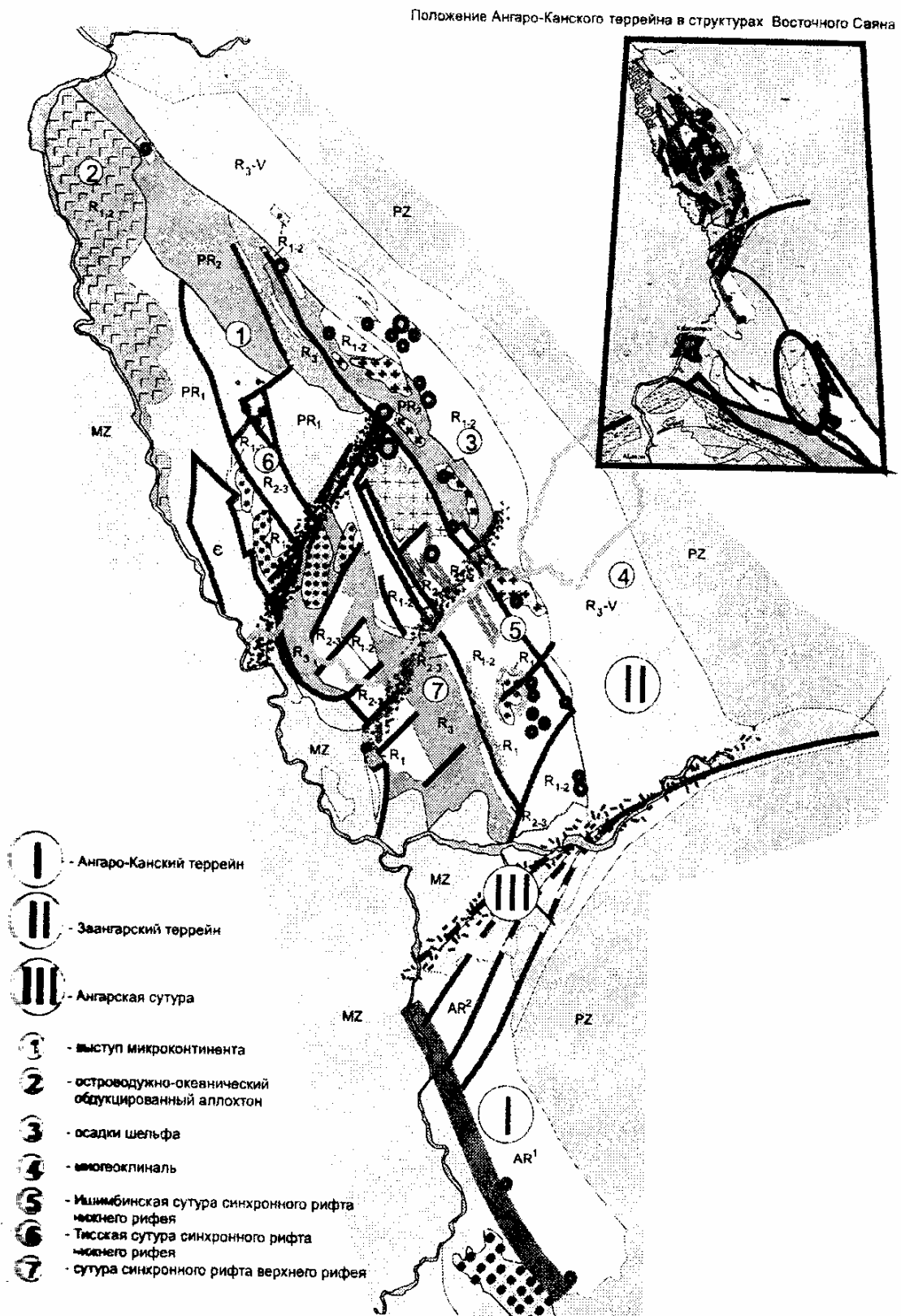


Рис. 6.3. Схема тектонических комплексов Енисейского кряжа (Пузанов, 2006)

Условия залегания рудных тел Олимпиадинского месторождения определяются складчатостью пород сланцевой толщи рифейского возраста, претерпевшей зеленосланцевую фацию метаморфизма (рис. 6.4). Выделяется четыре пачки (снизу вверх): слюдисто-кварцевая, слюдисто-карбонатно-кварцевая, черносланцевая мусковит-серицит-кварц-карбонатная, слюдисто-кварцевая.

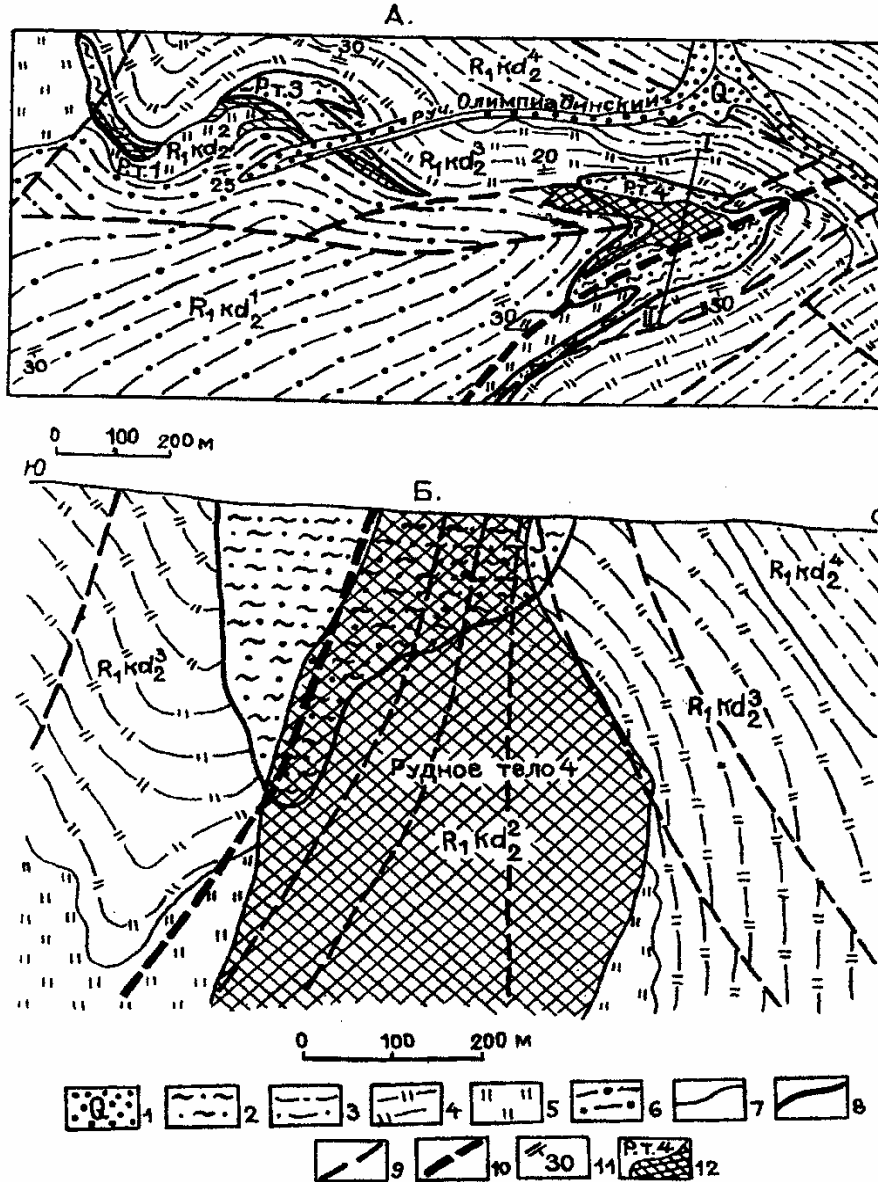


Рис. 6.4. Месторождение Олимпиадинское (Семинский, 2004).
 А – геологическая карта, Б – разрез по линии I-II.

1 – аллювиальные отложения; 2 – образования коры выветривания; 3 – верхняя пачка слюдисто-кварцевых сланцев; 4 – пачка углеродсодержащих сланцев и метасоматитов; 5 – пачка карбонатсодержащих пород и метасоматитов; 6 – нижняя пачка слюдисто-кварцевых кварцевых сланцев; 7 – геологические границы; 8 – границы линейных кор выветривания; 9 – тектонические нарушения; 10 – Главный разлом; 11 – элементы залегания сланцеватости; 12 – рудные тела

Оруденение приурочено к зоне контакта слюдисто-кварцевых и углеродсодержащих мусковит-серицит-кварц-карбонатных сланцев. Положение рудных тел контролируется сложной субширотной гребневидной антиклиналью, разломами субширотного северо-восточного простирания, межпластовыми разрывами и зонами рассланцевания в

сочетании с благоприятными литологическими свойствами пород. Установлено 4 рудных тела. Наиболее крупное из них содержит 90 % всех запасов (№ 4). Оно разветвляется на южную и северную ветви длиной 520 и 340 м, шириной 130–170 м, погружается под углом 60–80°, прослежено на глубину 800 м. Рудные тела представлены слюдисто-кварц-карбонатными метасоматитами с содержанием сульфидов 3–5 %. Руда золото-мышьяково-сурьмяная. Характерны прожилки пирротина, арсенопирита, пирита, шеелита, антимонита. Золото тонкодисперсное. Пробность 910–990. Среднее содержание 4 г/т, а максимальное 84 г/т.

Большое значение имеет золотоносная кора выветривания, прослеженная до глубины 120–300 м. Представлена желто-бурыми слюдыстыми песчано-глинистыми породами с содержанием рудных минералов до 10 %. Среднее содержание золота 10,8 г/т, максимальное 447 г/т.

Нежданинский золото-серебряный рудный район расположен в пределах южной части Верхоянского орогенного складчато-надвигового пояса пассивной окраины Северо-Азиатского кратона (рис. 6.1). Согласно Г. Н. Гамянину, В. Ю. Фридовскому (Тектоника, геодинамика..., 2001), он приурочен к южной части постаккреционного Восточно-Якутского металлогенического пояса апт-поздне мелового возраста (рис. 6.5).

Нежданинский рудный район находится в северной части Южно-Верхоянского синклиория Верхоянского складчато-надвигового пояса, образован пермскими и триасовыми мелководными морскими осадками, которые смяты в крупные линейные субмеридиональные складки. Главной является Дыбинская антиклиналь шириной около 10 км, длиной 60 км. Для нее характерен пологий свод и относительно крутые (до 40°) крылья. Кливаж осевой плоскости хорошо выражен. Имеются диагональные правосдвиговые нарушения с амплитудой до первых сотен метров. В пределах района откартировано два штока гранитов площадью около 5–7 км². Они датированы ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом: северный – 121 млн лет, южный – 92–97 млн лет. Развита также разновозрастная система даек: лампрофиров и габбро-диоритов – 157–138 млн лет; кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров – 140–110 млн лет; кварцевых порфиров и риолитов – 81–79 млн лет. Датировки даек осуществлялись K–Ar методом.

В рудном районе имеется крупнейшее в Якутии Нежданинское Au–Ag кварцевое месторождение (рис. 6.6). Приурочено к своду Дыбинской антиклинали, где развиты пересечения четырех систем разрывных нарушений: субмеридиональной, северо-восточной, северо-западной, субширотной. Субмеридиональная Нежданинская система представлена главными минерализованными зонами дробления, диагональные системы контролируют оперяющие жильные тела.

Основные типы рудных тел – минерализованные зоны дробления с выдержанным падением и простиранием, второстепенное значение имеют меньшие по размерам жилы. Выявлено 117 потенциально рудоносных структур, но лишь 17 разведано детально. 2/3 запасов сосредоточено в рудной зоне № 1, развитой в зоне смятия Нежданинской системы, которая прослежена по простиранию на 15 км, на глубину – более 2 км при мощности 1–40 м. Вмещающие породы преобразованы в березиты. Метасоматические сульфиды обладают высокой золотоносностью – арсенопирит от 30 до 500 г/т, пирит 10–150 г/т. Оруденение в зонах имеет прожилково-вкрапленный характер, содержание сульфидов до 5 %. Оперяющие кварцевые жилы прослеживаются по простиранию и падению до 300–400 м, содержат сульфиды до 3 %. Среди сульфидов преобладает арсенопирит, меньше развит пирит. Нередко встречается сфалерит, бурнонит, буланжерит и другие сульфосоли. В отдельных рудных телах – антимонит.



Рис. 6.5. Постаккреционные Восточно-Азиатский апт-позднемереловой, Восточно-Якутский апт-позднемереловой и Южно-Якутский юрско-раннемереловой металлогенические пояса (Тектоника, геодинамика..., 2001).

Рудные районы Восточно-Якутского пояса: YNZ – Нежданинский, SSK – Сакындинский, SDG – Догдинский. Рудные районы Южно-Якутского пояса: СНС – Центрально-Алданский, СНУ – Верхнеамгинский, СНТ – Верхнеатокинский, СНЕ – Эвотинский, СНЛ – Ломамский, СНТ – Тьркиндский, СНК – Кет-Капский. Месторождения и рудопроявления Восточно-Якутского пояса: 1 – Нежданинское, 2 – Верхнеменченское, 3 – Сендучен, 4 – Хамамыт, 5 – Светлое, 6 – Хохсалах, 7 – Эрлан, 8 – Хачакчан, 9 – Прогноз, 10 – Билляхское, 11 – Маган-Хая, 12 – Звездочка, 13 – Мугурус, 14 – Бетюген, 15 – Кючус, 16 – Сарылах, 17 – Сентачан, 18 – Ган-Андреевское, 19 – Купольное, 20 – Дичек, 21 – Гал-Хая, 22 – Пологое, 23 – Арбат, 24 – Догдо, 25 – Хетакчан, 26 – Кыра, 27 – Кысылга, 28 – Депутатское, 29 – Одинокое, 30 – Полярное, 31 – Чурпуныя. Месторождения и рудопроявления Южно-Якутского пояса: 1 – Кураннах, 2 – Лебединое, 3 – Рябиновое, 4 – Лунное, 5 – Инагли, 6 – Хатырхай, 7 – Угуйское, 8 – Кур, 9 – При-трассовое, 10 – Эхюнда, 11 – Майское, 12 – Чайдах, 13 – Холодникан, 14 – Скобельцинское, 15 – Алтан-Чайдах.

