



В.И. Казанский

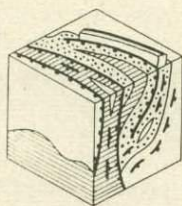
---

# ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ



В.И.Казанский

# ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ



4976  
9754



Москва "Недра" 1988



УДК 553.3/4.078.2:551.71/.72

Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия. — М.: Недра, 1988. — 286 с.: ил. — ISBN5 — 247 — 00195 — 8

На основе исследований на Алданском, Балтийском, Украинском щитах и обобщений новейших данных о геологии и металлогении докембрийских комплексов Австралии, Индии, Канады и других регионов рассмотрены условия возникновения и эволюция континентальной земной коры на ранних этапах геологической истории и геотектонические режимы архея и протерозоя, разработана детальная классификация региональных и локальных рудоносных структур. Описаны структуры месторождений Бушвельда, Кривого Рога, Маунт-Айзы, Удокана. Особое внимание уделено пограничным структурам и эндогенным рудообразующим системам.

Для геологов научно-исследовательских институтов. Будет полезна специалистам производственных организаций.

Табл. 11, ил. 91, список лит. — 50 назв.

Рецензент В.И. Старостин, д-р геол.-минер. наук (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова)

К  $\frac{1904050000 - 157}{043 (01) - 88}$  69 — 88

ISBN 5-247-00195-8

© Издательство "Недра", 1988

## ПРЕДИСЛОВИЕ

С каждым годом увеличивается объем новой информации о геологии и металлогении докембрия. Сокращается разрыв между возникновением Земли как планеты и началом ее геологической истории. Становится очевидным, что уже в раннем докембрии континентальная земная кора была резко дифференцирована в тектоническом и металлогеническом отношении. Расширяется перечень уникальных докембрийских месторождений железа, цветных и редких металлов, золота, урана. Меняются представления об обстановках, благоприятных для их формирования и об эволюции рудоносных структур докембрия.

Докембрийские рудные месторождения возникли в результате сложных комбинаций процессов седиментации, вулканизма, метаморфизма, интрузивной деятельности. Многие из них имеют полигенное происхождение. Поэтому изучение рудоносных структур докембрия не может ограничиться анализом пространственных и возрастных соотношений складок, разрывов и рудных залежей. Оно должно базироваться на гораздо более широком комплексе исследований с использованием петрографических, геохимических, петрофизических методов, палеофациальных и палеовулканических реконструкций.

Сопоставление имеющихся данных показывает, что для разных возрастных и генетических групп месторождений соотношения с тектоническими структурами меняются. Одни месторождения формируются на протяжении всей геологической истории, другие ограничены определенными возрастными рамками и типами структур. При этом тектонические и металлогенические процессы тесно связаны с преобразованиями вещества в глубинных зонах литосферы. Поэтому изучение рудоносных структур докембрия затрагивает многие дискуссионные вопросы учения о полезных ископаемых и геотектонике, в частности вопрос о возможности проявления в архее и протерозое тектоники литосферных плит.

В основу книги положена идея о существовании трех эволюционных рядов региональных рудоносных структур материков — конструктивного, стабильного и деструктивного, которые появились в раннем докембрии и продолжали развиваться в рифее и фанерозое. Первый ряд объединяет архейские супракрустальные, протерозойские подвижные и фанерозойские складчатые пояса, второй — протоплатформы и платформы, третий — области протоактивизации, тектономагматической активизации и рифтогенеза. Сравнительная характеристика разновозрастных структур докембрия и определяет основное содержание первых шести глав. Две другие главы посвящены пограничным структурам докембрия как возможным окраинам и зонам столкновения литосферных плит и вертикальному распределению оруденения в континентальной земной коре.

В книге сначала рассматриваются более древние, а затем более молодые структуры. Но фактически автор шел к этой работе обратным путем. Отправной точкой явились исследования процессов мезозойско-тектономагматической активизации Алданского щита. Затем в качестве особых металлогенических провинций докембрия были выделены и охарактеризованы области протоактивизации. И, наконец, предложена общая систематика региональных и локальных рудоносных структур докембрия с учетом их эволюции во времени.

Литература по геологии и рудным месторождениям докембрия огромна. Дать ее полный обзор и описать все типы рудоносных структур в одной небольшой книге невозможно. Серьезные трудности возникают при межрегиональной корреляции рудоносных структур и их классификации. Автор видит свою задачу не в разработке такой классификации, а в изложении новейших материалов по тем районам, в которых специфика докембрийского рудообразования может быть раскрыта с наибольшей полнотой. Поэтому в описаниях тех или иных регионов не рассматривается история исследований и предпочтение отдается фактическим данным, полученным в последние пять-семь лет.

При выборе примеров для детальной характеристики автор использовал материалы собственных исследований на Алданском, Балтийском, Украинском щитах, результаты осмотра комплексов и месторождений Австралии, НРБ, Индии, Канады, КНР, Финляндии, ЧССР, Швеции, Зимбабве. Ознакомлению с зарубежными месторождениями способствовало участие в проектах № 91 "Металлогения докембрия" и № 247 "Докембрийские рудные месторождения и их связь с тектоническими режимами" Международной программы геологической корреляции.

Автор благодарен Я.Н. Белевцеву, Т.В. Билибиной, К.О. Кратцу, Ф.П.Кренделеву, Н.П.Лаверову, Д.В. Рундквисту, А.В. Сидоренко, В.И.Смирнову, В.М.Терентьеву, А.И.Тугаринову, П.М.Хренову, А.Д.Щеглову, принимавшим участие в совместных исследованиях. Полезными были научные контакты с зарубежными учеными Г.Гаалом, А.Гудвином, Д.Гровсом, Г.Каутским, К.Конди, Х.Папуненом, З.Поуба, Р.Ратландом, Чжан Цюшеном.

## Глава I. ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ

### ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В основе современных тектонических концепций лежит гипотеза о необратимом эволюционном развитии литосферы [22,50]. С наибольшей полнотой она разработана для палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Еще 15–20 лет назад докембрийские структуры материков объединялись под названиями "догеосинклинальные", "пермобильные" и т.д. Однако результаты последних геохронологических исследований и открытие осадочных пород среди древнейших супракрустальных толщ заставили отказаться от многих упрощенных схем развития литосферы в начальный период ее геологической истории.

Согласно радиогеохронологическим данным, Земля образовалась 4550–4600 млн. лет назад, а древнейшие породы, обнажающиеся на ее поверхности, имеют возраст 3900–3800 млн. лет. Важное значение для понимания догеологической истории нашей планеты приобрели непосредственные исследования Луны, Венеры, Марса. Установлено, что все планеты земной группы расслоены. В центре находится плотное ядро, затем следует нижняя мантия, составляющая основную массу планеты, далее — переходный слой и верхняя мантия, окруженная на больших планетах газовой и жидкой оболочкой. В.Л.Барсуков развил представление о том, что различный состав оболочек обусловлен гетерогенной аккрецией материала, состав которого менялся в ходе развития Солнечной системы. Так, на ранних стадиях конденсации в основном аккумуляровались Fe-Ni и Al-Ca частицы и Mg-Fe силикаты, отвечающие хондритам. При формировании верхней мантии главное значение имели небулярные конденсаты типа углистых хондритов, обогащенные летучими веществами. На больших планетах дегазация верхней мантии приводила к образованию на заключительных стадиях аккреции атмосферы и гидросферы, о чем свидетельствует совпадение изотопного состава H, N, C, многих благородных газов в земной коре с таковым в углистых хондритах при резком их отличии в других типах метеоритов.

Следует заметить, что поиски первичной земной коры "лунного типа" до настоящего времени не дали положительных результатов. Предполагается, что бомбардирующий поток тяжелых метеоритов, контракционное растрескивание, опускание отдельных блоков в верхнюю мантию и вулканизм частично уничтожили ее, а горячие кислотные восстановительные дожди быстро изменили древнейшие магматические породы с одновременным переотложением кремнезема, глинозема, карбонатов и т.д. Действительно, появляются все новые доказательства того, что уже на самых ранних этапах геологической истории Земли важнейшую роль в образовании литосферы играли процессы выветри-

вания и седиментации, которые способствовали глубокой дифференциации вещества и в значительной степени определили строение гранитно-метаморфического слоя земной коры [3].

Эти новые данные влекут за собой отказ от многих упрощенных схем тектоники раннего докембрия, открывают новые возможности для периодизации тектонических событий в архее и протерозое, для исторического анализа структур земной коры с позиций актуализма. Существуют различные подходы к такому анализу как в рамках геосинклинальной теории, так и в концепции тектоники плит.