Редкая горизонтальная штриховка – Верхоянский складчато-надвиговой пояс. Частая горизонтальная штриховка в овальном контуре – рудные районы

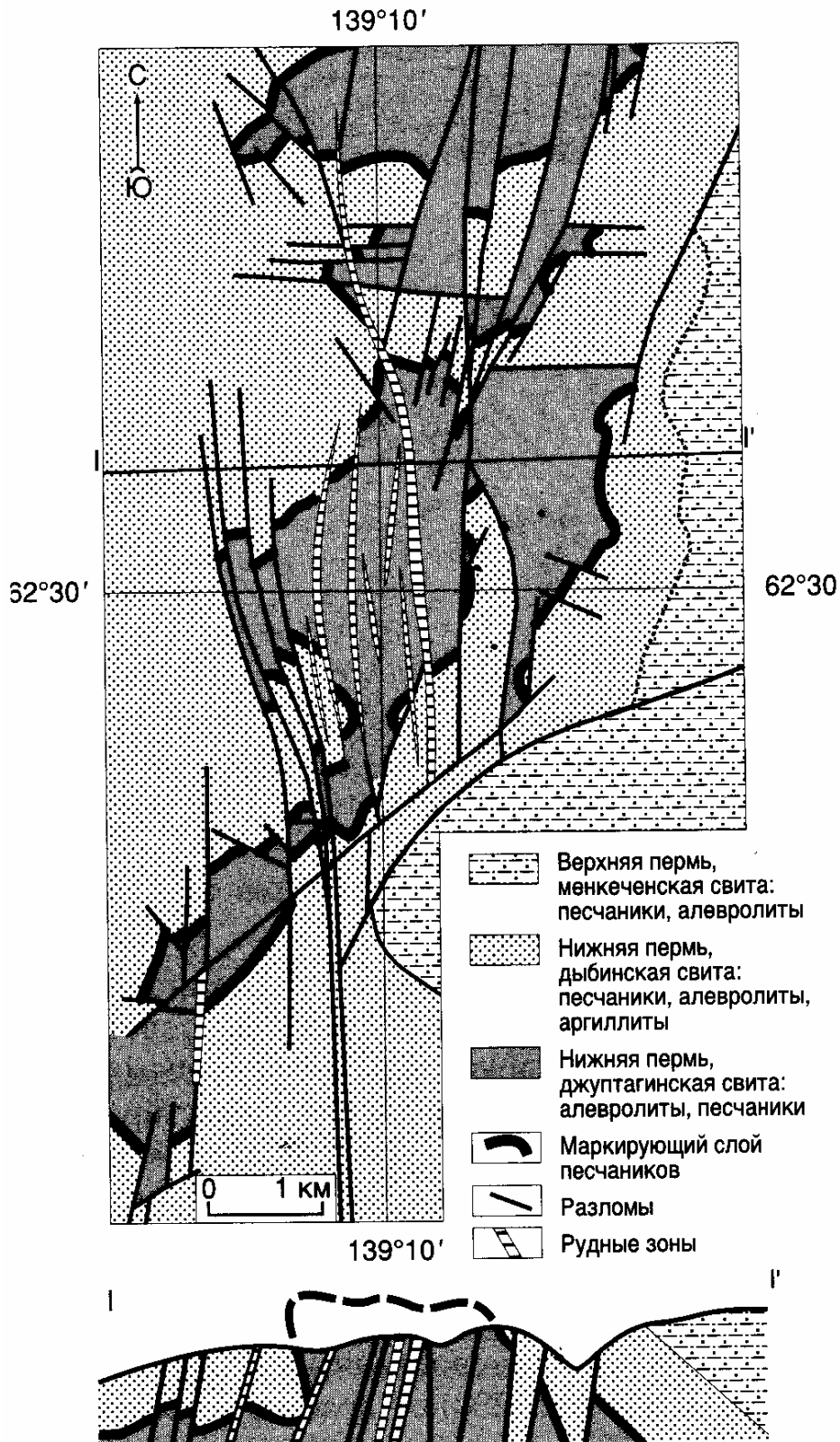


Рис. 6.6. Нежданинское золото-серебряное месторождение (Тектоника, геодинамика..., 2001).

Месторождение формировалось в три этапа: 1) гидротермально-метаморфогенный, 2) золото-кварцевый гидротермальный, 3) серебро-полиметаллический гидротермальный. Первый этап характеризуется метаморфогенными кварцевыми жилами с

убогой сульфидной минерализацией и незначительной золотоносностью (до 2 г/т). Второй – основной рудный, когда возникли золотоносные березиты и кварцевые жилы с пирит-арсенопирит-кварцевой минерализацией, содержащие продуктивные халькопирит-галенит-сфалеритовую и блеклорудно-антимонитовую ассоциации. Третий отличается переотложением ранних минералов и выделением электрум-пираргирит-фрейбергитовой ассоциации.

Сложный генезис месторождения отразился на морфологии, составе и крупности выделений золота. Процессы регенерации привели к появлению кристаллов золота в отдельных рудных телах до 30 объемных % фракции меньше 0,16 мм. Доля золота с крупностью больше 0,25 мм достигает 20 % в минерализованных зонах и 40 % – в жилах. Пробность золота 560–900, в среднем – 780–820.

Выводы

Геодинамические особенности развития золотого оруденения в пределах орогенов пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона сводятся к следующему.

1. Главные золоторудные районы содержат оруденение полихронное и полигенное, по масштабам – крупное и уникальное.
2. Формирование рудовмещающих зон связано со структурами латерального выжимания (антиклиналями различной степени сжатия, сдвигами, ороклинами).
3. Источником золота являлись вмещающие осадочные породы, дайки основного состава и глубинные флюиды, проникавшие в зоны разломов глубокого заложения, которые контролируют рудные районы и наиболее крупные месторождения.
4. Характерные для крупных месторождений интрузии кислого состава создавали благоприятное для рудообразования температурное поле.
5. Главное значение для всех наиболее крупных золоторудных месторождений имеют зоны прожилково-вкрапленного оруденения различной морфологии, второстепенное – золото-сульфидно-кварцевые жилы.
6. Возраст вмещающих пород складчато-надвиговых поясов пассивных окраин Северо-Азиатского кратона не оказывал особого влияния на золотое оруденение, но состав вмещающих пород, количество испытанных ими этапов структурных перестроек и связь с террейнами разных генетических типов влияли на геохимическую специализацию золоторудных тел.
7. Вероятно, большая мощность призм осадочных пород могла создавать препятствие для вторичного рифтогенеза, обусловленного влиянием плюмов, которое преодолевалось лишь в зонах сочленения с террейнами (Олимпиадинское месторождение).

6.3. Основные золоторудные районы аккреционно-коллизийных орогенов

Обрамляющие Северо-Азиатский кратон разновозрастные орогены, расположенные на удалении от его опущенных окраин, насыщены фрагментами энсиматических и энсиалических островных дуг (Парфенов и др., 2003). Последние нередко интерпретируются как микроконтиненты. Остатки древней океанической коры в большинстве случаев оказываются офиолитами задуговых бассейнов. Эти факты привели к представлению о западно-тихоокеанской модели развития Палеоазиатского океана в венде-палеозое и восточно-тихоокеанской (андийско-калифорнийской)

модели развития Монголо-Охотского и Солонкерского океанов в позднем палеозое-мезозое; причем, эти палеоокеаны рассматриваются как малые океанические бассейны суперокеана Панталасса (Зорин и др., 2006). Речь идет о геодинамике большей части территории современного Центрально-Азиатского складчатого пояса, где развито много различных золоторудных районов.

Все разновозрастные орогенные пояса (рис. 6.1), которые образовались при закрытии Палеоазиатского, Монголо-Охотского, Солонкерского, Тихого океанов, содержат разнотипные и разномасштабные террейны, сходны по геодинамике. Их можно отнести к аккреционно-коллизионному типу орогенов. Многие из них испытывали воздействие отдельных плюмов и Центрально-Азиатской горячей области в целом (суперплюма), что отразилось на формировании золотого оруденения в рудных районах. Месторождения Гарганского и Муйского золоторудных районов, входящих в состав Енисей-Забайкальского позднекембрийского-раннеордовикского орогенного пояса (Парфенов и др., 2003), рассмотрены в предыдущих разделах. Для сравнительного анализа золоторудных объектов аккреционно-коллизионных орогенов ограничимся некоторыми известными эксплуатируемыми золоторудными районами, которые сформировались при закрытии Палеоазиатского и Тихого океанов.

Коммунарское месторождение (рис. 6.7) является наиболее типичным. Оно расположено в пределах Алтае-Саянской складчатой области и входит в состав Алтайского орогенного пояса силурийского возраста (рис. 6.1).

В пределах месторождения выделяются две свиты пород кембрийского возраста (Рудные месторождения..., 1978). Нижняя имеет диабазово-порфириновый состав. Верхняя представлена переслаиванием осадочных, пирокластических и эффузивных пород кислого состава с отдельными горизонтами диабазовых порфиритов и силлов габбро-диабазов. Характерны также пластовые залежи диоритового состава неправильной формы, к которым приурочены почти все промышленные участки и рудные тела. Эти породы рассматривали как магматические образования габбро-диорит-диабазовой формации либо как продукты метасоматического преобразования горизонтов порфиритов вулканогенно-осадочной толщи.

Золотое оруденение представлено: 1) рудными штокверками и жилами в породах диоритового состава; 2) золотоносными скарнами; 3) золотоносными прожилками кварца.

Промышленное оруденение тяготеет к лежащему боку горизонта крупнозернистых диоритовидных пород, частично захватывая подстилающий горизонт порфиритов. На контакте этих пород развита пачка углисто-кремнистых сланцев, испытывающая резкий изгиб по простиранию. Наблюдаются зоны межслоевого скольжения, мелкая приразломная складчатость, разломы различных направлений и общая повышенная трещиноватость пород.

Главная система образующих штокверк золото-кварцевых прожилков ориентирована в субширотном направлении, круто наклонена к северу. Также ориентировано залегание крупной дайки березитизированных кварцевых диорит-порфиритов. Внутри штокверка наблюдаются сгущения золотоносных кварцевых прожилков. Прожилки состоят преимущественно из кварца с подчиненным количеством кальцита. Рудные минералы составляют не более 3 %. Представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, блеклой рудой, магнетитом, ильменитом. Золото связано с кварцем, но встречается и в агрегатах хлорита. Преобладает размер золотинок 0,01–0,001 мм (65 %). Пробность золота 900–950.

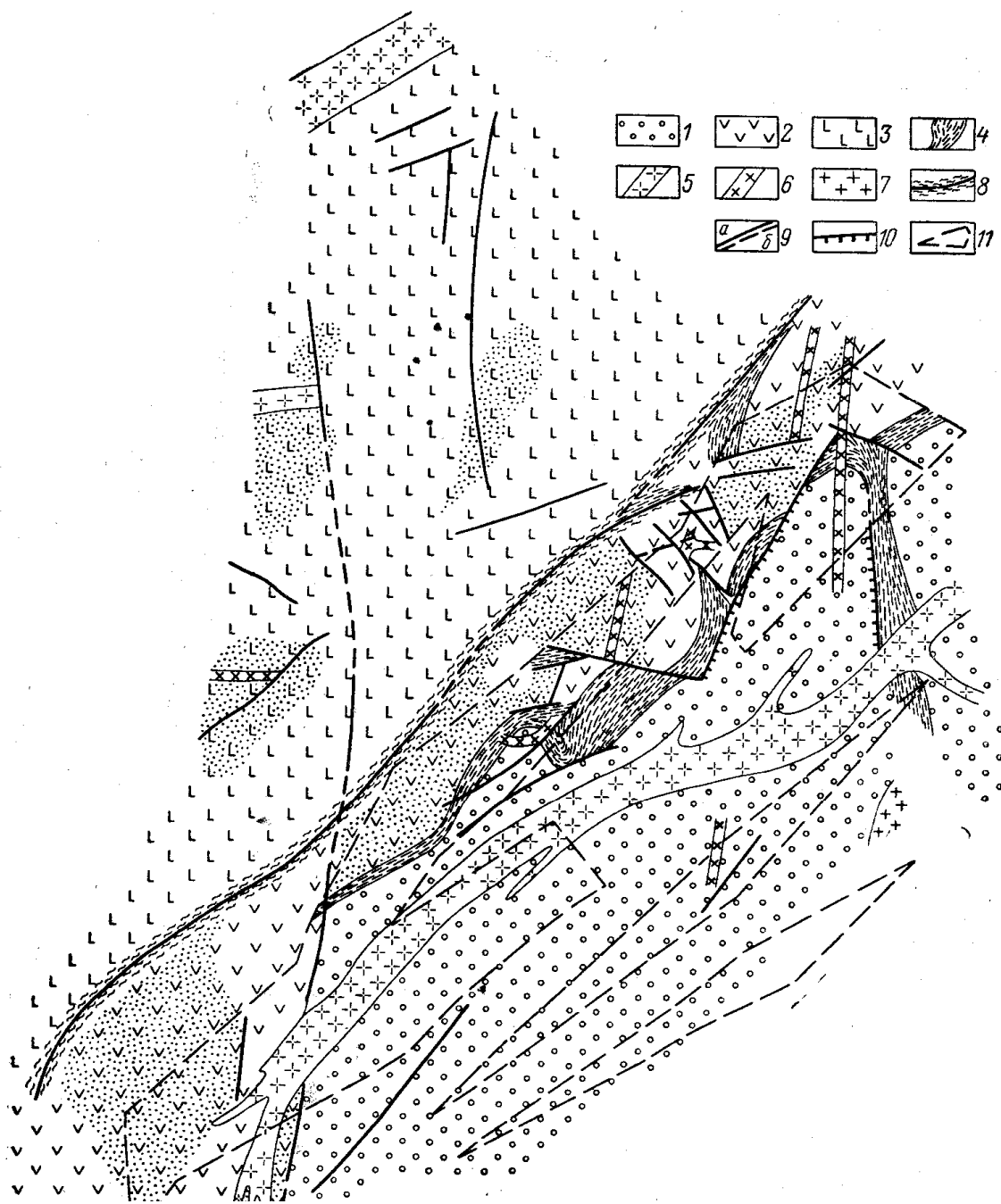


Рис. 6.7. Схема геологического строения месторождения Коммунарского.
 По Н. Фогельман (Рудные месторождения..., 1978).

1 – горизонт крупнокристаллических диоритовидных пород; 2 – верхний горизонт порфириров, участками переходящих в мелкозернистые диоритовидные породы (участки с крапом); 3 – нижний горизонт порфириров, участками переходящих в мелкозернистые диоритовидные породы (участки с крапом); 4 – углисто-кремнистые сланцы; 5 – дайки кварцевых диорит-порфириров; 6 – дайки диабазовых порфириров; 7 – роговообманковые диориты; 8 – крупная зона межпластового скольжения; 9 – секущие тектонические нарушения: а) прослеженные, б) предполагаемые; 10 – межпластовые нарушения, возникшие в связи с развитием второстепенной синклинальной складки; 11 – контуры промышленного оруденения

Ольховское месторождение (рис. 6.8) входит в состав Ольховско-Чибижского золоторудного узла, объединяющего Константиновское, Лысогорское, Медвежье, Ольховское и другие месторождения. Эти месторождения относятся к Восточно-Саянской

золотоносной провинции Красноярского края (Сердюк, 2002) и расположены в пределах Енисей-Забайкальского позднекембрийского-раннеордовикского орогенного пояса (рис. 6.1) аккреционно-коллизионного типа в области сопряжения геологических структур Восточного Саяна и Минусинской впадины.

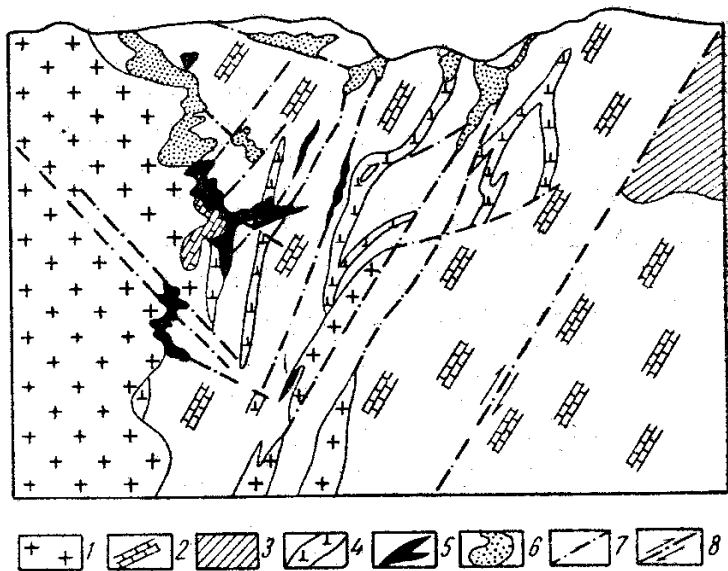


Рис. 6.8. Схематический разрез центральной части Ольховского месторождения (Рудные месторождения..., 1978).

1 – граниты и гранодиориты; 2 – известняки и доломиты; 3 – роговики; 4 – древние дайки; 5 – сульфидные рудные тела; 6 – окисленные руды; 7 – тектонические нарушения; 8 – направление подвижек

ляются вмещающей средой. В карбонатных породах локализуются сульфидные рудные тела, в силикатных – кварцевые и кварц-сульфидные. На месторождениях преобладают либо сульфидные тела (Ольховское), либо кварц-сульфидные (Лысогорское), либо развиты те и другие (Медвежье, Константиновское). Закономерности локализации месторождений определяются приуроченностью к экзо- и эндоконтактовым зонам выступов Ольховского гранодиоритового массива.