Е.В.Павловский, М.С.Марков высказали мысль о том, что первые прогибы геосинклинального типа, или протогеосинклинали, возникли в конце архея и отличались от тех же структур позднего докембрия и фанерозоя. Им были свойственны простые линейные складки, отсутствие четких внутренних поднятий, фациальная устойчивость осадочных толщ, развитие магматизма от ультраосновного и основного до кислого и, наконец, широкое проявление процессов палингенеза и высокотемпературного регионального метаморфизма. В раннем протерозое появились и первые устойчивые массивы — протоплатформы. Их мощный, обычно слабометаморфизованный чехол сохранился в относительно небольших впадинах и зонах перикратонных опусканий. В его разрезе преобладают терригенные формации, а вулканогенные и хемогенные отложения играют подчиненную роль. Местами он подвергался гранитизации, был рассечен разломами, по которым проникли ультраосновные, основные и кислые магмы.

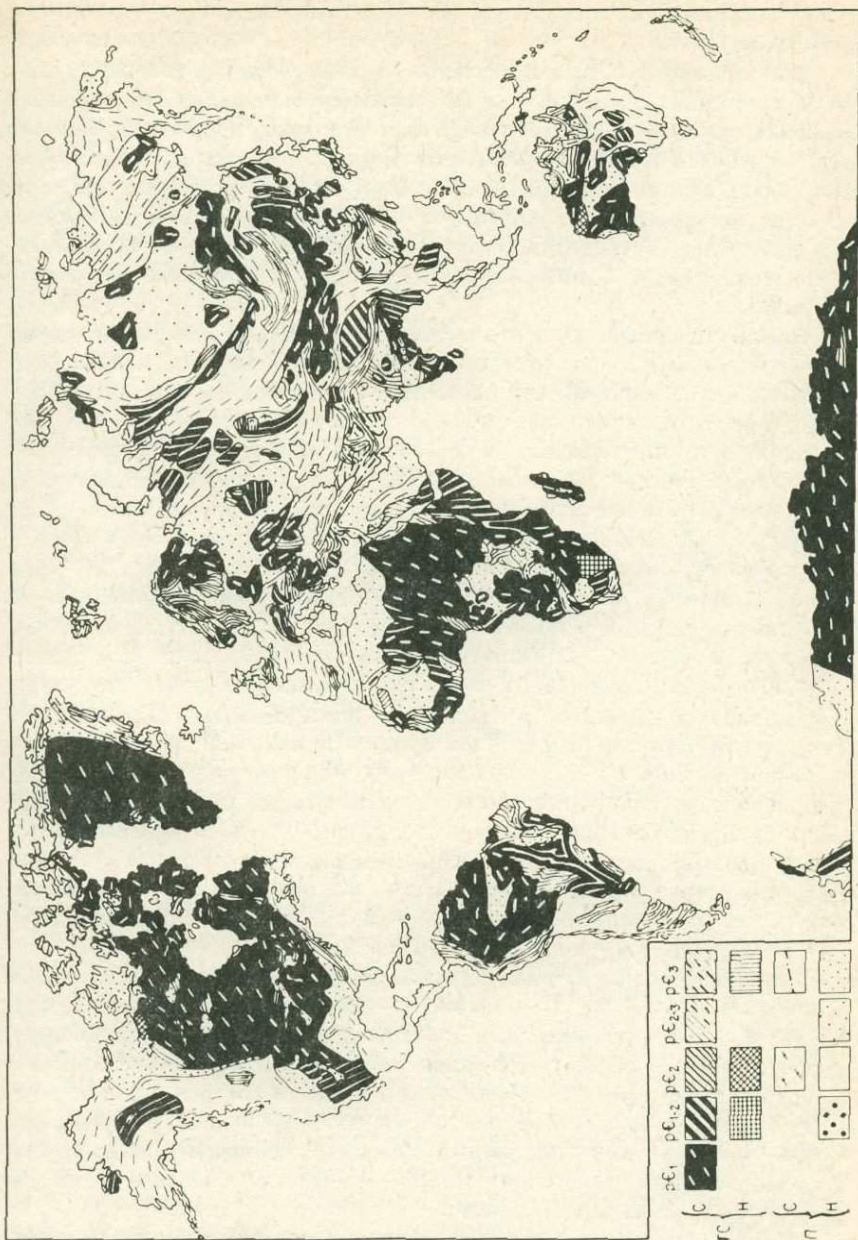
Авторы "Карты тектоники докембрия континентов" во главе с Ю.А.Косыгиным [6] впервые осуществили глобальную корреляцию архейских и протерозойских структурно-вещественных комплексов с подразделением их на складчатые и нескладчатые, платформенные и геосинклинальные (рис.1).

Для платформенных комплексов типичны формации кварцевых песчаников, глин, плитчатых известняков, доломитов и др. Песчаный и алевроитовый материал хорошо отсортирован, широко распространены глауконитовые породы, слабо — конгломераты, которые почти всегда являются базальными. Из магматических пород развита лишь трапповая формация, могут присутствовать щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа, кимберлиты. Типичны малые мощности при небольших градиентах их изменения, наблюдается большое число региональных перерывов, отмечаются выдержанность состава по площади, преобла-

---

Рис.1. Схема размещения докембрийских структурно-вещественных комплексов. По Ю.А.Косыгину и др. [6].

Структурно-вещественные комплексы: ГС — геосинклинальные, П — платформенные, С — складчатые, Н — нескладчатые. Возрастные подразделения (докембрий):  $pe_1$  — нижний,  $pe_{1-2}$  — нижний и средний,  $pe_2$  — средний,  $pe_{2-3}$  — средний и верхний,  $pe_3$  — верхний. Области предполагаемого отсутствия или глубокой переработки докембрийских комплексов не заштрихованы.





дание мелководных отложений, широкое распространение континентальных толщ.

Все неплатформенные комплексы рассматриваются авторами карты как геосинклинальные. Для них характерны аспидная, молассовая, яшмовая, джеспилитовая, граувакковая осадочные формации, формация рифовых и пелитоморфных известняков, присутствие магматических пород спилит-кератофировой и офиолитовой формации и т.д. В качестве дополнительных признаков указываются большие мощности при значительных градиентах их изменения, отсутствие региональных перерывов, резкая фациальная изменчивость, преобладание морских осадков.

Обычно предполагается, что между структурными и вещественными характеристиками существует взаимное согласие. Однако в ходе составления карты выяснилось, что это предположение нуждается в серьезных коррективах, и поэтому на карте принята двухмерная классификация, которая включает четыре класса структурно-вещественных комплексов: геосинклинальные складчатые, геосинклинальные нескладчатые, платформенные складчатые и платформенные нескладчатые.

Возрастные подразделения придают карте "третье измерение". Однако изображенные на ней изохронные границы оказались скользящими. Например, нижние горизонты чехла Сибирской платформы в центральных районах относятся к венду (0,65 млрд.лет), в северных и восточных районах — к нижнему рифею (1,6 млрд.лет).

Анализ карты позволил сделать ряд важных выводов о структуре докембрия континентов и эволюции докембрийских комплексов. Так, древнейшие платформенные образования начали формироваться в Южной Африке 2,5—3,3 млрд лет назад. Шире распространены среднедокембрийские платформенные формации. Однако они еще не образуют покрова на больших площадях, а развиты лишь в пределах угловатых блоков, разделенных геосинклинальными трогами. Такая картина характерна главным образом для континентов южного полушария (Северная Австралия, Южная Африка, Гвианский щит Южной Америки), но наблюдается также в Центральной Азии.

Сплошные чехлы начинают формироваться на древних платформах в позднем докембрии (с рубежа примерно 1,6—1,8 млрд.лет назад), но на разных платформах возникают не одновременно. Чехол Сибирской платформы слагают рифейские образования. Русская платформа в целом покрывается чехлом лишь в венде; в это же время широко распространены платформенные образования в Южной Америке. На Северо-Американской платформе большие площади покрываются чехлом с начала фанерозоя. Платформенные образования верхнего докембрия здесь развиты локально.

Таким образом, в пределах северного полушария устанавливается последовательное омоложение нижних горизонтов сплошных платформенных чехлов от Тихоокеанского побережья Азии к Европе и далее к Северной Америке. Примерно такая же картина наблюдается

в южном полушарии, где наиболее древним сплошным чехлом являются верхнедокембрийские платформенные образования Австралии.

Установлено, что современная структура докембрия — блоковая и подчинена системам глубинных разломов, большинство которых возникло еще в докембрии. Наиболее яркий пример таких разломов — Алданский краевой шов, разделяющий Алданский щит и Становую зону. Возникновение его относится, вероятно, к концу архея, а развитие происходит вплоть до наших дней.

Следует, однако, обратить внимание на одно обстоятельство, о котором пишут сами авторы в Объяснительной записке к "Карте тектоники докембрия континентов". При классификации комплексов возникла острая необходимость выделения структурных элементов "третьего типа" (промежуточного, переходного, орогенного). Некоторые авторы полагали, что их можно выделить в качестве "класса пересечения". Другие считали необходимым включение в классификацию орогенного класса, подобно тому, как это сделано Н.П.Херасковым в отношении формаций. Однако для окончательного варианта карты принята двухэлементная классификация с выделением геосинклинальных и платформенных комплексов. В пользу этого разделения приведены следующие соображения. Структурно-вещественные комплексы, соответствующие платформенным и геосинклинальным областям, являются итогом всего геологического развития осадочной оболочки. Орогенные области отражают определенное состояние земной поверхности, присущее геосинклинали и платформам на различных стадиях их развития. Орогенные формации, как правило, тесно связаны со структурными элементами второго порядка геосинклиналей и платформ. Поэтому анализ соотношений орогенных формаций с геосинклинальными и платформенными ведет лишь к уточнению расчленения осадочной оболочки на геосинклинали и платформы, но не к выделению "структур третьего типа".

К.О.Кратц и другие [26] за основу периодизации тектонических событий докембрия приняли эпохи наиболее интенсивных эндогенных процессов, следствием которых была структурная или вещественная переработка того или иного участка земной коры. При этом в качестве опорных выбирались регионы, наименее затронутые наложенными процессами. В результате сопоставления материалов по Азии, Северной и Южной Америке, Австралии и Европе мобильные пояса докембрия были разделены на две категории, условно названные поясами (орогенами) — с геосинклинальной подготовкой и без геосинклинальной подготовки. Первые включают синхронные с их развитием вулканогенные и (или) осадочные комплексы, которые при переработке их завершающими тектоническими и плутонометаморфическими процессами вместе с другими геологическими образованиями определяют особенности вновь возникшего участка земной коры. Формирование вторых не сопровождалось осадконакоплением и вулканизмом, но проявилось в интенсивной переработке более древних комплексов

основания, а также залегающих на них платформенных отложений. В архее — раннем протерозое тектонические рубежи определялись развитием поясов с геосинклинальной подготовкой и последующей стабилизацией коры. Начиная с середины протерозоя (2,0 млрд лет) все большее развитие получают пояса без геосинклинальной подготовки. Соответственно в докембрийской истории материков выделяются четыре главные стадии тектонических, plutонических и метаморфических процессов с возрастом 3,8–3,5; 3,5–2,5; 2,5–1,6 и 1,6 — 0,5 млрд лет.

Наиболее ранняя стадия относится к интервалу времени свыше 3,5 млрд лет. Ей отвечают древнейшие супракrustальные комплексы Исуа в Гренландии, себаквийский комплекс в Зимбабве, иенгская серия на Алдане, канский комплекс Енисейского кряжа, комплекс Бому в Центральной Африке и др. Однако последовавшая стабилизация не привела к образованию консолидированной зрелой коры, и на разных материках встречаются лишь небольшие ее реликтовые участки, почти не затронутые более поздними процессами. Возможно, это обстоятельство является одной из причин того, что процессы регионального метаморфизма гранулитовой фации, относимые к ранней стадии развития, радиологически надежно не датированы.

Вторая стадия развития земной коры (3,5–2,5 млрд лет) завершается периодом формирования мощной континентальной коры. В современном эрозионном срезе площади развития эндогенных процессов этого времени представлены геологическими образованиями от слабометаморфизованных гранитно-зеленокаменных до гранит-гранулитовых комплексов. Завершающий стадию поздний архей отличается интенсивными тектоническими процессами и гранитным плутономизмом, который охватывает значительные (до 80 %) площади древних щитов. Интенсивное поступление гранитного материала приводит к резкому увеличению мощности и степени консолидации земной коры. Наряду с натриевыми гранитоидами появляются ранее почти неизвестные поздние и посторогенные комплексы калиевых гранитоидов, свидетельствующие о резко изменившемся состоянии континентальной коры.

О возникновении в это время мощной консолидированной зрелой коры свидетельствует также накопление древнейших неметаморфизованных платформенных отложений: системы Понгола (3,0 млрд лет), системы Доминион-Риф (2,8 млрд лет) в Африке, платформенного чехла (2,7 млрд лет) на Бандельхандском массиве в Индии и др. На это же указывают и появившиеся в это время наиболее ранние мобильные пояса без геосинклинальной подготовки (например, пояс Лимпопо, имеющий возраст 2,6 млрд лет).

С интенсивной тектонической и plutонической деятельностью и последовавшей за ней кратонизацией обширных участков коры связано появление протяженных трещинных интрузий основных пород (рои даек в Гренландии, вулканические борозды и рои даек в Карелии, Великая Дайка Зимбабве и др.), которые предшествовали дроблению и возникновению новых мобильных поясов.

Для следующей, раннепротерозойской стадии (2,5–1,6 млрд. лет) характерно одновременное развитие мобильных поясов с геосинклинальной и без геосинклинальной подготовки. Пояса первого типа отличаются от зеленокаменных поясов предшествующих стадий развития большей дифференцированностью накапливающихся в них осадочно-вулканических формаций, нередко делением на прогибы эв- и миогеосинклинального типа, наличием самостоятельных терригенно-сланцевых поясов и т. д. Мобильные пояса этой стадии в большинстве интракратонные. Они не нарушают общей целостности континентальных массивов, но расчленяют их на отдельные сегменты, по размерам значительно более крупные, чем в гранитно-зеленокаменных областях первой стадии развития коры (например, кратон Сьюпириор в Канаде, раннепротерозойский Восточно-Сибирский кратон, массив Хоггар в Африке). Одновременно с развитием мобильных поясов на обширных площадях происходит накопление эпикратонных (платформенных) отложений, в том числе и самых древних красноцветов (системы Витватерсранд в Африке и Карпентарий в Австралии, удоканская серия Сибири, ятулий Карелии, раннепротерозойские платформенные отложения Канады и др.).

Третья стадия завершается периодом интенсивных тектонических и плутонометаморфических процессов 2,0–1,6 млрд. лет назад. Этот период отличается значительным разнообразием типов мобильных поясов, регионального метаморфизма, вплоть до появления гранулитового метаморфизма поясового типа, двумя этапами гранитного плутонизма (соответственно натриевого и калиевого), становлением платформенных интрузий типа Бушвельдского плутона. Как и в предыдущий период активности, эти процессы охватили все материк в виде сплошной системы мобильных поясов, разделяющих более древние архейские кратоны. В своей кульминации они определили структурно-тектонический рисунок большинства древних щитов (Канадского, Балтийского, Украинского, Алданского, Гвианского, щитов Южной, Центральной и Западной Африки, Гренландии, Индостанского полуострова и др.) и сформировали структуру большей части фундамента современных материков. Окончание этого периода характеризуется образованием на многих материках вулканогенных и терригенных моласс и кислых вулканоплутонических формаций, рапакиви-гранитных, рапакиви-анортозитовых и долерито-трапповых формаций и роев даек, свидетельствующих о новом этапе общей кратонизации континентальной коры.

Последняя стадия эволюции докембрийской коры (1,6–0,5 млрд. лет) напоминает фанерозойский тип развития материковой коры. Такое представление верно лишь в том смысле, что в это время возникали обширные платформы, в основном сохранившиеся в фанерозое. Действительно, к этой стадии относятся обширные платформенные чехлы на всех материках (рифейско-вендские отложения севера Евразии и Китая, отложения серии Кивино и Белт в Северной Америке, формации Рорайма в Южной Америке, система Болчална в Австралии, позднедокембрийский чехол Северной Африки и др.). Мобильные пояса, которые можно относить к фанерозойскому геосинклинальному типу, — единич-

ны, приурочены к окраинам материков и появились в основном в конце докембрия (Юго-Восточная Австралия, западное побережье Южной Африки, восточная часть Бразилии и др.). Значительно большим числом представлены мобильные пояса без геосинклинальной подготовки. Лишь изредка появляются пояса с синхронными терригенно-сланцевыми отложениями, а вулканизм в них отмечается крайне редко.

Заметим, что и в этой работе фигурирует особый тип структур, называемый мобильными поясами без геосинклинальной подготовки, который не может быть прямо отнесен ни к платформенным, ни к геосинклинальным сооружениям.

Как известно, исследования океанов, развернувшиеся в 60-е и 70-е годы, привели к пересмотру геосинклинальной теории и широкому распространению новой глобальной тектоники. Было предпринято много попыток применить эту концепцию к различным докембрийским структурам и комплексам и к эволюции земной коры на протяжении всей геологической истории.