В геологическом строении Ольховского рудного поля принимают участие осадочно-вулканогенные образования нижнего и среднего кембрия, разновозрастные дайки и интрузивные породы ольховского комплекса ордовикского возраста. Нижний кембрий (чибижекская свита) – преимущественно карбонатные породы: известняки, доломиты с прослоями кремнистых, известковистых сланцев, туфопесчаников и туфосланцев. Средний кембрий (осиновская свита) – песчано-туфогенные породы: песчаники, глинистые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники с прослоями туфоконгломератов, известковых конгломератов и известняков. Все отложения собраны в преимущественно в субширотные и северо-западного простирания (реже) складки.

Породы ольховского комплекса представлены гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, реже диоритами и габбро-диоритами. К северному контакту Ольховской интрузии приурочены все промышленные месторождения района.

Ольховское золоторудное месторождение (рис. 6.8) приурочено к западному тектоническому блоку рудного поля, который расположен в осевой части антиклинали. Оно ограничено разрывными нарушениями западно-северо-западного простирания и

Все перечисленные месторождения относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации – основной промышленно значимой для Восточно-Саянской провинции. Сложены сульфидными (пирротиновыми, пиритовыми, пирит-пирротиновыми, марказитовыми и др.), сульфидно-гематитовыми телами сплошных и прожилково-вкрапленных руд, кварцевыми и кварц-сульфидными жилами. Рудные тела формируют ветвящиеся вверх пучки, представленные линзовидными, трубчатыми и сложной формы залежами, штокверковыми зонами минерализации и жилами. Золото свободное, мелкое, различимое визуально лишь в богатых рудах. Пробность золота 600–960. Морфология рудных тел и количество сульфидов опреде-

находится вблизи непосредственного контакта Ольховского массива гранитоидов с метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами кембрия. В карбонатных породах в зонах разрывных нарушений или на сопряжении этих зон разрывами других направлений распространены сульфидные рудные тела в форме линз, труб, столбообразных залежей, осложненных апофизами. В роговиках и гранитах оруденение представлено кварцевыми и кварц-сульфидными жилами и густой штокверковой сетью прожилков. Первичные сульфидные руды по преобладанию основных минералов делятся на пирротиновые, пиритовые, кварц-сульфидные. Кроме золота, из сульфидных руд попутно извлекается медь.

Руды сформированы в 4 стадии минерализации: пирротиновую, кварц-пиритовую, золото-полиметаллическую, карбонатную. Золото связано с минералами полиметаллической стадии, когда выделялись теллуриды золота и серебра, висмут и висмутовые минералы, блеклые руды, галенит, сфалерит, халькопирит. Самородное золото тонко распылено в сульфидных рудах, кварцевых и карбонатно-гематитовых жилах, березитизированных гранитоидах и зонах грейзенизации. Распределение его крайне неравномерное. В сульфидных рудах господствует дисперсное золото неправильной, проводочной, комковидной, скелетной формы. В кварцевых жилах золотишки уплощенной и пластинчатой формы. В целом размерность колеблется в пределах 0,05–3,0 мм. Пробность золота 688–350. Околорудные изменения представлены березитизацией кислых пород; окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией основных пород; слабой серпентинизацией известняков.

Многовершинное месторождение приурочено к Хонсю-Сихотэалинскому позднеюрско-раннемеловому орогенному поясу (рис. 6.1), который сложен раннемеловыми породами аккреционного клина, флишевыми, островодужными формациями и несогласно перекрыт раннемеловыми (позднеальбскими) и более поздними вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканно-плутонического пояса (Парфенов и др., 2003). Рудное поле размером 9x11 км, включающее одноименное месторождение, расположено в пределах Улской вулканно-плутонической структуры (рис. 6.9) в области пересечения региональных разломов меридионального, северо-восточного и субширотного направления (Моисеенко, Эйриш, 1996). Характерно развитие локального гравитационного минимума и зоны высоких градиентов магнитного поля.

Структура двухъярусная. Нижний ярус представлен складчатыми терригенными породами нижнего мела. Фиксируется юго-восточное крыло крупной антиклинали северо-восточного простирания с крутыми и средними падениями пластов. Верхний структурный ярус сложен вулканитами палеоценового возраста жерловой и субвулканической фаций. Породы резко несогласной по отношению к нижнему ярусу покровной фации почти полностью эродированы.

Породы нижнего и верхнего структурного комплекса прорваны крупным массивом гранитоидов (около 500 км²), у северо-западного контакта которого и расположено Многовершинное месторождение. Массив сложен порфиroidными роговообманковыми гранитоидами, гранодиорит-порфирами, гранитами и монцогранодиоритами раннеэоценового возраста.

Это высокомагнитные существенно калиевые гранитоиды с высокими коэффициентами окисленности железа и общей повышенной щелочностью. Вторая фаза представлена лейкократовыми и пегматоидными гранитами. Вулканиты и гранитоиды прорваны большим количеством даек разного состава: диоритовых порфиритов, андезитов, диабазов, гранит-порфиров. Все вулканиты и интрузивы комагматичны. Глубина заложения очаговой структуры оценивается примерно 20 км (граница земной коры и верхней мантии в этом районе). Единый магматический очаг, по-видимому, продуцировал эффузивные, экструзивные, интрузивные породы и был источником рудоносных гидротерм.

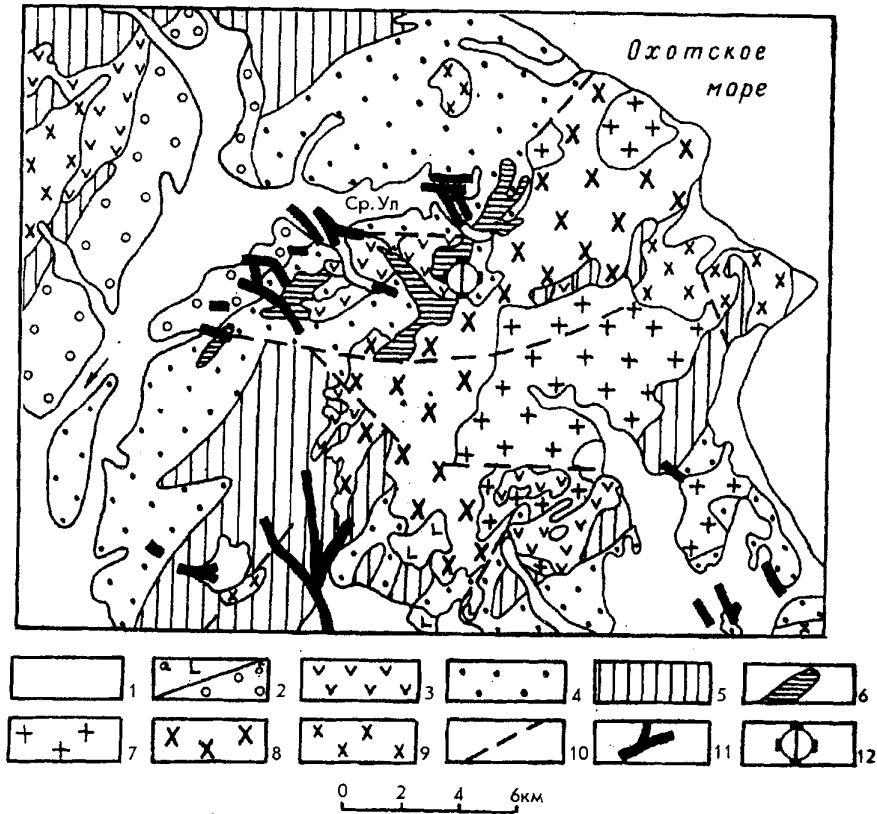


Рис. 6.9. Геологическая схема района Многовершинного месторождения (Моисеенко, Эйриш, 1996).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – плиоцен-четвертичные породы: а) базальты, андезито-базальты, долериты; б) валунники, галечники, пески, глины, прослои торфа и бурого угля; 3 – андезиты, андезито-дациты верхний мел–палеоценовые; 4 – песчаники, алевролиты, прослои песчаников, конгломератов нижнемеловые; 5 – алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы верхнеюрские; 6 – гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты эоценовые; 7 – граниты пегматоидные аплитовидные эоценовые; 8 – гранодиориты, монцонитоидные адамеллиты, монцогранодиориты, монцодиориты эоценовые; 9 – гранодиориты позднемеловые; 10 – разломы; 11 – россыпи золота; 12 – Многовершинное месторождение

Все вулканические породы превращены в пропилиты (эпидот-хлоритовые, амфибол-биотит-эпидотовые). По пропилитам развиты существенно кварцевые жилы, жиллообразные тела и штокверковые зоны (рис. 6.10) с количеством сульфидов до 5 %.

Залегают они в вулканических и осадочных породах и вмещают промышленные золоторудные тела, которые в пределах кварцевых и штокверковых пород выделяются опробованием. Выявлено несколько десятков рудных тел. Максимальная длина залежей вместе со слабо золотоносным кварцем до 3 км. Вертикальный размах оруденения около 500 м.

Жильные минералы в рудах (%): кварц – 95, адуляр – до 20, серицит – иногда до 10; незначительная примесь турмалина, эпидота, хлорита, галлуазита. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды; реже – аргентит, фрейбергит, пираргирит, алтаит, петцит, гессит, висмутин, бурнонит; редко – касситерит, вольфрамит, киноварь, магнетит, гематит. Вторичные минералы: борнит, халькозин, ковеллин, куприт, малахит, скородит, пироморфит, смитсонит, англезит, лимонит, окислы марганца. Золото имеет размеры 0,01–0,2 мм, его пробность 750–850.

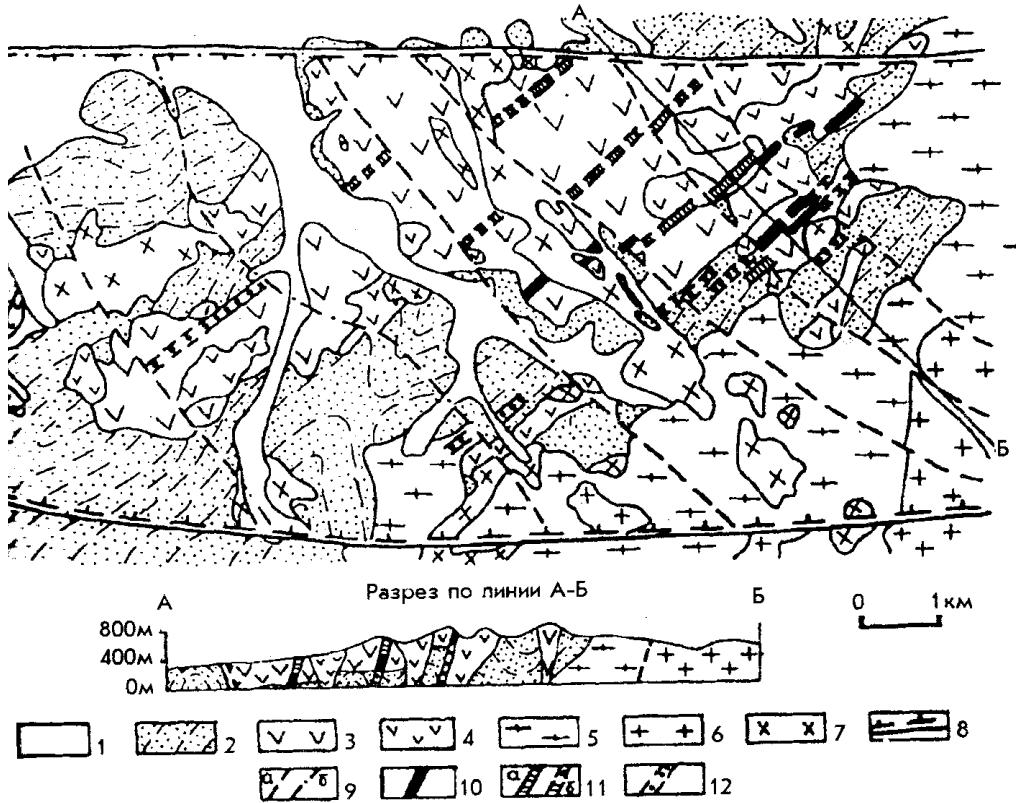


Рис. 6.10. Геолого-структурная схема Многовершинного рудного поля (Моисеенко, Эйриш, 1996).

1 – четвертичный аллювий; 2 – песчано-глинистые породы фундамента верхнеюрско-раннемелового возраста; 3 – покровные андезиты палеоценовые; 4 – жерловые и субвулканические андезиты и брекчиевые лавы палеоценовые; 5 – гранодиориты эоценовые; 6 – лейкократовые граниты эоценовые; 7 – гранодиорит-порфиры эоценовые; 8 – региональные разломы; 9 – прочие разломы: а) установленные, б) скрытые под аллювием; 10 – участки рудных зон, выходящих на поверхность; 11 – участки зон со слепым оруденением: а) установленные, б) предполагаемые; 12 – участки зон, где рудные тела полностью эродированы

Гидротермальная деятельность проявилась в течение нескольких миллионов лет, прошедших от образования раннепалеоценовых вулканических жерл до внедрения раннеэоценового массива субщелочных гранитоидов. Наиболее продуктивная сульфидно-теллуридно-золотая ассоциация проявилась позже в связи с развитием северо-западных разломов и внедрением даек (эоцен-олигоцен). Предполагается парагенетическая связь магматизма, метасоматизма и оруденения.

Выводы

Золоторудные районы и крупные месторождения, сформировавшиеся в пределах разновозрастных аккреционно-колизийных орогенных районов, имеют много общего в геодинамике и металлогении.

1. Наиболее крупные месторождения и золоторудные районы расположены в пограничных зонах между различными по генезису террейнами, среди которых главное значение имеют островодужные.

2. Наиболее благоприятной вмещающей средой и во многих случаях источником золота были вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы островодужной формации, испытавшие пликативные, дизъюнктивные дислокации и предрудный метасоматоз.

3. Во всех золоторудных районах развиты крупные массивы гранитоидов, создававшие благоприятное тепловое поле для эволюции гидротермальных растворов и рудообразования.

4. Многие золоторудные районы содержат разнообразные дайки и субщелочные интрузии, указывающие на их связь с подкоровыми источниками магм и рудных элементов (отдельными локальными плюмами).

5. Для формирования рудных тел важное значение имеют предрудные и внутрирудные сдвиговые, взбросо-сдвиговые и интенсивные складчатые деформации – структуры коллизионного латерального выжимания, образовавшиеся при амальгамации и аккреции террейнов.

6.4. Основные золоторудные районы внутриплитных плюмтектонических орогенов

На континентах плюмы и суперплюмы (горячие области) проявляются особыми комплексами-индикаторами и структурами растяжения (Кузьмин, Корольков, Дриль и др., 2000). Внутриплитные магматические породы отличаются большим разнообразием. Для континентальных платформ типичны траппы с преобладанием толеитовых и субщелочных базальтов. Чаще всего магматические проявления развиваются в обрамлении континентальных рифтовых систем, но могут формироваться и одиночные вулканы либо изолированные магматические поля. Состав пород изменяется от щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами до кислых. В последнем случае это может быть связано с широким вовлечением в магмаобразование материала континентальной коры. Так, например, проявлялось развитие Центрально-Азиатского суперплюма на территории Монголо-Охотского пояса в позднем мезозое (Kuzmin et al, 2004). Физико-геологическая модель здесь предполагает присутствие сиалической и базитовой оболочек, разделенных внедрением мафического слоя (Seminski, 2004), который инициируется суперплюмом и оказывает решающее влияние на блоковую тектонику, магматизм, металлогению всего региона.

Внутриплитные тектоно-магматические процессы отражают эволюцию «первичных» суперплюмов, зарождающихся на границе ядро-нижняя мантия, и «вторичных» плюмов, обусловленных расщеплением «первичных» суперплюмов у границы нижняя мантия–верхняя мантия или плавлением субдущирующей океанической литосферной плиты (Добрецов и др., 2001). Пока нет однозначности при выделении границ внутриплитных орогенных и металлогенических поясов. Более того, в англоязычной геологической литературе последнего десятилетия усиливается критика взглядов по проблеме выделения плюмов (Иванов, 2006).