Мобилистский вариант геосинклинальной теории наиболее полно отражен на тектонической карте Северной Евразии [22]. Он базируется на идее о последовательном преобразовании океанической коры в континентальную. Авторы карты во главе с А.В.Пейве и А.Л.Яншиным различают в этом длительном и сложном процессе три главные стадии: 1) океаническую — с разрезами и палеогеографическими обстановками, подобными современным океанам; 2) переходную — с локальным развитием гранитно-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками, сходными с современными островными дугами, краевыми морями и глубоководными желобами; 3) континентальную — с повсеместно развитым гранитно-метаморфическим слоем, типичным для современных материков. Предполагается, что трансформация океанической коры в континентальную происходила в течение всей обзорной геологической истории Земли — от раннего архея до настоящего времени. Однако сам ход этого процесса во времени несколько менялся.

На самых ранних этапах развития Земли существенное значение имело формирование протометаморфического слоя. Последний представлял собой сложное сочетание пород первичной мантии, земной коры гранулит-базитового состава, продуктов их размыва и обширных площадей, сложенных тоналит-трондьемитовыми ассоциациями ("серые гнейсы"). Геохимические особенности последних свидетельствуют о том, что многие из них представляют собой кислые дериваты архейской мантии. Возникшие в архее участки протометаморфического слоя явились прообразами будущих континентальных массивов. Они также подверглись рифтогенезу, в результате чего возникли некоторые типы зеленокаменных поясов позднего архея и раннего протерозоя, многие из которых, видимо, подстилались породами архейского меланократового фундамента.

Как показывают геологические исследования южной окраины Сибирской платформы, уже в раннем протерозое здесь протоконтинентальные блоки соседствовали с протоокеаническими, вдоль зоны их

сочленения формировались толщи, сходные с современными формациями шельфов, континентальных склонов и подножий. Становление дорифейской континентальной коры завершилось калиевой гранитизацией, метасоматозом и внедрением гранитов, появлением субаэральных вулканических поясов акитканского типа, которые и рассматриваются в качестве индикаторов зрелой континентальной земной коры.

Появляется все больше доказательств того, что крупные горизонтальные перемещения литосферных плит происходили не только в кайнозойе и мезозойе, но также в палеозойе и позднем докембрии, т.е. 800—900 млн. лет назад. Но распространение этого механизма на архей и ранний протерозой порождает серию вопросов, на которые пока нет однозначного ответа. Главную проблему, как и для мобилистского варианта геосинклинальной концепции, создают наличие в раннем архее мощной сиалической коры и существенные различия между современной океанической корой и вулканогенно-осадочными комплексами архейских зеленокаменных поясов. Еще 10 лет назад считалось, что коматииты залегают в основании таких комплексов и вверх по разрезу сменяются бимодальными вулканическими сериями—аналогами островодужных ассоциаций. Позже установлено, что коматииты нередко переслаиваются с щелочноземельными вулканитами и мелководными осадочными породами, а петрохимические характеристики эффузивных пород не являются однозначными индикаторами тектонических условий их формирования. А.Крейтер сопоставил разные точки зрения и показал, что с позиций тектоники плит труднее всего увязать термальную историю Земли и рост континентальной коры. Если тепловой поток в архее был в 2,5—3 раза больше, чем в настоящее время, то вся литосфера была подвижной и не могло быть ни субдукции, ни гравитационной неустойчивости. Соответственно лишь в конце протерозоя, когда тепловой поток уменьшился, литосферные плиты могли приобрести достаточную мощность, началась генерация океанической коры и т.д. Следовательно, тектонику плит нельзя распространять на ранний докембрий без существенных изменений.

А.Гудвин предложил различать три стадии развития земной коры (млрд.лет): микроплитной (3,8—2,6), интроплитной (2,6—1,3) и макроплитной (1,3—0) тектоники. Согласно этой модифицированной модели, в архее вся литосфера была подвижной, зоны Беньофа еще не существовали, а мантийная конвекция была интенсивной. Первые относительно стабильные массивы были сложены основными и ультраосновными породами. Затем вследствие избирательного плавления в них аккумуляровался сиалический материал с образованием протоконтинентов. В протерозойе главной ареной тектонических деформаций стали внутрикратонные зоны, где начались процессы субдукции и возникли энсиалические мобильные пояса.

Ч.Б.Борукаев считает, что отдельные проявления тектоники литосферных плит зафиксированы на рубеже 3 млрд.лет назад. Плиты были соразмерны современным и ограничены областями сгущения зеленокаменных поясов. В раннем протерозойе и среднем рифее механизм тек-

тоники плит проявлялся в иной форме. В полном объеме механизм тектоники плит функционирует с верхнего рифея и вплоть до настоящего времени. Континентальная кора в основном сформировалась 4-3,3 млрд. лет назад. Дальнейшее развитие коры определялось ее взламыванием, раздвижением и сдвижением отдельных блоков, увеличением мощности, некоторым латеральным наращиванием. Развивая идеи Г.Штилле, Ч.Б.Борукаев выделяет эпохи периодического объединения и разобщения масс континентальной коры. Для эпох объединения диагностическими являются вулканические пояса акитканского типа и зоны диасхизиса, для эпох разобщения — островодужные и ультрабазитовые ассоциации зеленокаменных, граничных троговых и интракратонных складчатых поясов.

Отметим, что даже активные сторонники новой глобальной тектоники классифицируют архейские и протерозойские структуры земной коры на другой основе. Так, Б.Уиндли [50] выделяет в докембрии 6 групп тектонических структур и комплексов:

I — архейские глубокометаморфизованные регионы (Западная Гренландия, Лабрадор, пояс Лимпопо);

II — архейские зеленокаменные пояса (система Свазиленд, Барбертон в Южной Африке, Калгурли в Австралии, Дарвар в Индии, Сьюпириор и Слейв в Канаде);

III — ранне- и среднепротерозойские основные — ультраосновные интрузии (Стиллуотер в Монтане, Великая Дайка Зимбабве, дайковый пояс Уиджимулута в Австралии, Бушвельдский комплекс);

IV — ранне- и среднепротерозойские впадины и геосинклинали (недислоцированные гуронские отложения, геосинклинали Коронейшен и Унгава в Канаде, геосинклиналь Маунт-Айза в Австралии);

V — среднепротерозойский мобильный пояс Северной Атлантики, включающий складчатые структуры и посторогенные интрузии провинций Черчилл, Гренвилл в Канаде, Кетилиды-Гардар в Гренландии, свекофиниды и карелиды Балтийского щита и др.;

VI — средне- и позднепротерозойские впадины и дайки (Аделаидская геосинклиналь, впадины и Амадиус и Кимберли).

В некоторых публикациях геосинклиальная теория и новая глобальная тектоника трактуются как взаимно исключающие друг друга. Однако, по мнению В.Е.Хаина, такое противопоставление неверно. Тектоника плит обогатила геосинклиальное учение рядом важных положений — об офиолитах как реликтах океанической коры, о преобразовании океанической коры в континентальную в зонах Заварицкого-Беньофа, об изменении характера метаморфизма и магматизма по мере удаления от этих зон. Коренным образом изменились и представления о геодинамике геосинклиналей: о закономерном сочетании условий растяжения и сжатия, о рифтогенезе сиалической коры и ее аккреции и т.д.

Первыми структурами, напоминающими геосинклинали, В.Е.Хайн считает архейские зеленокаменные пояса, частично переходящие в ранний протерозой. По условиям заложения на сиалической коре, ста-

диям развития, магматическим и осадочным формациям они близки к межконтинентальным геосинклиналям, но отличаются по масштабу, длительности развития, сохранению синклинойной структуры. Протогеосинклинали стоят значительно ближе к настоящим геосинклиналям, хотя в большинстве из них не доказано наличие офиолитов. Зато они дифференцированы на краевые мелководные и осевые глубоководные зоны (мио- и эвгеосинклинали), по масштабам и длительности формирования превосходят зеленокаменные пояса и закладывались в основном на переходной (субокеанской) коре.

Ю.М.Пушаровский, однако, считает, что последовательный мобилизм существенно ограничивает значение геосинклинальной теории для объяснения тектоногенеза на Земле. Если континентальные блоки могут раскалываться и расходиться, то они могут и объединяться в крупные материковые монолиты. В этом случае приобретают новое значение понятия "аккреция" и "деструкция". Аккреция — не как производная от субдукции, а как приращение земной коры в широком смысле в соответствии с точным переводом этого термина с латинского языка. На континентах это может быть и процесс развития гранитно-метаморфического слоя на активных окраинах, и разрастание пассивных окраин, и механическое сгруживание блоков с континентальной корой в результате больших горизонтальных перемещений. Что касается деструкции, то она противоположна аккреции и нарушает сложившиеся соотношения слоев земной коры.

При таком широком понимании термина "деструкция" к нему на материках, очевидно, могут быть отнесены явления тектономагматической активизации и рифтогенеза.

Идея о принадлежности областей тектономагматической активизации к особому третьему типу структур материков, равнозначному платформам и геосинклиналям, была высказана Г.Ф.Мирчинком еще в 1940 г. и получила широкое признание в Советском Союзе в конце 60-х — начале 70-х годов. При всем многообразии процессов тектономагматической активизации их объединяет серия признаков: наложение на платформы и области завершенной складчатости, блоковые перемещения ранее стабилизированных масс, накопление субазральных вулканогенно-осадочных толщ, проявление специфических структурных элементов — сводовых поднятий, межгорных впадин и рифтов, разнообразный эффузивный и интрузивный магматизм (базальтоидный, щелочной, кислый) и повышенная сейсмическая активность [24].

Наиболее детально изучены процессы мезозойской тектономагматической активизации, охватившие в юрском и меловом периодах огромные пространства Восточной и Центральной Азии, в том числе раннедокембрийские сооружения Алданского щита, Становой области, Сино-Корейского щита. В палеозойских складчатых областях новые тектонические воздействия нарушили докембрийские комплексы многих срединных массивов. В последнее время стало очевидным, что сходные процессы проявились не только в мезозое и кайнозое, но также и в более ранние периоды геологической истории.



Для обозначения процессов тектономагматической активизации в докембрии автором был предложен термин протоактивизации, а для соответствующих структурных элементов — области протоактивизации [4]. Именно к ним относятся упоминавшиеся докембрийские структуры "третьего типа", протерозойские подвижные пояса "без геосинклинальной подготовки", гигантские расслоенные массивы ультраосновных—основных пород, субазральные вулканические пояса аkitканского типа. Выделение областей протоактивизации в качестве самостоятельных тектонических элементов докембрия в свою очередь служит отправной точкой для разделения региональных рудоносных структур материков на три последовательно возникающие группы, о которых будет сказано в заключительном разделе этой главы.

Важнейшую роль в современной структуре материков играют рифтовые зоны. Е.Е.Милановский [13] показал, что они завершают длительную эволюцию процессов рифтогенеза в геологической истории. Уже в архее формирование зеленокаменных поясов может быть определено как рассредоточенный рифтогенез сиалической коры. В протерозое и палеозое континентальный рифтогенез был подчинен геосинклинальному процессу, а в мезозое и кайнозое приобрел самостоятельное значение как одна из главных форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин на фоне общего расширения Земли.

По мнению Е.Е.Милановского настоящие рифтовые структуры появились в рифее и могут быть подразделены на три основных типа: 1) эпиплатформенные рифтовые зоны, 2) авлакогены и 3) линейные поднятия — валы или плакантиклиналы, флексуры, горсты и т.д. Важно отметить, что в большинстве случаев они приурочены к линейным структурным элементам архейского или раннепротерозойского возраста и в целом наследуют их простирание. Приближаясь к архейским кратонам с изометричным структурным рисунком и широким развитием гранито-гнейсов, рифтовые зоны и авлакогены либо заканчиваются у их края (восточный фланг Байкальской рифтовой зоны), либо огибают их с одной стороны (Восточно-Африканская рифтовая система).

Дополнительную информацию об эволюции литосферы и прошлых геодинамических обстановках дает изучение магматических формаций. О.А.Богатиков и др. [9] показали, что они закономерно сменяют друг друга в ходе геологической истории. В частности, изотопные исследования Sr, Nd, Hf, Pb, He, Ar, Xe в базальтах срединно-океанических хребтов, во внутриплитных базальтах и магматических породах континентов выявляют важный рубеж в истории Земли на уровне в 2 млрд лет. Он совпадает с появлением слоя истощенной мантии, созданием примерно 80 % объема континентальной коры, формированием вулканических поясов аkitканского типа, близких к андийским окраинно-континентальным поясам. Сопоставление древних и молодых магматических формаций позволяет сделать вывод, что в архее тектоника плит, по крайней мере, в современном виде не действовала, в противоположность последним 2 млрд лет, когда проявления магматизма четко раз-

делялись на две группы, приуроченные соответственно к границам и внутренним частям литосферных плит.

Разнообразие взглядов на тектонику докембрия не ограничивается различными вариантами плейттектонической и геосинклинальной концепций. Так, Л.И.Красный развивает идею о том, что литосфера состоит из крупных геоблоков площадью 1–5 млн.км<sup>2</sup>, отличающихся по характеру осадконакопления, магматизма, метаморфизма, и считает, что первичная неоднородность литосферы была заложена еще в протопланетный этап развития Земли. В данной работе отметим выделение Л.И.Красным в особую группу межблоковых тектонических зон — перикратонных прогибов или авлакогенов, краевых прогибов, интракратонных геосинклиналей, вулканических поясов, глубоководных желобов и т.д. Некоторые из пограничных структур имеют докембрийский возраст и будут описаны в гл. VII, но в ином аспекте — как возможные аналоги активных континентальных окраин и зон столкновения литосферных плит.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ

4976  
До середины 70-х годов распределение докембрийских рудных месторождений во времени детально анализировались для отдельных крупных регионов, таких, как Австралия, Восточная Сибирь, Северная Америка, Южная Африка, а глобальная корреляция ограничивалась сопоставлением архейской и протерозойской металлогенической эпох. Появление новых фактических данных и теорий расширило перечень сопоставляемых признаков. Так, И.Ламберт, Д.Гровс [39] рассмотрели различные модели возникновения Земли и сравнили ее геологическую и металлогеническую эволюцию в архее, протерозое и фанерозое (рис.2). Анализ включал региональные тектонические структуры и метаморфизм, вулканические, интрузивные и осадочные породы, биологическую активность, состав атмосферы и гидросферы, рудные месторождения и условия их образования. Большое внимание авторы уделили петрологии, геохимии и генезису архейских гранитоидов и ультраосновных — основных вулканитов, а также вопросу о применимости к раннему докембрию механизма тектоники плит, на который они дали отрицательный ответ. Они считают, что этот механизм начал действовать только в верхнем протерозое, чем и определяются различия металлогении начальных и поздних этапов формирования земной коры и распределение во времени разных типов рудной минерализации.

Т.В.Билибина, К.О.Кратц, Н.П.Лаверов и другие [17] суммировали данные (на 1976 г.) по структурно-формационным комплексам и геохронологическим рубежам архея и протерозоя, генетическим типам и возрасту рудных месторождений и выделили в докембрии четыре металлогенические эпохи: архейскую, раннепротерозойскую, среднепротерозойскую и позднепротерозойскую. В каждой эпохе намечены подготовительные и собственно рудообразующие периоды. Главные периоды рудо-