Наиболее ярко выраженное влияние оказал Центрально-Азиатский «первичный» суперплюм в позднем мезозое на территорию Бaleyского золоторудного района. Другие известные золоторудные районы формировались либо в условиях меньшего растяжения (на периферии горячей области) под влиянием «вторичных» плюмов либо при воздействии плавления и переработки слэбов смежных зон субдукции.

Нерчинский золоторудный район расположен в Восточном Забайкалье. Наиболее крупные месторождения в его пределах сосредоточены в Дарасунском рудном поле (рис. 6.11).

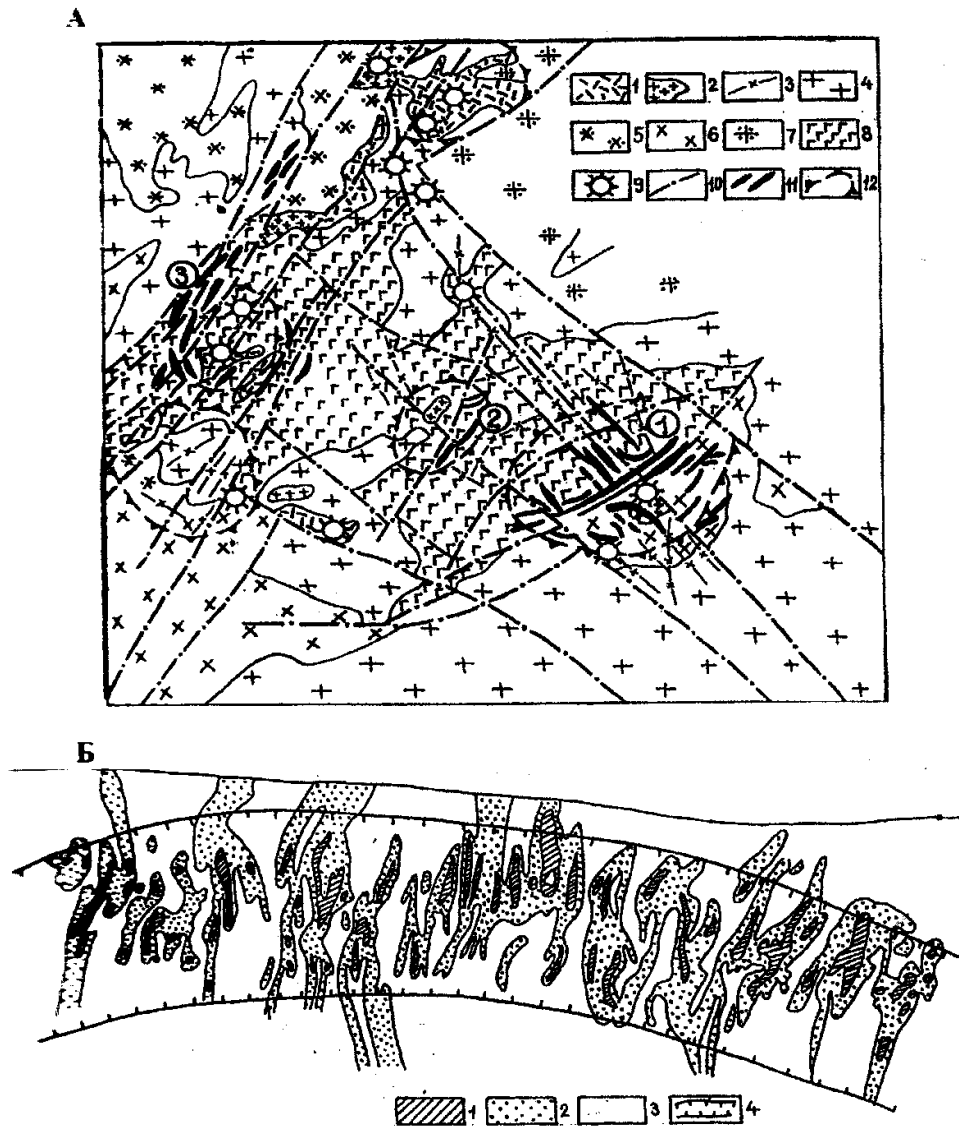


Рис. 6.11. Схема геологического строения Дарасунского рудного поля (Семинский, 2004).

А – схематическая геологическая карта (по Ж. В. Семинскому и С. П. Летунову).

Б – рудные столбы жилы Главной в проекции на вертикальную плоскость (по Д. А. Тимофеевскому).

А: 1–3 – средне-верхнеюрский вулканоплутонический комплекс: 1 – лавы и туфы риолитов, риодацитов, андезито-дацитов, 2 – плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, 3 – дайки того же состава; 4–5 – пермо-триасовый интрузивный комплекс: 4 – граниты, гранодиориты, граносиениты, 5 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 6 – комплекс палеозойских диоритов; 7 – комплекс протерозойских гранитоидов; 8 – протерозойский базитовый комплекс – габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 9 – жерловины, некки; 10 – разломы; 11 – рудные жилы и зоны; 12 – контуры кольцевых вулканических структур.

Месторождения (цифры в кружках): 1 – Дарасунское, 2 – Теремкинское, 3 – Талатуйское.

Б: 1–3 – содержания золота: 1 – максимальные, 2 – средние, 3 – минимальные; 4 – зона концентрации золотого оруденения

Рудное поле вытянуто в северо-западном направлении вдоль регионального разлома и включает три месторождения, которые образовались в одной крупной очаговокупольной структуре: Дарасунское, Теремкинское, Талатуйское. В его центральной

части расположены породы протерозойского базитового комплекса (габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты), которые интенсивно гранитизированы в палеозое. На периферии развиты породы протерозойского и палеозойского возраста (диориты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты и аплиты). Имеются отдельные массивы пермотриасового возраста гранит-сиенитового и гранит-гранодиоритового комплексов.

Средне-верхнеюрские вулканоплутонические породы распространены в виде небольших субвулканических, экструзивных и дайковых тел по всему рудному полю: плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры, полевошпатовые порфиры, трахириолиты, дациты, андезиты, их кластолавы и брекчии. Они слагают жерловые фации и локальные вулканокупольные постройки, в пределах которых локализованы отдельные золоторудные месторождения.

Дарасунское месторождение расположено в юго-восточной части рудного поля и приурочено к одноименной вулканокупольной структуре. В ее центральной части развита субвулканическая интрузия плагиогранит-порфиров с дайкообразными апофизами по разломам северо-западной ориентировки. На площади около 15 м² обнаружено более 250 кварц-сульфидных жил. Самые протяженные – радиальные северо-восточные (Ново-Кузнецовская, Главная, Свинцовая) и северо-западные жилы. Кроме того, рудные тела локализованы в коцентрических и конических разломах. Морфология их изменчива по простиранию и падению. Рудные столбы ориентированы по падению жил и распространены вблизи дневной поверхности (рис. 6.11, Б).

Главные рудные минералы – пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, пирротин, галенит, золото. Жильные минералы – кварц нескольких генераций, карбонаты, хлорит, серицит, мусковит.

Золото и его теллуриды концентрируются в халькопирите, блеклых рудах, арсенопирите и кварце. Рудные столбы сложены арсенопирит-пиритовыми рудами с галенитом, висмутином, халькопиритом. Золотины имеют неправильную форму с размерностью 0,1–0,15 мм. Пробность золота 890–900.

Установлено, что рудные тела формировались в три этапа: 1) дозолоторудный высокотемпературный кварц-турмалиновый; 2) продуктивный высоко-среднетемпературный кварц-сульфидный, включающий кварц-пирит-арсенопиритовую стадию ранних сульфидов и золото-сульфидную продуктивную стадию; 3) пострудный низкотемпературный кварц-карбонатный.

Околорудные изменения представлены березитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией, турмалинизацией. Они развиты вдоль рудных жил и около эксплозивных брекчий.

Центрально-Алданский золоторудный район расположен на южной окраине Алданского щита в пределах Южно-Якутского металлогенического пояса (рис. 6.4), который имеет близширотное простирание (Тектоника, геодинамика..., 2001).

В состав этого района входят известные крупные месторождения золота – Куранахское, Лебединое, Рябиновое, Лунное (рис. 6.12).

Рудные тела концентрируются вблизи контакта нижнекембрийской карбонатной толщи и перекрывающей ее толщи юрских континентальных песчаников небольшой мощности (0–100 м). Залегают обе толщи почти субгоризонтально. Они перекрывают раннекембрийский кристаллический фундамент Алданского щита. В пределах территории Куранахского рудного поля широко распространены мезозойские магматические образования.

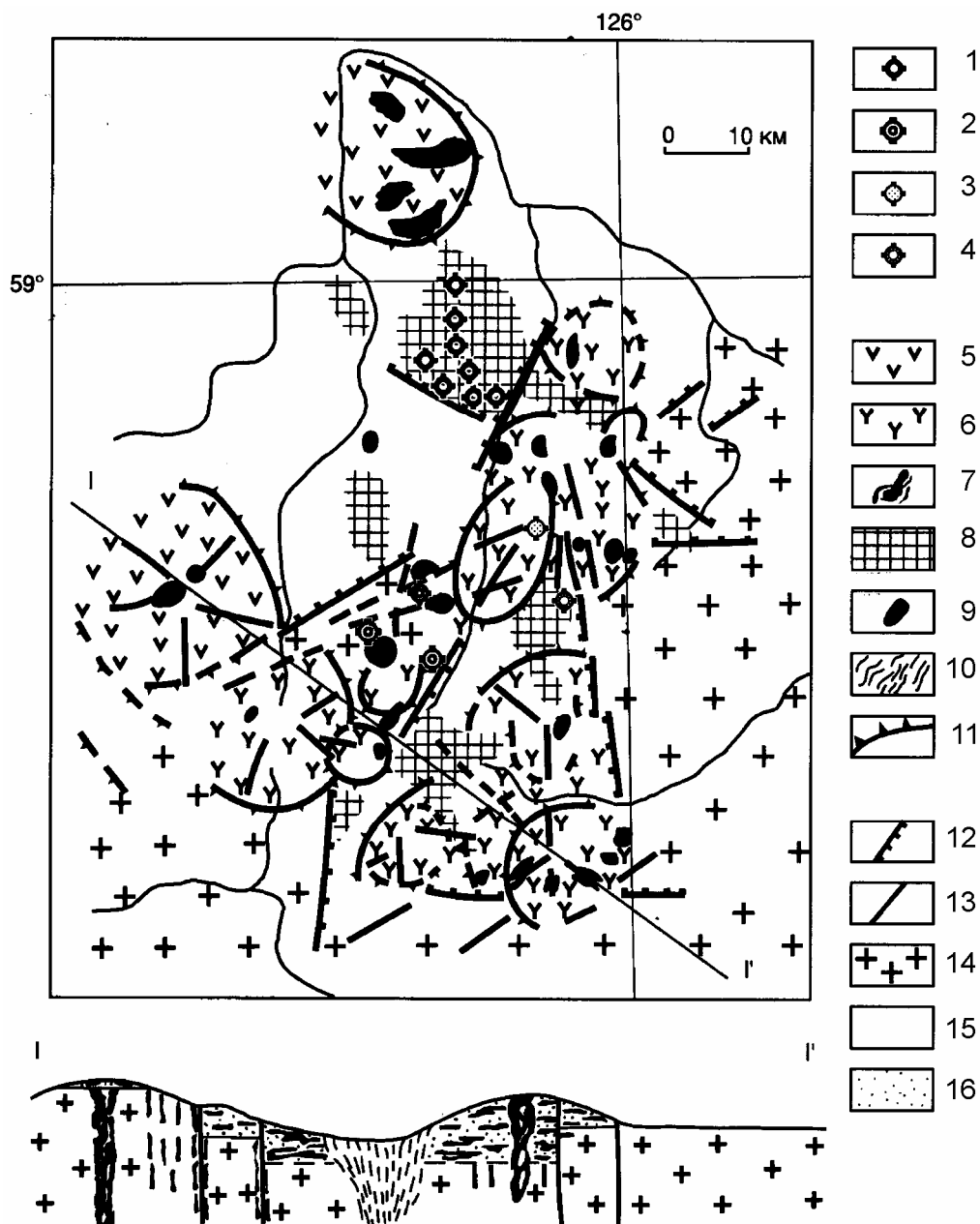


Рис. 6.12. Централь-Алданский район (Тектоника, геодинамика..., 2001).

1–4 – золоторудные поля и месторождения: 1 – Куранахское рудное поле, 2 – Лебединое рудное поле, 3 – Рябиновое месторождение, 4 – Лунное месторождение; 5–11 – мезозойские магматические образования: 5 – субщелочные сиениты и гранитоиды, 6–7 – щелочные сиениты и трахиты: 6 – на карте, 7 – на разрезе; 8–10 – щелочные базиты и гипербазиты, лампрофиры: 8 – ареалы даек на карте, 9 – отдельные тела на карте, 10 – дайки на разрезе; 11 – магматогенные своды; 12–13 – сбросы и сбросо-сдвиги: 12 – на карте, 13 – на разрезе; 14–15 – венд-раннекембрийские карбонатные породы чехла: 14 – на карте, 15 – на разрезе

Наиболее типичным является Куранахское месторождение (рис. 6.13), которое относится к крупным золото-кварцевым стратифицированным месторождениям.

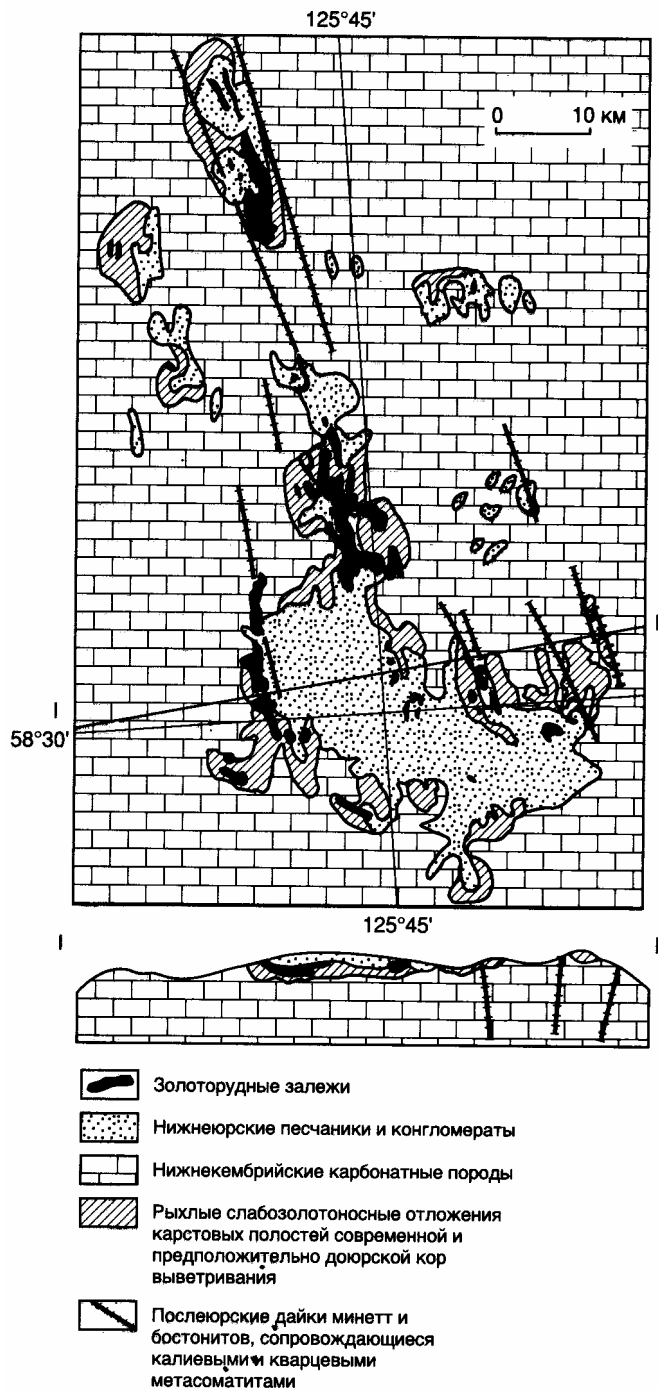


Рис. 6.13. Куранахское золоторудное поле
(Тектоника, геодинамика..., 2001)

Субгоризонтальные рудные залежи имеют мощность от первых метров до первых десятков метров и протягиваются на длину несколько километров вдоль субмеридиональных разломов и мезозойских даек. Во всех залежах руды выветрелые. Они содержат глину, песок, обломки и глыбы вмещающих пород и первичных руд. Для неизменных руд характерен пирит (3–20 %), халькопирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, теллуриды. Золото преимущественно тонкодисперсное, реже мелкое. Отмечаются высокие содержания Ag, Bi, Mo, Cu.