Млрд. лет 4 3 2 1 0

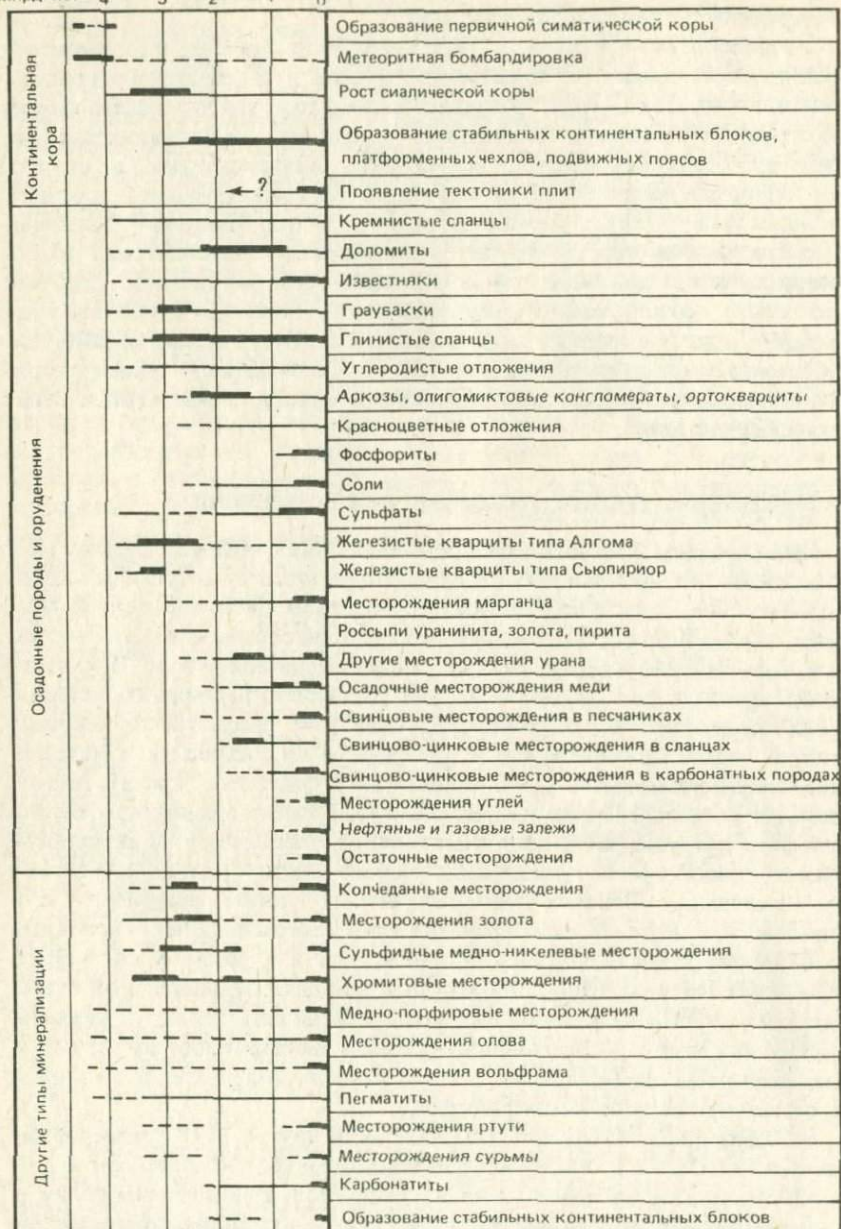


Рис.2. Схема эволюции во времени минеральных месторождений. По И.Ламберту, Д.Гровсу [39]

генеза отвечают рубежам между эпохами в 2,6–2,4; 1,9–1,8, 1,6–1,5 и 0,65–0,55 млрд лет. При переходе от ранних эпох к поздним увеличивается степень дифференциации вещества земной коры, геологических процессов и структур и соответственно в процессы концентрации вовлекаются все новые металлы и неметаллические полезные ископаемые. Раньше других концентрируются наиболее распространенные в земной коре сидерофильные элементы — железо и марганец, а затем — халькофильные и частично литофильные элементы — золото, уран, никель, кобальт, медь, редкие земли. К числу "сквозных" металлов относятся золото, свинец и большинство литофильных редких и редкоземельных элементов. В редкометальной ассоциации ранними являются тантал и ниобий, а поздними — олово и бериллий. При этом максимальная интенсивность процессов рудогенеза относится к среднему протерозою. Эта эпоха, связанная в некоторых регионах с концом раннего и началом позднего протерозоя, может рассматриваться как кульминационная и по запасам минерального сырья и по ассоциациям полезных ископаемых.

В более поздней работе Т.В.Билибина и др. [44] выделили в докембрии восемь металлогенических эпох и сопоставили их с эпохами складчатости, региональными структурами и металлогеническими провинциями (табл.1).

Наиболее дробное подразделение геологической истории на металлогенические периоды и этапы принадлежит В.И. Смирнову [20]. Он показал, что переход от одних этапов к другим характеризуется тремя генеральными особенностями: направленностью, необратимостью, цикличностью (рис.3). В докембрии В.И.Смирнов выделил семь металлогенических этапов (млн лет): гренландский (более 3800), кольский (3800–2800), беломорский (2800–2300), карельский (2300–1800), готский (1800–1500), гренвильский (1500–1000) и байкальский (1000–600). Во всех этапах, кроме самого древнего — гренландского, на ранней стадии формируется комплекс базальтоидных пород и месторождений мантийного происхождения, а на поздней — комплекс гранитоидов и ассоциированных с ними месторождений корового происхождения.

Гренландский этап не представляет интереса в металлогеническом отношении. Эндогенные рудные месторождения *кольского* этапа распадаются на две группы: базальтоидную, связанную преимущественно с зеленокаменными поясами, и гранитоидную, ассоциированную с гранитогнейсовыми куполами. В базальтоидной группе выделяются месторождения глубинного и приповерхностного генезиса. К глубинным принадлежат небольшие магматические хромитовые месторождения в анортозитах Гренландии, Шотландии, Южной Африки, Индии с возрастом около 3500 млн лет, медноникелевые месторождения Камбалды в Австралии и Мночетундры на Кольском полуострове возраста около 3000 млн лет. С базальтоидным вулканизмом кольского этапа связаны древнейшие колчеданные месторождения Северной Америки возраста 3400–2600 млн лет, колчеданные месторождения Австралии (Биг-Стаб-би), 3400 млн лет; Канады (Абитиб-би), 2900 млн лет; Южной Африки,

Таблица 1

Систематика металлогенических эпох и провинций докембрия. По данным Т.В.Билибиной, Ю.В.Богданова, В.М.Терентьева, В.П.Феоктистова

Эпохи (млн.лет)	Складчатость (млн.лет)	Месторождения полезных ископаемых	Рудоносные структуры	Провинции
Раннепалеозойская—вендская (600—650)	Катангская (600—650)	Cu,U,Pb,Zn	Активизированные перикратонные прогибы	Южно-Австралийская
		U,Zr,Li,Pb,Zn	Активизированные интрагеосинклинальные пояса	Намибийская
		Cu,U,Ni,Co,Pb,Zn Li,Be,Y,W,Sn	То же Активизированные гранитогнейсовые купола	Катангская Танганьикская
Позднерифейская (650—1100)	Гренвиллская (1000)	Флогопит U,Au,Ni,Co,Cu,Bi,Pt	Активизированные интрагеосинклинальные пояса и перикратонные депрессии	Бразильская Оз.Верхнее, Северо-Австралийская
		Апатит, Ti, Fe, V, флогопит Fe, Ni, Zn, Pb	Складчатые пояса (байкальские)	Гренвиллская Байкало-Енисейская, Сино-Корейская, Вьетнамская
Раннерифейская (1100—1650)		Pb, Zn, Cu, U, Sc	Активизированные перикратонные прогибы	Южно-Австралийская
		Мусковит, редкие металлы	Складчато-метаморфические пояса	Фено-Карело-Кольская, Южно-Индийская, Мозамбикская
Раннепротерозойская, поздняя стадия (1650—2000)	Кибарская (1300—1400)	Pb, Zn, Cu, U, Au	Гранитогнейсовые купола и долгоживущие разломы	Черчилл, Фенноскандинавская
		Ni, Cu, Zn, Co, Au, Pb, Cr, Fe, Cr, Pt, Sn, Au	Глубокопроникающие шовные зоны Рифтовые структуры	Оз.Верхнее, Фенно-Карело-Кольская Трансваальская
		Cu, Ti	Протоорогенные депрессии	Алданская

Продолжение табл. 1

Эпохи (млн.лет)	Складчатость (млн.лет)	Месторождения полезных ископаемых	Рудоносные структуры	Провинции
Раннепротерозойская, ранняя стадия (2000—2300)	Карельская (1900—2000)	Fe, Mn	Протоорогенные и шовные внутриблоковые депрессии	Западно-Австралийская
		Fe	То же	Воронежско-Украинская Северо-Индийская
Позднеархейская (2300—2600)	Селецкая (2400)	Cu, Zn, Au U, Au	Протоорогенные депрессии (эпикратонные впадины)	Южно-Африканская, оз.Верхнее
Среднеархейская (2600—3000)	Кеноранская (2600—2800)	Fe, Mn, Zn, Cu	Протогеосинклинальные депрессии (зеленокаменные пояса)	Южно-Индийская
		Fe, Zn, пирит	То же	Лабрадор-Гренвиллская, Воронежско-Украинская, Фенно-Карело-Кольская
Раннеархейская (3000—3500)	Свазилендская (3100—3200)	Li, Be, Sn, Ta, Nb	Гранитогнейсовые купола	Трансваальская
Катархейская (3500—4000)	Саамская (3500—3750)	Fe, Cr, Ni, Au	Зеленокаменные пояса	Западно-Австралийская
		Fe, Cr	Зеленокаменные пояса	

3400 млн лет. К этому же времени относятся многочисленные золоторудные месторождения: зеленокаменных поясов Западной Австралии (Калгурли и др.), 3200—2800 млн лет; Сьерра-Леоне, 3000—2900 млн лет; Индии (Колар), 2900 млн лет; Канады (Поркьюпайн, Керкленд, Керр-Эдисон и др.), 3500—2900 млн лет; Бразилии (Морро-Вело). К базальтовым вулканическим сериям кольского этапа тяготеют наиболее древние месторождения железистых кварцитов, к которым принадлежит самое древнее рудное месторождение мира — Исуа в Гренландии с датированным возрастом  $3760 \pm 70$  млн лет, а также железистые кварциты Абитибиды в Канаде.