Выводы

1. Рассмотренные в качестве примеров Нерчинский и Центрально-Алданский золоторудные районы расположены к северу от Монголо-Охотской сутуры. Это значит, что при закрытии мезозойского одноименного океана территории этих районов были расположены в пределах палеоконтинента. Поэтому субщелочной характер магматизма, характерный для этих районов, отражает, вероятно, воздействие «вторичных» плюмов, возникших под влиянием субдуцирующей океанической плиты. Кроме того, Нерчинский золоторудный район, по-видимому, испытал влияние Центрально-Азиатского суперплюма нижнемантийной генерации.

2. Золоторудные районы и отдельные крупные месторождения, испытавшие влияние различных

плюмов, отличаются большим разнообразием геологического строения.

3. Зоны наибольшего растяжения континентальной земной коры формируются под влиянием суперплюма. В этом случае наиболее богатое золотое оруденение развивается вблизи сутурных швов в рифтогенных впадинах, окружающих комплекс метаморфического ядра (Балейский золоторудный район).

4. Блоки с утолщенной континентальной земной корой на воздействие «вторичных» плюмов реагируют иначе. Здесь важнейшее значение приобретают масштабы проявления щелочного и субщелочного магматизма. Оруденение приурочено к вулка-

но-купольным структурам, вмещающим золоторудные месторождения (Нерчинский золоторудный район), или к резким угловым несогласиям (Центрально-Алданский золоторудный район) в пределах локальных куполов.

6.5. Металлогенические формации и продуктивность золоторудных районов различных типов орогенных поясов

Ниже приведены обобщенные таблицы (табл. 6.2–6.4) распределения металлогенических формаций среди основных типов орогенных поясов: РВФ – рудовмещающих, РНФ – рудоносных, РГФ – рудогенерирующих, РОФ – рудообразующих. Их сочетания определяют степень рудоносности рассмотренных в работе золоторудных районов, узлов или отдельных крупных месторождений.

Таблица 6.2

Обобщенные металлогенические формации крупных золоторудных месторождений складчато-надвиговых орогенов опущенной окраины кратона

Золоторудные месторождения	РВФ	РНФ	РГФ	РОФ
Сухоложское	Турбидитовая углеродистая	Углеродистых метасоматитов	Диабазовых даек	Гранодиорит-гранитная
Олимпиаднинское	Терригенно-карбонатная	Углеродистых сланцев и метасоматитов	Углеродистых метасоматитов	Гранодиорит-гранитная
Нежданинское	Терригенная турбидитная	Тектономикститовая	Даек основного состава	Гранитная

Таблица 6.3

Обобщенные металлогенические формации золоторудных месторождений аккреционно-коллизионных орогенов

Золоторудные месторождения	РВФ	РНФ	РГФ	РОФ
Зун-Холбинское	Гнейсо-гранитная. Карбонатная шельфовая	Вулкано-микститовая	Тоналитовых гранитоидов. Диабазовых даек	Гранодиорит-гранитная
Каралонское	Гнейсо-Гранитная. Карбонатная	Островодужная	Габбро-плагио-гранитная. Диабазовых даек	Гранодиорит-гранитная
Назаровское	Карбонатная шельфовая	Островодужная	Габбро-плагио-гранитная. Диабазовых даек	Гранодиорит-гранитная

Окончание табл. 6.3.

Золоторудные месторождения	РВФ	РНФ	РГФ	РОФ
Коммунарское	Островодужная (диабазово-порфирировая)	Островодужная (диабазово-порфирировая)	Габбро-диоритовая	Габбро-диоритовая
Ольховское	Терригенно-карбонатная. Гранитная	Скарновая	Дак основного состава	Гранитная
Многовершинное	Островодужная. Терригенная	Островодужная	Островодужная	Гранитная

Таблица 6.4

Обобщенные металлогенические формации золоторудных месторождений внутриплитных плюмтектонических орогенов

Золоторудные месторождения	РВФ	РНФ	РГФ	РОФ
Балейское	Гранит-Гранодиоритовая. Терригенная Рифтогенная.	Субщелочная внутриплитная вулканогенная (латитовая)	Субщелочная интрузивная среднего и основного состава	Субщелочная интрузивная кислая
Дарасунское	Гранитизированная базитовая (габбро-диабаз-амфиболитовая)	Субвулканическая интрузивная (плагиогранит-порфирировая)	Субвулканическая интрузивная (плагиогранит-порфирировая). Дайки среднего и кислого состава	Габбро-гранодиорит-гранитная
Куранахское	Терригенно-карбонатная. Терригенная континентальная	Щелочные и субщелочные интрузии среднего и основного состава	Дайки и малые тела щелочных пород основного и среднего состава	Щелочные и субщелочные интрузии среднего и основного состава

Реальное значение некоторых золоторудных месторождений можно оценить по табл. 6.5

Таблица 6.5

Добыча золота с 1955 по 1993 год по некоторым рудникам
(месторождениям) России (Беневольский, 1995) с изменением

Рудник или месторождение	Добыча* с 1955 по 1993 год	Тип орогенного пояса
Коммунарковский	10,82 49,45 4,57	Аккреционно-коллизионный
Артемовский (Ольховское, Константиновское, Медвежье месторождения)	3,99 34,04 8,53	Аккреционно-коллизионный
Балейское	14,97 37,04 2,47	Внутриплитный плюмтектонический
Тасеевское	12,99 231,57 17,83	Внутриплитный плюмтектонический
Дарасунское	6,25 74,73 11,96	Внутриплитный плюмтектонический
Куранахская группа (рудник Куранах)	62,36 223,51 3,58	Внутриплитный плюмтектонический

*Примечание: В каждой колонке сверху вниз указана добыча: руды, млн т; золота, т; среднее содержание золота в добытой руде, г/т.

Рассматривая таблицы 6.2–6.5, нетрудно заметить, что в рассеянном виде золото, по-видимому, преимущественно содержится в следующих рудоносных формациях (РНФ): углеродистых приразломных метасоматитов, островодужной, латитовой, субвулканической плагиогранит-порфировой и субщелочной интрузивной среднего состава и скарновой. Дополнительными источниками золота (рудогенерирующими формациями – РГФ) являются дайки основного и среднего состава, субщелочные малые интрузии основного и среднего состава, интрузии габбро-плагиогранитов и тоналитов.

Заключение

Стратегическое значение для размещения золотого оруденения имеет его приуроченность к трем типам орогенных поясов, развитых вокруг Северо-Азиатского кратона.

Для складчато-надвиговых орогенов опущенной окраины кратона характерна мощная и сложнодислоцированная толща углеродистых карбонатно-терригенных осадков. В этих условиях золотое прожилково-вкрапленное оруденение локализуется в коллизионных структурах латерального выжимания (поддвиговых ороклинах и сдвиговых зонах вблизи террейнов). Здесь размещаются зоны глубокого дренирования мощной толщи осадков. Золото-кварцевое оруденение характерно для более слабо дислоцированных участков пассивной континентальной окраины, где из-за большой мощности осадков не развиваются зоны глубокой проницаемости.

Аккреционно-коллизионные орогены содержат большое количество островодужных, океанических и кратонных террейнов. Золотое оруденение тяготеет к разнообразно построенным зонам контакта различных террейнов либо размещается внутри них (обычно островодужных и кратонных).

Внутриплитные плюмтектонические орогены характеризуются разнообразными структурами растяжения. Это могут быть рифтогенные впадины, вулкано-купольные структуры, угловые несогласия. В них и происходит локализация основных золоторудных тел крупных и мелких месторождений.

Главные золоторудные районы юга Восточной Сибири испытали три сложных геодинамических этапа развития: доколлизионный, коллизионный, постколлизионный.

Доколлизионный этап в каждом районе протекал по-разному. Золото накапливалось в рассеянном виде в рудоносных формациях, отражающих геодинамическое положение районов. Бодайбинский район был приурочен к пассивной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона, Гарганский – к одноименному составному кратонному террейну, Муйский – к одноименному супертеррейну, Балецкий – к активной континентальной окраине Аргунского микроконтинента, Озерный – к островодужному террейну.

Коллизионный этап оказал влияние на локализацию рудовмещающих структур всех территорий. Произошла амальгамация, а затем аккреция террейнов к Северо-Азиатскому кратону. Структуры латерального выжимания на этом этапе стали играть важнейшую роль. В Бодайбинском районе сформировался поддвиговый ороклин, осложненный куполами различного масштаба. В Гарганском – произошла обдукция офиолитов, формирование интрузивных куполов, их столкновение с зарождением рудовмещающих расплюснутых структур фронтального сжатия и геодинамических убежищ. Муйский район и Озерный комплексный рудный узел характеризуются право- и левосдвиговыми дуплексами. В Балецком районе сформировалась Ундинская купольная структура в зоне наибольшего скупивания геологических масс на главном направлении латерального выжимания.

Постколлизионный этап наиболее ярко проявился в Балецком районе, где сформировался Борщевочный комплекс метаморфического ядра, включающий системы рифтогенных впадин и листрических сбросов. В пределах Озернинского рудного узла продолжали формироваться дуплексные зоны, вмещающие дайковые пояса и комплексные золотосодержащие рудные тела. Для этих двух территорий характерно также проявление субщелочного магматизма.

Для выбора рационального направления поисково-оценочных или поисково-разведочных работ в каждом золоторудном районе необходимо учитывать мозаичное

сочетание разнотипных металлогенических подразделений: субдукционных, коллизионных, рифтогенных постколлизионных, трансформных разломов.

Образование рудовмещающих зон главных месторождений происходило преимущественно в течение одного этапа.

Структуры Сухоложского, Зун-Холбинского, Пионерского, Назаровского, Каралонского золоторудных месторождений сформировались на коллизионном этапе. Структуры Голготайского, Балейского, Тасеевского, Каменского месторождений тяготеют к рифтогенным впадинам и сформировались в постколлизионный этап.

Установленные для юга Восточной Сибири закономерности формирования коренной золотоносности в основном подтверждаются для всей периферии Северо-Азиатского кратона.

Наиболее крупные золоторудные месторождения формировались в коллизионный этап развития в пределах пассивных континентальных окраин (Сухоложское, Олимпиадинское, Нежданинское). Они связаны с зонами интенсивного сжатия и складчато-разрывных дислокаций углеродисто-терригенных толщ позднего докембрия и палеозоя.

Второе место по продуктивности занимают месторождения, главные рудовмещающие структуры которых образовались в постколлизионный внутриплитный этап развития в пределах юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона и его мезозойской активной континентальной окраины (Балейское, Дарасунское, Куранахское и др.). Они преимущественно связаны с условиями растяжения и рифтогенеза территорий, испытавших субдукцию и коллизию.

Третье место по продуктивности характерно для месторождений, образовавшихся при амальгамации островодужных, океанических, кратонных террейнов и последующей аккреции супертеррейнов к Северо-Азиатскому кратону (Коммунарское, Ольховское, Зун-Холбинское, Ирокиндинское, Назаровское, Многовершинное и др.). Основное значение для этих месторождений имеют разновозрастные островодужные формации и блоково-купольные структуры.

Предпринятый анализ геодинамики и металлогении некоторых разнотипных и разномасштабных золоторудных районов юга Восточной Сибири в значительной степени зависит от достоверности мелкомасштабных и среднемасштабных металлогенических разработок, основанных на повсеместном и последовательном применении основных положений тектоники плит, и позволяет уточнить стратегию поисков коренных источников золота, включая хорошо изученные территории. Геодинамические закономерности развития коренной золотоносности вокруг древнего Северо-Азиатского кратона могут быть использованы в других регионах.

Библиографический список

- Абрамович Г. Я.** Ассоциация магматических формаций юга Восточной Сибири, их геодинамическая позиция, рудоносность и эволюция : автореф. ...д-ра геол.-минерал. наук / Г. Я. Абрамович. – Новосибирск : ОИГГМ. – 1994. – 64 с.
- Абрамович Г. Я.** Методика выделения рудоносных магматических формаций / Г. Я. Абрамович, А. И. Сизых. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2001. – 92 с.
- Авдонцев Н. А.** Гранитоиды Гарганской глыбы / Н. А. Авдонцев. – Л. : Наука. – 1967. – 99 с.
- Адельсон И. М.** Об эрозионном срезе золоторудных месторождений юнокиммерийского возраста Байлейского района / И. М. Адельсон // Зап. Забайкал. филиала Географ. об-ва СССР. – Вып. 36. – Чита. – 1969. – С. 70–75.
- Алакшин А. М. и др.** Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР / А. М. Алакшин, С. В. Лысак, Б. М. Письменный, А. В. Поспеев, Е. В. Поспеева. – М. : Наука, 1991. – С. 88–106.
- Алакшин А. М.** О строении земной коры сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением / А. М. Алакшин, Б. М. Письменный // Геология и геофизика. – 1988. – № 11. – С. 24–31.
- Бакулин Ю. И.** Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования / Ю. И. Бакулин. – М. : Недра, 1991. – 192 с.
- Балейское рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса)** / науч. рук. Н. В. Петровская. – М. : ЦНИГРИ. – 1984. – 271 с.
- Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения)** / Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А. и др. – Новосибирск : Наука, 1984. – 120 с.
- Белевцев Я. Н.** Генетическая классификация метаморфогенных месторождений / Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Б. И. Горошников, В. С. Домарев // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 2. – С. 3–11.
- Белевцев Я. Н.** Метаморфогенные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / под ред. В. И. Смирнова. – М. : Недра, 1968. – С. 648–712.
- Беличенко В. Г.** К проблеме выделения Баргузинского микроконтинента в Палеоазиатском океане / В. Г. Беличенко, Н. К. Гелетий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : Материалы научного совещания (Иркутск, 19–22 окт. 2004 г.) : в 2 т. – Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. – Т. 1. – С. 30–34.
- Беличенко В. Г.** Каледониды Байкальской горной области / В. Г. Беличенко. – Новосибирск : Наука. – 1977. – 136 с.
- Беличенко В. Г.** Нижний палеозой Западного Забайкалья / Беличенко В. Г. – М. : Наука. – 1969. – 207 с.
- Беличенко В. Г.** Ранние или «полные» каледониды Саяно-Байкальской горной области / В. Г. Беличенко // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 1. – С. 68–75.
- Беличенко В. Г.** Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) / В. Г. Беличенко, Л. З. Резницкий Н. К., Гелетий и др. // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 6. – С. 554–565.
- Беличенко В. Г.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент / В. Г. Беличенко, Е. В. Скляр, Н. Л. Добрецов и др. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7–8. – С. 29–41.
- Бен Аврахам З.** Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам / З. Бен Аврахам, А. Нур, Д. Джонс и др. // Современные проблемы геодинамики. – М. : Мир, 1984. – С. 102–121.
- Беневольский Б. И.** Золото России (Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы). – М. : ЦНИГРИ, 1995. – 88 с.
- Беневольский Б. И.** Золото России: проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы / Б. И. Беневольский. – М. : Геоинформмаркет, 2002. – 464 с.
- Берзин Н. А.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н. А. Берзин, Р. Г. Колман, Н. Л. Добрецов и др. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7–8. – С. 8–28.
- Бернштейн П. С.** Геологическое строение мезо-кайнозойских депрессий Ундино-Ононского и Ундино-Даинского районов Восточного Забайкалья и закономерности размещения оруденения балейского типа в их пределах / П. С. Бернштейн, Н. В. Петровская, С. Г. Мирчинк и др. // Тр. НИГРИЗОлото. – Вып. 24. – 1957. – С. 3–6.
- Боголепов К. В.** О двух типах орогенеза / Боголепов К. В. // Геология и геофизика. – 1968. – № 8. – С. 15–26.
- Божко Н. А.** Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области / Божко Н. А. // Докл. РАН. – 1995. – Т. 341. – № 5. – С. 654–657.
- Борукаев Ч. А.** Словарь-справочник по современной тектонической терминологии / Ч. А. Борукаев // Тр. ОИГГМ СО РАН. – Вып. 840. – Новосибирск : Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. – 69 с.
- Бубнов Е. Т.** Роль осадконакопления в редкометалльной металлогении / Бубнов Е. Т. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 1995. – 144 с.