Для гранитоидной группы типичны древнейшие метаморфогенные мусковитовые пегматиты Анабарского массива и Джугджура, натроли-

Положение эндогенного рудообразования  
среди некоторых элементов истории развития земной коры

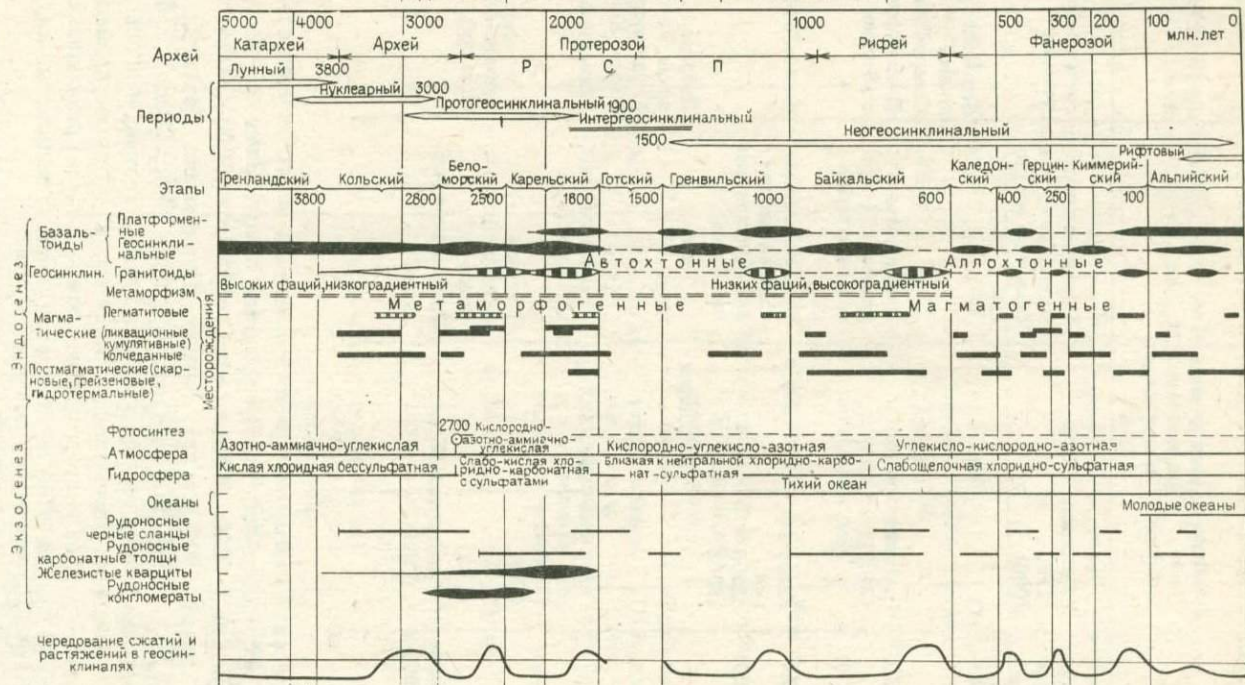


Рис.3. Положение эндогенного оруднения среди некоторых элементов истории развития земной коры. По В.И.Смирнову [20]

товые редкометалльные пегматиты Западной Австралии, Бразилии и Африки с литием, танталом и ниобием (3500—2900 млн лет).

*Беломорский* этап отвечает зарождению протогеосинклиналей, расчленяющих протоплатформы. В пределах протогеосинклинальных систем отчетливо выделяются ранние массивы перидотитов, габбро, плагиогранитов и вулканические базальтоиды, преобразованные в пироксен-амфибол-биотитовые гнейсы. С ними связаны небольшие магматические месторождения хромитов, известные в ЮАР, титаномагнетитов Финляндии (Отанмеки), некрупные железорудные такониты Норвегии и Швеции (2900—2500 млн лет) и такие же несущественные колчеданные месторождения в Северной Америке (2700—2650 млн лет). Кроме того, повсеместно зафиксированы более поздние беломорские гранитоиды, среди которых преобладают автохтонные гранитогнейсы и появляются аллохтонные граниты. Для них характерны керамические пегматиты Карелии, редкометалльные пегматиты Канады, Южной Африки, Мадагаскара, Западной Австралии, имеющие возраст 2700—2500 млн лет, а также железистые скарны Алданского щита (2600—2400 млн лет).

Среди экзогенных платформенных месторождений этого этапа выделяются уникальные золотоурановые конгломераты Витватерсранда в Южной Африке (2750 млн лет). С тектономагматической активизацией беломорского этапа связаны магматические месторождения хромитов Великой Дайки Зимбабве (2700—2500 млн лет) и более скромные сульфидные медно-никелевые месторождения в поясе Томсон на Северо-Американской платформе (2500 млн лет).

*Карельский* этап характеризует расцвет протогеосинклиналей. В них повсеместно выделяются ранние базальтоиды, представленные метавулканиитами, амфиболитами, лептиты и некрупные массивы дунитов, перидотитов, пироксенов, габбро, плагиогранитов, а также более поздние нормальные и еще более поздние лейкократовые щелочные граниты. С базальтоидами связаны небольшие месторождения хромитов, редкие месторождения апатит-магнетитовых руд типа Кируны в Швеции (1900 млн лет). С геосинклинальным базальтоидным вулканизмом карельского этапа связано формирование уникальных месторождений железистых кварцитов — района Великих озер Канады и США, Бразилии и Венесуэлы, района Хамерсли в Австралии, Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, а также метаморфогенных железных и марганцевых руд Индии с возрастом 2300—1600 млн лет. В этот же этап, 1700—1900 млн лет назад, возникли известные колчеданные месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза), Швеции (Булиден), Финляндии (Оутокумпу и др.).

С карельскими гранитоидами ассоциируют мусковитовые и мусковит-редкометалльные пегматиты Беломорья, слюдяные пегматиты Мамского пояса (1800 млн лет), а также предположительно гидротермальные месторождения серебра Кобальт в Канаде (1200 млн лет), золота в метаморфических черносланцевых толщах Хоумстейк в США (1800 млн лет) и Сухого Лога в Сибири; последние некоторыми гео-

логами рассматриваются в качестве метаморфогенных. С позднеорогенными лейкократовыми гранитами типа рапакиви связываются скарновые месторождения золота и вольфрама в Карелии (1800—1700 млн.лет).

В платформенных условиях в карельский этап формировались крупные рудные месторождения. К ним принадлежат: магматические руды хромитов и платиноидов лополита Бушвелд в Южной Африке (1950 млн.лет); магматические сульфидные медно-никелевые массивы Садбери в Канаде (2000—1800 млн.лет) и Печенги на Кольском полуострове (1700 млн.лет); приразломные линейные зоны полевошпатовых метасоматитов, преимущественно альбититов с танталовой, ниобиевой минерализацией Русской, Сибирской и Северо-Американской платформ (2000—1800 млн.лет); меденосные карбонатиты Палабора Южной Африки (2300 млн.лет). Формирование и размещение всех этих месторождений определяются крупными разломами эпохи протоактивизации. В этот же этап были образованы стратиформные месторождения медистых песчаников Центральной Сибири (Удокан) (2100—1800 млн.лет), а также ураноносные конгломераты Эллиот-Лейк в Канаде (2200 млн.лет).

В *готский* этап из-за отсутствия площадей с отчетливым геосинклинальным режимом соответствующие месторождения не формировались. На платформах возникали экзогенные месторождения, связанные с эрозией гранитоидных выступов и накоплением обогащенных углеродом осадочных толщ (урановые месторождения Джабилука, Рейнджер в Австралии, 1700—1400 млн.лет), а также терригенно-карбонатных отложений (стратиформные медно-кобальтовые, урановые и свинцовые месторождения Замбии и Заира, 1500 млн.лет). Позднее эти месторождения неоднократно трансформировались с образованием (840—520 млн.лет) эпигенетических рудных залежей.

Ограниченное развитие геосинклинальных поясов и месторождений типично и для *грениллского* этапа. Это редкие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Сулливан в Канаде (1340 млн.лет) и редкометальный щелочной комплекс Илимауссак в Гренландии (1180—1150 млн.лет). Байкальский этап, напротив, отличается зрелым геосинклинальным режимом. Самостоятельные байкальские геосинклинали сосредоточены вдоль окраин Восточно-Европейской, Сибирской, Индийской, Африканской, Китайской платформ и вмещают колчеданные месторождения (Холодненское, 1000—900 млн. лет, и Горевское, 970—870 млн.лет, в Восточной Сибири), магматические месторождения титаномагнетитовых руд (Егерзунд в Норвегии — 950 млн.лет, Лауренс Ривер в Канаде — 850 млн.лет). Наиболее типичными продуктами байкальских гранитоидов являются пегматиты и грейзены, содержащие вольфрам, олово, тантал, ниобий, литий (1000—800 млн.лет), которые известны в Египте, Уганде, Трансваале, Индии, Австралии.