- Булгатов А. Н.** Внедрение Сибирского кратона в Центрально-Азиатский складчатый пояс / А. Н. Булгатов // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии : Материалы совещания. – Т. 1. – Якутск. – 1999. – С. 64–68.
- Булгатов А. Н.** Террейны Байкальской горной области и золоторудные месторождения в них / А. Н. Булгатов, И. В. Гордиенко // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41. – № 3. – С. 230–240.
- Буряк В. А.** Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования / Буряк В. А. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. – Т. 2. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 139–145.
- Буряк В. А.** Металлогения золота / В. А. Буряк, Ю. И. Бакулин. – Владивосток : Дальнаука. – 1998. – 403 с.
- Буряк В. А.** Закономерности размещения глубинных разломов и оруденения юга Сибирской платформы и прилегающих территорий / В. А. Буряк, В. В. Левицкий // ДАН СССР. – 1977. – Т. 234. – № 1. – С. 138–141.
- Буряк В. А.** Метаморфизм и рудообразование / В. А. Буряк. – М. : Недра, 1982. – 258 с.
- Буряк В. А.** Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения / В. А. Буряк. – Новосибирск : Наука, 1975. – 144 с.
- Буряк В. А.** О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района / В. А. Буряк // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. – М. : Наука, 1966. – С. 35–46.
- Бусленко А. И.** Геологические особенности и метаморфизм руд Назаровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) / А. И. Бусленко, К. Р. Ковалев // Геология и геофизика. – 1975. – № 10. – С. 73–82.
- Бутов Ю. П.** Находки палеозойской фауны в сархойской свите (Восточный Саян) / Ю. П. Бутов, И. П. Морозова: Доклады АН СССР. – 1982. – Т. 267. – № 1. – С. 153–156.
- Бутов Ю. П.** Некоторые проблемы докембрийской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии / Бюл. МОИП. – Отд. геол. – 1985. – Т. 60. – Вып. 6. – С. 40–53.
- Вахромеев С. А.** Металлогения Восточной Сибири / С. А. Вахромеев, Ж. В. Семинский. – М. : Недра, 1983. – 117 с.
- Вилор Н. В.** Флюидные системы зональных метаморфических комплексов и проблема их золотоносности / отв. ред. акад. Ф. А. Летников. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 143 с.
- Вилор Н. В.** Тектонические факторы в формировании метаморфических комплексов и метаморфогенных флюидных систем / Н. В. Вилор, С. И. Шерман, В. Ю. Буддо // Геология и геофизика. – 1992. – № 9. – С. 45–52.
- Виноградов А. И.** Структурные особенности и золотое оруденение одного рудного поля // Тр.1-го совещания по металлогении Западного Забайкалья. – Иркутск. – 1958. – С. 11–21.
- Вуд Б. Л.** Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) / Б. Л. Вуд, Н. П. Попов // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 3. – С. 315–341.
- Гаврилов В. П.** Геология и минеральные ресурсы Мирового океана : учебник для ВУЗов / В. П. Гаврилов. – М. : Недра, 1990. – 323 с.
- Гзовский М. В.** Тектонические поля напряжений / М. В. Гзовский // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954. – № 5. – С. 29–36.
- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.** Т. 7 (II). Забайкало-Верхнеамурский регион / под ред. В. А. Амантова. – Л. : Недра, 1986. – 239 с. (Мин. геологии СССР. ВСЕГЕИ).
- Геология и метаморфизм Восточного Саяна** / Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др. – Новосибирск : Наука. - Сиб. отделение. – 1988. – 192 с.
- Геология и рудоносность Восточного Саяна** / Добрецов Н. Л., Бутов Ю. П., Боос Р. Г. и др. – Новосибирск : Наука. - Сиб. отделение. – 1989. – 127 с.
- Гладков В. Г.** О купольных структурах в древних толщах бассейна р. Унда (Восточное Забайкалье) / В. Г. Гладков, О. В. Грабкин, А. И. Мурашов // Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья : сб. науч. работ. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 1973. – С. 35–42.
- Гладков В. Г.** О геохимической зональности в Балейском рудном узле / В. Г. Гладков, А. Т. Корольков // Применение математического моделирования для прогноза рудных месторождений (на примере Восточной Сибири) : сб. науч. трудов. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 1981. – С. 167–180.
- Гладков В. Г.** Эволюция Балейской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) / В. Г. Гладков, А. Т. Корольков, С. П. Летунов, Б. В. Томилов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд : Материалы науч. конф. : в 2 т. – Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – Т. 1. – С. 36–37.
- Гладков В. Г.** Балейский рудный узел как модель золотоносной рудно-магматической системы внутриконтинентального латитового магматизма / В. Г. Гладков, А. В. Татарин, Б. В. Томилов // Золотоносность юга Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск. – ВостСибНИИГГиМС. – 1987. – С. 80–85.
- Глоба В. А.** Основные черты геологии и золотоносности одного из районов Восточного Забайкалья / В. А. Глоба // Труды ВСТИ СО АН СССР. – Вып. 13. – Иркутск, 1963. – С. 17–21.

- Гордиенко И. В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса / И. В. Гордиенко. – М. – Наука. – 1987. – 238 с.
- Гребенщикова В. И.** Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) / В. И. Гребенщикова, А. П. Шмотов // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 4. – С. 756–764.
- Громова Е. И.** Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в Восточном Саяне / Е. И. Громова // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. – Вып. 1. – Иркутск. – 1960. – С. 79–114.
- Гунбин В. Д.** К стратиграфии верхнеюрских образований Шадоронского прогиба (Восточное Забайкалье) / В. Д. Гунбин, Л. Ф. Чербянова // Записки Забайкальского отделения Географического общества СССР. – Чита. – 1963. – Вып. 19. – С. 61–72.
- Гусев Г. С.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) / Г. С. Гусев, В. Е. Хаин // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
- Данилович В. Н.** Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями / В. Н. Данилович. – Иркутск : Иркут. политехнич. ин-т, 1961. – 47 с.
- Демин Б. Г.** Вакуумная дробилка. Авторское свидетельство № 701706, 1979.
- Дистанов Э. Г.** Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири / Э. Г. Дистанов // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – М. : Наука. – 1972. – С. 65–76.
- Добрецов Н. Л.** Глубинная геодинамика. 2-е изд. / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.
- Добрецов Н. Л.** Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. – Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев и др. – Новосибирск. – Наука. – Сиб. отделение. – 1985. – С. 34–59.
- Добрецов Н. Л.** Марианит-бонинитовая серия в офиолитах Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, Е. В. Скляров и др. // Геология и геофизика. – 1986. – № 12. – С. 29–35.
- Добрецов Н. Л.** О покровной тектонике Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов. – Геотектоника. – 1985. – № 1. – С. 39–50.
- Добрецов Н. Л.** Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса / Н. Л. Добрецов // Магматизм и метасоматизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. – Т. 1. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 11–19.
- Добрецов Н. Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1–2. – С. 5–27.
- Докембрий Патомского нагорья** / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Первалов и др. – М. : Недра, 1995. – 352 с.
- Домарев В. С.** Источники вещества метаморфогенных месторождений / В. С. Домарев // Метаморфогенное рудообразование. – Киев : Наукова думка. – 1972. – Ч. 1. – С. 100–114.
- Домарев В. С.** О метаморфогенном рудообразовании / В. С. Домарев // Сов. геология. – 1967. – № 4. – С. 6–17.
- Домарев В. С.** О формациях метаморфогенных месторождений / В. С. Домарев // Метаморфогенное рудообразование : Труды II совещания. – М. : Недра, 1977. – С. 24–31.
- Дриль С. И.** Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса / С. И. Дриль, М. И. Кузьмин // Доклады РАН. – 1998. – Т. 360. – № 2. – С. 241–245.
- Дриль С. И.** Sr–O изотопная систематика и источники вещества фанерозойских гранитоидов Восточного Забайкалья / С. И. Дриль, Б. Г. Покровский, В. Д. Козлов и др. // Геология, геохимия, геофизика: материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ. – Иркутск : ИЗК СО РАН. – 2001. – С. 234–235.
- Жмодик С. М.** Распределение золота в черных сланцах Витимо-Патомского района / С. М. Жмодик, А. А. Куликов, С. Т. Шестель // Геология и геофизика. – 1993. – № 2. – С. 67–76.
- Заика-Новацкий В. С.** Структурный анализ и основы структурной геологии : учеб. пособие / В. С. Заика-Новацкий, А. Н. Казаков. – Киев : Выща школа, Головное изд-во, 1989. – 279 с.
- Замараев С. М.** Древняя структура земной коры Восточной Сибири / С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов, Г. В. Рязанов и др. – Новосибирск : Наука, СО АН СССР. – 1975. – 186 с.
- Золотарев А. Г.** Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья / А. Г. Золотарев. – Новосибирск : Наука, 1974. – 120 с.
- Золото Бурятии** / Рошкетав П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. – Кн. 1. – Улан-Удэ. – Изд-во БНЦ СО РАН. – 2000. – 463 с.
- Золото Бурятии** / Рошкетав П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. и др. – Кн. 1. – Улан-Удэ. – Изд-во БНЦ СО РАН. – 2004. – 515 с.
- Зоненшайн Л. П.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1 / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – 328 с.
- Зоненшайн Л. П.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2 / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – 334 с.
- Зоненшайн Л. П.** Палеогеодинамика / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин. – М. : Наука. – 1992. – 192 с.

Зорин Ю. А. Геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и проблема Палеоазиатского океана / Ю. А. Зорин, Е. В. Скляр, В. Г. Беличенко, А. М. Мазукабзов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2006 : в 2 т. – Т. 1. – С. 118–122.

Иванов А. В. Обойдет ли Россия стороной «великий спор о плюмах»? / Иванов А. В. // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 3. – С. 417–420.

Иванов А. И. Новые типы коренных месторождений золота в Ленской золотоносной провинции и основные закономерности рудообразования / А. И. Иванов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы научной конференции. – Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2005 : в 2 т. – Т. 1. – С. 7–10.

Иванов А. И. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба / А. И. Иванов, Г. В. Рязанов. – Новосибирск : Наука. Сиб. отделение, 1992. – 88 с.

Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии / А. В. Ильин. – М. : Наука. – 1982. – 114 с.

Ильин А. В. О Тувино-Монгольском массиве / А. В. Ильин // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. – М. : Тр. НИИ «Зарубежгеология». – Вып. 22. – 1971. – С. 67–73.

Ильин А. В. Протерозойский суперконтинент, его предкембрийский рифтинг и распад на множество континентов / А. В. Ильин // Известия АН СССР, серия геологическая. – 1991. – № 1. – С. 80–95.

Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн / Ильин А. В. // Тр. совместной совет.-монг. науч.-исслед. экспедиции. – Вып. 6. – М. : Наука. – 1973. – 167 с.

Казанский А. Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / А. Ю. Казанский. – Новосибирск, 2002. – 40 с.

Карелин С. П. Геолого-генетическая модель, поисковые критерии и методика поисков месторождений балейского типа / С. П. Карелин, И. В. Гольдмахер, Н. А. Снижевская и др. // Локальный прогноз и разработка месторождений золота : Материалы регион. Рос. конф. – Чита : ЗабНИИ. – 1992. – С. 72–96.

Карта металлогении золота горных сооружений Восточной Сибири и Северной Монголии / гл. ред. Н. А. Логачев, отв. ред. Ю. В. Комаров. Масштаб 1:1 500 000. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 1995.

Катюха Ю. П. О возрасте мангатгольской, дабатжалгинской свиты и окинской серии Восточного Саяна / Ю. П. Катюха, А. М. Рогачев // Геология и геофизика. – 1983. – № 5. – С. 68–78.

Кириллова Г. Л. Формации и тектоника Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой области / Г. Л. Кириллова, М. Т. Турбин. – М. : Наука, 1979.

Кныш С. К. Генетические особенности формирования золоторудных месторождений Гарганской глыбы и ее обрамления / С. К. Кныш, Н. Н. Амшинский // Промышленные генетические типы месторождений Сибири и геохимические предпосылки их комплексного использования. – Новосибирск : СНИИГиМС. – 1990. – С. 100–111.

Кныш С. К. Баланс вещества в гидротермальных золоторудных месторождениях Восточного Саяна / С. К. Кныш // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Вып. 22. – Иркутск. – 1998. – С. 113–123.

Кныш С. К. Вертикальная зональность золотого оруденения в одном из районов Восточного Саяна по данным термобарохимии / С. К. Кныш // Генетическая минералогия по включениям в минералах. – Новосибирск : Наука. – 1978. – С. 111–118.

Кныш С. К. Состав газовой фазы включений в минералах из некоторых золоторудных месторождений Восточного Саяна / С. К. Кныш, Н. А. Шугурова // Генетическая минералогия по включениям в минералах. – Новосибирск : Наука. – 1978. – С. 119–125.

Коваленко С. Н. Коллизионные структурные парагенезисы Муйского района / С. Н. Коваленко, А. Т. Корольков, П. Г. Кириллов, А. В. Лухнев // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 12. – С. 41–49.

Коваленко В. И. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm–Nd изотопные данные / В. И. Коваленко, В. В. Ярмолюк, В. П. Ковач и др. // Геотектоника. – 1999. – № 3. – С. 21–41.

Колман Р. Г. Офиолиты / Р. Г. Колман. – М. : Мир. – 1979. – 262 с.

Комаров Ю. В. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения) / Ю. В. Комаров, Э. Н. Копылов, А. А. Белоголовкин и др. – Новосибирск : Наука. – 1984. – 121 с.

Комаров Ю. В. Геология и металлогения мегасводов / Ю. В. Комаров, Э. Н. Копылов, А. А. Белоголовкин // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР. – 1987. – С. 49–56.

Комаров Ю. В. О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии / Ю. В. Комаров, П. М. Хренов // Докл. АН СССР, 1963. – Т. 151. – № 4. – С. 911–914.

Комаров Ю. В. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии / Ю. В. Комаров, П. М. Хренов // Складчатые области Евразии. – М. : Наука, 1964. – С. 233–248.

Конников Э. Г. Генезис плутогенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области / Э. Г. Конников, А. Г. Миронов, А. А. Цыганков и др. // Геология и геофизика. 1995. – Т. 36. № 4. С. 37–52.

Константинов М. М. Золоторудные гиганты мира / М. М. Константинов // Природа. – 2000. – № 3. – С. 52–57.

Константинов Р. М. Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья / Р. М. Константинов, И. Н. Томсон, С. В. Чеглоков и др. // Геология рудных месторождений. – 1967. – Т. 9. – № 3. – С. 41–53.

Константиновская Е. А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана / Е. А. Константиновская // Геотектоника. – 1999. – № 5. – С. 15–34.

Копп М. Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе / М. Л. Копп // Тр. ГИН РАН. – Вып. 506. – М. : Научный Мир. – 1997. – 314 с.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья / В. С. Кормилицын // Сов. геология. – 1959. – № 11. – С. 96–110.

Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья) / В. С. Кормилицын. – Л. : Недра. – 1973. – 327 с.

Корольков А. Т. Бодайбинский золоторудный район: геодинамика и металлогения / А. Т. Корольков // Вестник Иркутского государственного технического университета. – 2005. – № 1(21). – С. 61–67.

Корольков А. Т. Геодинамика и золотоносность Озернинского рудного узла / А. Т. Корольков // Вестник Иркутского государственного технического университета. – 2005. – № 3 (23). – С. 16–21.

Корольков А. Т. Гранитогнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса / Проблемы геологии, петрологии и геодинамики Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2004 а. – С. 51–55.

Корольков А. Т. Закономерности формирования Ундинской купольной структуры и ее рудоносность : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Т. Корольков. – Иркутск. – ИЗК СО АН СССР. – 1987. – 17 с.

Корольков А. Т. Комплексы метаморфических ядер центральной части Восточного Забайкалья. – Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород / А. Т. Корольков // Тезисы докладов Международной конференции к 100-летию Н. А. Елисеева. – СПб : Изд-во СПГУ. – 1998. – С. 172–173.

Корольков А. Т. Строение Гарганской структурно-металлогенической зоны с позиций тектоники плит (Восточный Саян) / А. Т. Корольков // Геологической службе Бурятии – 50 лет : Материалы регион. науч.-практ. конф. – Улан-Удэ : Изд-во Бурят. гос. ун-та. – 2003а. – С. 61–63.

Корольков А. Т. Структуры латерального выжимания центрального сектора Монголо-Охотского пояса / А. Т. Корольков // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской Академии Естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск : ИрГТУ. – 2004 б. – № 1(27). – С. 90–95.

Корольков А. Т. Террейны и структуры латерального выжимания при металлогеническом анализе / А. Т. Корольков // Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». – М. : Изд-во МГРРУ. – 2003. – Т. 2 (секции IV–X). – С. 208.

Корольков А. Т. Трансформные разломы коллизийных областей / А. Т. Корольков // Геология, экологическая геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 1994. – С. 25–26.

Корольков А. Т. и др. Связь золотого оруденения со структурами латерального выжимания Центральной части Урик-Китойской зоны (Восточные Саяны) / А. Т. Корольков, А. В. Филимонов, А. А. Куликов и др. // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых : Межвуз. сб. науч. тр. – Вып. 25. – Иркутск : ИрГТУ, 2002. – С. 44–55.

Косыгин Ю. А. Докембрийская тектоника Сибири / Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др. – Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1964. – 74 с.

Косыгин Ю. А. Об основных системах и типах тектонических структур мезокайнозойского континента Азии / Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий // Тектоника Сибири. – Т. I. – Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1962. – С. 9–17.

Красинец С. С. Особенности распределения золота в породах р. Унда (Восточное Забайкалье) / С. С. Красинец, В. Д. Пампура // Геология, геохимия и прогнозная оценка рудных районов и месторождений Забайкалья. – Иркутск : ИГУ, 1973. – С. 67–101.

Кривцов А. И. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности : учеб. для ВУЗов / А. И. Кривцов, П. Д. Яковлев. – М. : Недра, 1991. – 383 с.

Кузьмин М. И. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении / М. И. Кузьмин, А. Т. Корольков, С. И. Дриль, С. Н. Коваленко. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2000. – 288 с.

Кузьмин М. И. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу / Кузьмин М. И., В. А. Кравчинский // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 54–62.

Кузьмичев А. Б. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза / А. Б. Кузьмичев, Д. З. Журавлева, Е. В. Бибикина и др. // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 10. – С. 1379–1383.

Кузьмичев А. Б. Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и континента / А. Б. Кузьмичев // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 44–59.

Кузьмичев А. Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива / А. Б. Кузьмичев // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 76–92.

Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и каледонский этапы / А. Б. Кузьмичев. – М. : ПРОБЕЛ–200, 2004. – 192 с.

Кузьмичев А. Б. Тектонические события позднего рифея – раннего палеозоя в истории формирования Тувино-Монгольского массива : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / А. Б. Кузьмичев. – М. : ИЛРАН. – 2002. – 49 с.

Кузьмичев А. Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива / А. Б. Кузьмичев // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 76–92.

Кучеренко И. В. Дайки основного состава в мезотермальном золоторудном месторождении Зун-Холба (Восточный Саян) / И. В. Кучеренко // Вестник Томского государственного университета. – 2003. – Приложение № 3 (III). – С. 259–261.

Кучеренко И. В. Концепция мезотермального рудообразования в золотоносных районах складчатых сооружений Южной Сибири / И. В. Кучеренко // Известия Томского политехнического университета. – 2001. – Т. 304. – Вып. 1. – С. 182–197.

Кучеренко И. В. Методология формационных исследований в рудной геологии / И. В. Кучеренко // Материалы региональной конф. геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Т. II. – Томск : Комитет природных ресурсов по Томской области. – 2000. – С. 47–49.

Кучеренко И. В. Проблемы генетической минералогии. Проблемы геологии и освоения недр / И. В. Кучеренко // Тр. IV Междунар. симпозиума им. акад. М. А. Усова студентов, аспирантов и молодых ученых в рамках российской научно-социальной программы для молодежи и школьников «Шаг в будущее», посвященной 100-летию со дня открытия Томск. политех. ун-та и 300-летию горно-геол. службы России. – Томск : Изд-во НТЛ. – 2000.

Кучеренко И. В. Рудные формации как средство генетических и металлогенических исследований / И. В. Кучеренко // Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. – Томск : Изд-во Томск. ун-та, 1988. – С. 3–9

Левицкий В. В. Структура и зональность золотого оруденения в типичном рудном поясе Сибири / В. В. Левицкий // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. – М. : Наука. – 1966. – С. 316–327.

Ленский золотоносный район / Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер, Т. П. Жаднова и др. – М. : Недра, 1971. – Т. 1. – 163 с.

Лесняк Р. В. К вопросу о связи юрских интрузивных и вулканогенных образований Восточного Забайкалья. / Р. В. Лесняк // Тез. докладов II научной конф. геол. секции им. В. А. Обручева. – Чита : ЗабНИИ. – 1965. – С. 57–59.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей / Ф. А. Летников. – Новосибирск : Наука. – 1975. – 214 с.

Летников Ф. А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования / Ф. А. Летников // Глубинные условия эндогенного рудообразования. – М. : Наука, 1986. – С. 16–24.

Летников Ф. А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогения гранитоидных куполов / Ф. А. Летников // Металлогения раннего докембрия СССР. – Л. : Наука. – 1984. – С. 57–65.

Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза / Ф. А. Летников // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – №4. – С. 291–307.

Летников Ф. А. Синергетика геологических систем / Ф. А. Летников. – Новосибирск : Наука, 1992. – 232 с.

Летунов С. П. Тектонодинамические особенности формирования структуры Пионерского золоторудного месторождения (В. Саян) / С. П. Летунов, А. Т. Корольков, В. Н. Агасеев // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов : Материалы Междунар. науч. конф. – Благовещенск : АмурКНИИ АНЦ ДО РАН. – 2001. – С. 166–168.

Летунов С. П. Структурные условия формирования золоторудных столбов Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) / С. П. Летунов, Ж. В. Семинский, А. Т. Корольков и др. // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Вып. 22. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ. – 1998. – С. 87–102.

Летунов С. П. Особенности тектонического развития рудоконтролирующих структур Балейского грабена / С. П. Летунов, Ж. В. Семинский // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых : Материалы междунар. науч.-техн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства» / отв. ред. А. Ф. Коробейников. – Томск : Изд-во ТПУ. – 2001. – С. 79–82.

Лобанов М. П. Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья / М. П. Лобанов, К. М. Радченко, И. И. Чернецкая и др. // Геология и геофизика, 1976, № 9. – С. 34–45.

Лобанов М. П. О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района / М. П. Лобанов, А. В. Синцов, В. И. Сизых и др. // ДАН, 2004, т. 394, № 3. – С. 360–363.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии / И. В. Лучицкий. – Т. 1. – М. : Наука, 1971. – 490 с.

Максиков С. В. Динамометаморфический комплекс Борщевочного хребта (Восточное Забайкалье) // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенезиса, корреляции, геологической картографии : Тезисы докладов IV Восточно-Сибирского петрографического совещания. – Иркутск : ИГУ. – 1997. – С. 50–51.

Малич Н. С. Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы / Н. С. Малич. – М. : Недра, 1975.

- Масайтис В. Л.** Об особом типе структур Восточной Азии : Материалы по общей и региональной тектонике / В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий. – Л. : Изд-во ВСЕГЕИ, 1963. – С. 63–89.
- Мельник В. А.** «Трансформные» разломы Монголо-Охотского океана / В. А. Мельник, А. Т. Корольков // Вестник Иркутского университета. Специальный выпуск : Материалы ежегодной науч.-теорет. конф. мол. ученых. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 2002. – С. 81–83.
- Мельников В. Д.** Золоторудные гидротермальные формации / В. Д. Мельников. – Владивосток : АмурКНИЦ, 1984. – 131с.
- Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья).** – М. : Наука. – 1977. – 174 с.
- Метаморфогенное рудообразование в докембрии** // Геологические основы теории метаморфогенного рудообразования / Белевцев Я. Н., Буряк В. А., Кулиш Е. А. и др. – Киев : Наукова думка, 1985. – 192 с.
- Минина О. Р.** Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области : автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук / О. Р. Минина. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2003. – 19 с.
- Мионов А. Г.** Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / А. Г. Мионов, А. И. Альмухамедов, В. Ф. Гелетий и др. – Новосибирск : Наука, 1989. – 281 с.
- Мионов А. Г.** Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) / А. Г. Мионов, С. М. Жмодик // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41. – № 1. – С. 54–69.
- Митчелл А.** Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений / А. Митчелл, М. Гарсон. – М. : Мир, 1984. – 496 с.
- Моисеенко В. Г.** Золоторудные месторождения Востока России / В. Г. Моисеенко, Л. В. Эйриш. – Владивосток : Дальнаука, 1996. – 352 с.
- Моссаковский А. А.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин и др. // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.
- Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса / М. С. Нагибина. – М. : Изд-во АН СССР. – 1963.
- Намоллов Е. А.** Структурные и минералого-геохимические критерии оценки золото-кварцевых жил (на примере одного из рудных полей Бурятии) / Е. А. Намоллов // Золотоносность юга Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС, 1987. – С. 71–80.
- Намоллов Е. А.** Тектонические условия формирования и закономерности морфологии рудовмещающих разрывов Иркиндинского рудного поля / Е. А. Намоллов // Тектонические структуры и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Забайкалья. – Улан-Удэ : ГИН СО АН СССР, 1979. – С. 70–78.
- Неймарк Л. Л.** Изотопный состав свинца Олокинской зоны Северного Прибайкалья / Л. Л. Неймарк, Е. Ю. Рыцк, Б. М. Гороховский и др. // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 6. – С. 33–49.
- Нефедьев М. А.** Основные разрывные структуры Еравнинского рудного узла по геофизическим данным / М. А. Нефедьев, В. М. Афанасьев // Рудные месторождения Забайкалья и методы их поисков. – Чита, 1973. – С. 151–153.
- Никитина Л. П.** Докембрий Восточного Саяна / Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова, И. П. Бузиков и др. – М. : Наука, 1964. – 328 с.
- Николаев П. Н.** Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений / П. Н. Николаев // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1977. – № 12. – С. 103–115.
- Обручев В. А.** Рудные месторождения: Часть описательная. – 2-е изд., испр. и доп. – М.; Л. : ОНТИ НКТП, 1934. – С. 535–576.
- Овчинников Л. Н.** Прогноз рудных месторождений / Л. Н. Овчинников. – М.: Недра, 1992. – 308 с.
- Одинцова И. В.** Гранитокупольный тектогенез и локализация оруденения Юбилейного рудного поля / И. В. Одинцова, А. Т. Корольков, В. В. Левицкий // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 1991. – С. 22–24.
- Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР** / Амантов А. А., Быковская Е. В., Генко Г. А. и др. – Л. : Недра, 1979. – 303 с. (Мин. геологии СССР. ВСЕГЕИ).
- Павлинов В. Н.** Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Основы общей геотектоники и методы геологического картирования : учеб. для вузов / В. Н. Павлинов, А. Т. Соколовский. – М. : Недра, 1990. – 318 с.
- Парфенов Л. М.** Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии / Л. М. Парфенов. – Новосибирск : Наука. – 1984. – 192 с.
- Парфенов Л. М.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л. М. Парфенов, Н. А. Берзин, А. И. Ханчук и др. // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
- Парфенов Л. М.** Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья / Л. М. Парфенов, А. Н. Булгаков, И. В. Гордиенко // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15. – № 4. – С. 3–13.

- Парфенов Л. М.** Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии / Л. М. Парфенов, У. Дж. Ноклеберг, А. И. Ханчук // Тектоника и геодинамика. – 1998. – Т. 17. – № 3. – С. 3–13.
- Пейве А. В.** Глубинные разломы в геосинклинальных областях / А. В. Пейве // Известия АН СССР, серия геологическая. – 1945. – № 5.
- Пейве А. В.** Общая характеристика, классификация и пространственное положение глубинных разломов / А. В. Пейве // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1956. – № 1.
- Пейве А. В.** Структуры и движения в литосфере / А. В. Пейве, А. А. Савельев // Геотектоника. – 1982. – № 6.
- Переляев В. И.** Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / В. И. Переляев. – Иркутск: ИЗК СО РАН. – 2003. – 18 с.
- Петровская Н. В.** Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балецкого рудного поля (Восточное Забайкалье) / Н. В. Петровская, П. С. Бернштейн, С. Г. Мирчинк и др. / Тр. ЦНИГРИ. – Вып. 45. – Ч. 1. – 1961. – 97 с.
- Печерский Д. М.** Палеоазиатский океан / Д. М. Печерский, А. Н. Диденко. – М. : ОИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
- Попивняк И. В.** Опыт перспективной оценки глубоких горизонтов некоторых золоторудных объектов Урик-Китойского рудного узла (Восточный Саян) / И. В. Попивняк, Т. А. Карамышева, В. А. Ковалевский и др. // Термобарогеохимия геологических процессов. – М. – 1992. – С. 161–162.
- Посохов В. Ф.** Исследование рубидий-стронциевым методом Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) / В. Ф. Посохов, А. Г. Миронов, Е. Д. Утина // Ежегодник-94. – Вып. 1. – Улан-Удэ. – 1994. – ГИН СО РАН. – С. 11–13.
- Пузанов А. А.** Основные этапы истории золотого оруденения Красноярского края / А. А. Пузанов // Красноярская горно-геологическая компания: 10 лет в новых условиях работы : Материалы науч.-практ. геол. конф., посвящ. 10-летию ОАО «Красноярскгеология». – Красноярск : Гротеск, 2006. – С. 73–78.
- Рассказов С. В.** Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. – Новосибирск : ВО «Наука». Сиб. издат. фирма, 1993. – 288 с.
- Рассказов С. В.** Rb–Sr изотопная систематика гранитоидов Гарганской и Окинской зон Восточного Саяна / С. В. Рассказов, В. Г. Скопинцев., М. Н. Масловская и др. // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса : сб. науч. тр. ИГУ – М. : Интернет Инжиниринг, 2001. – С. 106–136.
- Розен О. М.** Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских, протерозойских коллизионных систем) / О. М. Розен, В. С. Федоровский // Тр. ГИН РАН; вып. 545. – М. : Науч. мир. – 2001. – 188 с.
- Рошкетав П. А.** Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна / П. А. Рошкетав, Ю. П. Катюха, А. М. Рогачев // Стратиграфия позднего кембрия и раннего палеозоя Средней части Сибири. – Новосибирск. – ИГиГ СО АН СССР. – 1983. – С. 19–43.
- Рудные месторождения СССР : в 3 т. / под ред. акад. В. И. Смирнова.** – Изд. 2-е, перераб. и доп. – Т. 3. – М. : Недра, 1978. – 496 с.
- Рутштейн И. Г.** К истории изучения динамометаморфических комплексов Восточного Забайкалья / И. Г. Рутштейн, Г. И. Богач // Вестник Томского государственного университета. Приложение № 3 (I). Проблемы геологии и географии Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ. – 2003. – С. 152–154.
- Рутштейн И. Г.** К палеогеодинамике Монголо-Охотского складчатого пояса / И. Г. Рутштейн // Вестник Томского государственного университета. Приложение № 3 (I). Проблемы геологии и географии Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ. – 2003. – С. 149–151.
- Рыбалов Б. Л.** Пространственное размещение позднемезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье (Россия) / Б. Л. Рыбалов // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44. – № 4. – С. 354–368.
- Рыцк Е. Ю.** Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса / Е. Ю. Рыцк, Ю. В. Амелин, Н. Г. Ризванова и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9. – С. 3–15.
- Рыцк Е. Ю.** Главные событийные рубежи неопротерозоя Байкало-Муйского пояса / Е. Ю. Рыцк // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. – СПб., 2003. – С. 437–439.
- Салоп Л. И.** Геология Байкальской горной области / Л. И. Салоп. – М. : Наука, 1964. – Т. 1. – 511 с.
- Салоп Л. И.** Геология Байкальской горной области / Л. И. Салоп. – М. : Наука, 1967. – Т. 2. – 699 с.
- Сафонов Ю. Г.** Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал / Ю. Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45. – № 4. – С. 305–320.
- Сафонов Ю. Г.** Роль локальных структурных факторов в формировании балецких золоторудных месторождений / Ю. Г. Сафонов // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. – М. : Наука, 1972. – С. 120 – 135.
- Семинский Ж. В.** Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях / Ж. В. Семинский. – М. : Недра, 1980. – 139 с.
- Семинский Ж. В.** Особенности геотектонического режима развития структур золоторудных месторождений Холбинской зоны смятия (Восточные Саяны) / Ж. В. Семинский, С. П. Летунов, А. Т. Корольков : Ма-

териалы Всерос. науч.-практ. конф. «Эколого-безопасные технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы». – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН. – 2000. – С. 24–29.

Семинский Ж. В. Структура и процессы формирования Балеиской золоторудной системы / Ж. В. Семинский, С. П. Летунов, А. М. Спиридонов и др. // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Межвузовский сборник научных трудов. – Вып. 25. – Иркутск : ИрГТУ. – 2002. – С. 15–31.

Семинский Ж. В. Тектонические особенности южной части Окинского мегасвода в связи с проблемой золотоносности Юго-Восточного Саяна / Ж. В. Семинский, С. П. Летунов // Вестник ИрГТУ. – 2004. – № 2 (18). – С. 46–55.

Семинский Ж. В. Металлогенические пояса Восточной Сибири / Ж. В. Семинский // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Вып. 3 (29). – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 5–15.

Семинский Ж. В. Промышленные типы месторождений благородных металлов : учеб. пособие / Ж. В. Семинский. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2004. – 119 с.

Семинский Ж. В. Структурная организация и глубинное строение региональных золоторудных систем Саяно-Байкальского орогенного пояса / Ж. В. Семинский // Геологической службе Бурятии – 50 лет : Материалы науч.-практ. конф. – Улан-Удэ : Изд-во Бурят. гос. ун-та. – 2003. – С. 11–13.

Семинский Ж. В. Структурные типы и условия формирования рудных полей и месторождений : учеб. пособие / Ж. В. Семинский. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ. – 2000. – 262 с.

Сердюк С. С. Минерально-сырьевая база золота Центральной Сибири: перспективы развития и освоения / С. С. Сердюк // Минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск : КНИИГиМС. – Кн. 1. – 2002. – С. 373–419.

Сизых А. И. Закономерности локализации коренной золотоносности центральной части Гарганского рудного района Восточного Саяна / А. И. Сизых, Н. В. Сизых, А. М. Мелентьев и др. // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса : сб. науч. тр. ИГУ. – М. : Интернет Инжиниринг, 2001. – С. 258–283.

Синица С. М. Гнейсовые купола в Восточном Забайкалье / С. М. Синица. – Новосибирск : Наука, 1975. – 138 с.

Синцов А. В. О генезисе рудных объектов Ленского золотоносного района / А. В. Синцов, М. П. Лобанов // Геология и минерагения юга Сибири / Вестник ГеоИГУ. – Вып. 4. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – С. 99–109.

Скляр Е. В. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа / Е. В. Скляр, А. М. Мазукабов, А. И. Мельников. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. – 1997. – 182 с.

Скляр Е. В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный сегмент) : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / Е. В. Скляр. – Иркутск : ИЗК СО РАН. – 1994. – 52 с.

Скурский М. Д. Недр Забайкалья / М. Д. Скурский. – Чита : Изд-во «Читагеология». – 1996. – 692 с.

Скурский М. Д. Саяно-Байкало-Становой металлогенический пояс / М. Д. Скурский // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – № 7. – С. 53–59.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья / С. С. Смирнов. – М. ; Л. : Госгеолитиздат. – 1944. – 91 с.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья / С. С. Смирнов. – М. : Изд-во АН СССР. – 1961. – 507 с.

Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований : Тез. док. Всерос. совещ. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 419 с.

Срывцев Н. А. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса / Н. А. Срывцев, В. А. Халилов, В. В. Булдыгеров, В. И. Переляев // Геология и геофизика. – 1992. – № 9. – С. 72–78.

Страхова Т. М. К проблеме образования Байкальской складчатой области / Т. М. Страхова // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М. : Интернет Инжиниринг, 2001. – С. 307–329.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование / Н. Г. Судовиков // Сов. геология, 1965. – № 1. – С. 105–119.

Сурков В. С. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты и ее влияние на структуру и нефтеносность мезо-кайнозойского чехла / В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро // Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 3–15.

Тарасова Р. С. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового месторождения / Р. С. Тарасова, Н. В. Близнюк, И. Н. Бабкин // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – М. : Наука. – 1972. – (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 143). – С. 79–97.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов / Л. В. Таусон. – М. : Наука, 1977. – 280 с.

Тверитинов Ю. И. Прогнозирование золотого оруденения на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока: геологические и изотопно-геохимические аспекты / Ю. И. Тверитинов, Т. Ю. Тверитинова, С. Б. Брандт, С. В. Рассказов и др. – Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2006. – 224 с.

Тверитинов Ю. И. Закономерности размещения золотого оруденения на территории юга Восточной Сибири / Ю. И. Тверитинов, П. М. Хренов // Золотоносность юга Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС. – 1987. – С. 4–31.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука / Интерпериодика». – 2001. – 571 с.

Томсон И. Н. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Забайкалья / И. Н. Томсон, И. Б. Иванов, Р. М. Константинов и др. // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1963. – № 12. – С. 31–40.

Томсон И. Н. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение / И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева // Сов. геология. – 1969. – № 12. – С. 22–35.

Томсон И. Н. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур / И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева и др. – М. : Недра, 1984. – 272 с.

Томсон И. Н. Металлогения орогенов / И. Н. Томсон, В. С. Кравцов, Н. Т. Кочнева и др. – М. : Недра, 1992. – 272 с.

Томсон И. Н. Металлогения рудных районов / И. Н. Томсон. – М. : Недра, 1988. – 215 с.

Тупяков В. Е. Геология и эндогенная рудная зональность Средне-Голготайского золото-висмутового месторождения (Восточное Забайкалье) : автореф. ... канд. геол.-минерал. наук / В. Е. Тупяков. – Иркутск : ИПИ, 1978.

Феофилактов Г. А. О моноасцендентном типе эндогенной зональности вокруг рудоносной интрузии на примере Китойско-Урикского золоторудного узла / Г. А. Феофилактов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, выпуск XIII, Улан-Удэ. – 1970. – С. 1–11.

Феофилактов Г. А. Структурные и физико-химические факторы локализации полиметаллического оруденения Назаровского месторождения / Г. А. Феофилактов, А. Т. Корольков, Б. Г. Демин, В. И. Охрименко // Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья и Прибайкалья. – Улан-Удэ : БФ СО АН СССР. – 1985. – С. 74–77.

Феофилактов Г. А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд месторождений золота одного из районов Восточного Саяна / Г. А. Феофилактов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. X. – Улан-Удэ. – 1965. – С. 41–47.

Феофилактов Г. А. Новые данные о структуре Озерного месторождения / Г. А. Феофилактов // Сов. геология, 1982, № 7. – С. 81–89.

Феофилактов Г. А. О роли разрывных нарушений в локализации полиметаллического и других типов оруденения Озернинского рудного узла / Г. А. Феофилактов, Д. И. Царев, М. А. Нефедьев, А. Т. Корольков // Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья. – Новосибирск : Наука. – 1985. – С. 52–58.

Фогельман Н. А. Новые данные о связи близповерхностных золоторудных месторождений Забайкалья с нижнемеловым вулканизмом / Н. А. Фогельман // Рудоносность вулканогенных формаций. – М. : Недра. – 1965. – С. 171–181.

Фогельман Н. А. Роль региональных разрывных нарушений и блоковой тектоники в размещении золоторудных месторождений / Н. А. Фогельман // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. – М. : Наука. – 1966. – С. 166–177.

Хаин В. Е. Геотектоника с основами геодинамики : учебник / В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе. – М. : Изд-во МГУ. – 1995. – 480 с.

Хераскова Т. Н. Позднерифейский окраинно-континентальный пояс Восточной Гондваны / Т. Н. Хераскова, С. Г. Самыгин, С. В. Руженцев и др. // ДАН. – 1995. – Т. 342. – № 5. – С. 661–664.

Хоментовский В. В. Байкалий Сибири (850–650 млн лет) / В. В. Хоментовский // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 4. – С. 313–333.

Хомич В. Г. Об условиях образования рудных столбов в жилах Бaleyского рудного поля / В. Г. Хомич // Проблемы образования рудных столбов. – Новосибирск : Наука, 1972. – С. 81–89.

Хомич В. Г. О роли складчатых дислокаций в формировании структуры Бaleyской впадины (Восточное Забайкалье) / В. Г. Хомич, М. Ю. Цыденов, В. Д. Любалин, Ю. А. Симонов // Геотектоника, 1972. – № 4. – С. 109–114.

Хренов П. М. Краевые вулcano-плутонические пояса Северо-Азиатского кратона / П. М. Хренов, А. А. Бухаров // Сов. геология. – 1972. – № 4. – С. 21–34.

Хренов П. М. Негеосинклинальные вулcano-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири / П. М. Хренов – М. : Недра, 1984. – 223 с.

Царев Д. И. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе / Д. И. Царев. – М. : Наука. – 1978. – 308 с.

Царев Д. И. Проблема формирования колчеданных месторождений (на примере Забайкалья) / Д. И. Царев, А. П. Фирсов. – М. : Наука. – 1988. – 144 с.

Цыганков А. А. К проблеме возраста гранитоидов сумсунурского комплекса (Восточный Саян) / А. А. Цыганков, В. Ф. Посохов, А. Г. Миронов // Вестник Томского государственного университета : Приложение № 3 (I). – Томск : ТГУ, 2003. – С. 183–186.

Чеглоков С. В. Значение скрытых разломов в структуре рудного поля / С. В. Чеглоков // Труды ИГЕМ АН СССР. – М. – 1962. – Вып. 84. – С. 93–103.

- Чень-Го**. Характеристика и природа дива-региона и сравнение его с так называемой платформой / Чень-Го ; Пер. с кит. – *Acta geologica, Sinica*, 1960, Vol. 40, № 2.
- Чередниченко В. П.** Структура Борщевочного гранитоидного массива / В. П. Чередниченко, Л. С. Каменщикова // Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья (вопросы тектоники, магматизма и металлогении) : сб. науч. тр. – Иркутск : Изд-во ИГУ. – 1973. – С. 55–77.
- Черезов А. М.** Структура и зональность жильных гидротермальных месторождений в разрывных зонах / А. М. Черезов, И. Н. Широких, А. С. Васьков. – Новосибирск : Наука, 1992. – 103 с.
- Шейдеггер А.** Основы геодинамики / А. Шейдеггер. – М. : Недра, 1987. – 384 с.
- Шер С. Д.** Металлогения золота / С. Д. Шер. – М. : Недра, 1974. – 256.
- Шульдинер В. И.** Верхний докембрий и кембрий Борщевочного хребта / В. И. Шульдинер, М. И. Стецюк, С. М. Сеница // Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. – Владивосток, ДВНЦ, 1977. – С. 52–75.
- Щеглов А. Д.** Металлогения областей автономной активизации / А. Д. Щеглов. – Л. : Недра. – 1968. – 180 с.
- Щеглов А. Д.** Эндогенная металлогения Западного Забайкалья / А. Д. Щеглов. – Л. : Недра. – 1966. – 277 с.
- Щеглов А. Д.** Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики) / А. Д. Щеглов. – Л. : Недра. – 1987. – 231 с.
- Ярмолюк В. В.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита / В. В. Ярмолюк, С. И. Будников, В. И. Коваленко и др. // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 451–466.
- Ярмолюк В. В.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, В. Г. Иванов // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 41–67.
- Ярмолюк В. В.** Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, А. Б. Котов и др. // Геотектоника. – 1997. – № 5. – С. 18–32.
- Ярмолюк В. В.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко. – М. : Наука, 1991. – 263 с.
- Ярмолюк В. В.** Северо-Азиатский суперплум в фанерозое / В. В. Ярмолюк и др. // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
- Ярмолюк В. В.** Этапы формирования и источники щелочного гранитоидного магматизма Северо-Монголо-Забайкальского рифтогенного пояса в перми и триасе / В. В. Ярмолюк и др. // Петрология. – 2001. – № 4. – С. 378–380.
- Kuzmin M. I.** Intraplate magmatism and metallogeny exemplified by the Mongol-Okhotsk belt. Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins / Kuzmin M. I., Dril S. I., Tatarnikov S. A. et al. – Vladivostok : Dalnauka, 2004. – P. 17–18.
- Li X.-H.** Geochemical and Sm-Nd isotopic study of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China: petrogenesis and tectonic implications / Li X.-H., Zhao J.-X., McCulloch T. et al. – *Precambrian Res.*, 1997. Vol. 81, p. 129–144.
- Lister G. S.** The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA / G. S. Lister, G. A. Davis // *J. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11. P. 65–94.
- McKenzie D.P.** Speculations on the consequences and causes of plate motions / D. P. McKenzie // *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.*, 1969. Vol. 18, p. 1–3.
- Seminski Zh.V.** Metallogenic zoning based on plume tectonics and deep-seated structure of the earth's crust, exemplified by Trans-Baikal area / Zh.V. Seminski // *Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins.* – Vladivostok : Dalnauka, 2004. – P. 152–153.
- Sklyarov E. V.** Ophiolites and blueschists of southeast Sayan / E. V. Sklyarov // *First international symposium on geodynamic evolution and main sutures of Central Asia. IGCP project 283. Guidebook for excursion.* Ulan-Ude, 1990. 57 p.
- Wernicke B.** Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in extended orogen / B. Wernicke // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 645–648.

Научное издание

Корольков Алексей Тихонович

**ГЕОДИНАМИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ
ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

Редактор *Э. А. Невзорова*
Верстка: *А. В. Врон*
Дизайн обложки: *М. Г. Яскин*

ISBN 978-5-9624-0195-9

Темплан 2007. Поз. 80.

Подписано в печать 02.10.07. Формат 60x90 1/16. Бумага Sveto Copy. Печать трафаретная.
Гарнитура Times New Roman. Усл. печ. л. 14,6. Уч.-изд. л. 16,7. Тираж 100 экз. Заказ. 91.

ИЗДАТЕЛЬСТВО

Иркутского государственного университета
664003, г. Иркутск, бульвар Гагарина, 36
Тел.: (8-3952) 241-436; e-mail: izdat@lawinstitut.ru