По мнению В.И.Смирнова, направленная эволюция отчетливее проявляется в истории атмосферы, гидросферы, экзогенного рудообразования, чем в истории магматизма, метаморфизма и эндогенного рудообразо-



вания. Однако она фиксируется и по распределению разных типов эндогенных рудных месторождений. Поскольку на ранних этапах геологической истории преобладал базальтоидный магматизм, а на поздних — гранитоидный, эндогенные рудные месторождения базальтоидной серии превалируют в древнейшей истории земной коры, а гранитоидное — на более поздних ее отрезках; общие масштабы метаморфогенного рудообразования в ходе геологической истории сокращаются, и к середине палеозоя формирование метаморфогенных месторождений затухает.

Существуют и другие представления о распределении оруденения во времени. Ю.М.Соколов и К.О.Кратц [12] высказали точку зрения о том, что рудные месторождения докембрия возникли в результате кратковременных импульсов тектонометаллогенической активности. Одни импульсы имели глобальное распространение ( $1900 \pm 100$  млн.лет), другие — межконтинентальное ( $2600 \pm 100$  и  $1050 \pm 50$  млн.лет), третьи — внутриконтинентальное и региональное ( $3500, 3000 \pm 100; 2300 \pm 100; 1400 \pm 50; 650-680 \pm 20; 570 \pm 20$  млн.лет).

Таким образом, как схема Т.В.Билибиной и др., так и периодизация В.И.Смирнова отражают суммарную картину распределения рудных месторождений по металлогеническим эпохам и циклам. В обоих случаях тектоническую основу составляет типизация геосинклиналей с учетом их эволюции во времени. Ю.М.Соколов и К.О.Кратц объединяют возрастные датировки месторождений вне связи с тектоническими элементами земной коры. Однако рудоносные структуры докембрия достаточно специфичны, и разные их группы и типы развивались в протерозое параллельно и не везде синхронно. Поэтому одна из главных задач автора подразделить общую картину на ее составные части, проследить, как менялись условия образования и локализации месторождений в пределах каждого ряда региональных рудоносных структур.

## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Термин "металлогеническая провинция" до сих пор не получил однозначного определения, и за основу систематики провинций принимают различные критерии: возраст, тип развития, ведущие полезные ископаемые и т.д. Т.В.Билибина, Н.П.Лаверов, Л.М.Парфенов и другие [17] при классификации металлогенических провинций древних щитов использовали три главных признака: ассоциацию главнейших полезных ископаемых, тип развития и вещественный состав геоблоков земной коры. По ассоциациям полезных ископаемых выделены пять групп провинций.

1. Полиметальные провинции, в которых сочетаются сидерохалькофильные и литофильные группы элементов — Черчилл, Сьюпириор, Китайско-Корейская, Южно-Индийская, Трансваальская.

2. Железородные, золотожелезородные, уран-железородные — Лабра-

дор-Гренвиллская, Гвианская, Гвинейско-Нигерийская, Западно-Австралийская и др.

3. Существенно халькофильные провинции с преобладанием свинец-цинк-кобальтовой ассоциации, иногда с медью, золотом и ураном — Фенно-Скандинавская, Катангская, Северо-Австралийская и др.

4. Железо-медно-никелевые провинции — Фенно-Карело-Кольская, Алданская, Северо-Индийская, Южно-Индийская.

5. Пегматитовые редкометалльные и слюдоносные провинции, иногда в сочетании с железорудными — Бразильская, Танганьикская.

Статистические данные показывают, что на щитах гондванской группы для металлогенических провинций характерны относительно большие суммарные запасы и большее разнообразие металлов по сравнению с лавразийской группой. Кроме главной ассоциации рудогенных элементов, присущих щитам всех платформ, в гондванской группе известны месторождения марганца, хрома, редких металлов, запасы которых превышают 20% от общего мирового баланса. Наибольшие концентрации золота (54,5%), кобальта (21,3%) и меди (14,5%) сосредоточены в Катангской и Трансваальской провинциях Африканской платформы. Наиболее крупные месторождения редких металлов (бериллия, лития, тантала) в основном находятся в южном полушарии (Бразильская, Танганьикская провинции). На щитах лавразийской группы главными металлами являются железо и металлы сидерохалькофильной группы. Железо сосредоточено главным образом в Воронежско-Украинской провинции Восточно-Европейской платформы (23,5%), а никель (14,5%), свинец и цинк (21,4%) — в провинциях Сьюпириор и Черчилл на Канадском щите.

Классификация металлогенических провинций по ассоциациям рудоносных тектонических структур, отражающим тип развития блоков земной коры, объединяет их в три основных типа.

1. Складчатые сооружения архейд — протогеосинклинальные зоны раннего протерозоя — протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя; ведущий тип структур — протогеосинклинальные зоны протерозойд (Лабрадор-Гренвиллская, Воронежско-Украинская, Бразильская, Гвинейско-Нигерийская, Танганьикская, Северо-Индийская провинции).

2. Складчатые сооружения архейд — протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя — блоки активизированной платформы позднего протерозоя; ведущий тип структур — протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя (Черчилл, Сьюпириор, Фенно-Скандинавская, Фенно-Карело-Кольская, Китайско-Корейская, Гвианская, Трансваальская, Южно-Индийская, Западно-Австралийская, Северо-Австралийская провинции).

3. Трансформированные складчатые сооружения архейд — ранних протерозойд — протоорогенные блоковые структуры среднего протерозоя — протогеосинклинальные зоны позднего протерозоя; ведущий тип структур — протогеосинклинальные зоны позднего протерозоя (Байкало-Енисейская, Катангская, Южно-Австралийская провинции).

Предполагается, что специфика металлогении различных блоков земной коры в значительной степени обусловлена ассоциациями геологических формаций. Так, например, в первом типе провинций железорудные месторождения связаны с различными ассоциациями осадочных и осадочно-вулканогенных джеспилитовых формаций и с процессами метаморфизма (Кривой Рог, КМА, Железорудный четырехугольник Бразилии и др.), а колчеданные и золоторудные месторождения — с вулканогенными кератофир-спилитовыми, диабаз-порфировыми, андезитовыми и другими формациями.

Во втором типе провинций большинство месторождений сидерофильных металлов связано с базит-гипербазитовым и базитовым магматизмом (Бушвельд, Садбери), а стратиформные месторождения золота, меди, свинца — с полифациальными молассоидными осадочными формациями среднего и позднего протерозоя, с одной стороны, и с гидротермальным метасоматозом, следующим после проявления гранитоидного магматизма, — с другой (Эллиот-Лейк, Витватерсранд).

В провинциях третьего типа оруденение связано главным образом с отложением черносланцевых толщ и процессами метаморфизма фации зеленых сланцев.

На щитах, прошедших стадию палеозойской и мезозойской тектономагматической активизации, металлогения приобретает новые черты как по ассоциации полезных ископаемых, так и по типам месторождений. В этих областях проявляются уникальные месторождения апатита, редких и редкоземельных металлов, флюорита, золота, сурьмы, олова, вольфрама.

Нетрудно убедиться, что при таком подходе в одну провинцию объединяются разновозрастные и разнотипные тектонические структуры, геологические формации и рудные месторождения. Так, например, в провинцию Сьюпириор входят архейские зеленокаменные пояса с гидротермальными месторождениями золота и колчеданными залежами медных и цинковых руд, протоплатформенные гуронские отложения с ураноносными конгломератами и прорывающий эти отложения никеленосный массив Садбери. Алданская провинция объединяет месторождения, относящиеся к пяти металлогеническим эпохам, — от раннеархейских железистых кварцитов, метаморфизованных в условиях граулитовой фации, до мезозойского гидротермального оруденения, связанного со щелочноземельными, гипабиссальными и субвулканическими интрузиями.

Поэтому, говоря об эволюции рудоносных тектонических структур, будем в качестве первого критерия использовать их генетический тип, затем геологический возраст и, наконец, ассоциации полезных ископаемых. Именно на этих признаках построена группировка региональных рудоносных структур материков (рис.4).

В зависимости от направленности развития и возраста региональные рудоносные структуры докембрия, как и фанерозоя, разделены на три последовательно возникающие группы: конструктивную, ста-

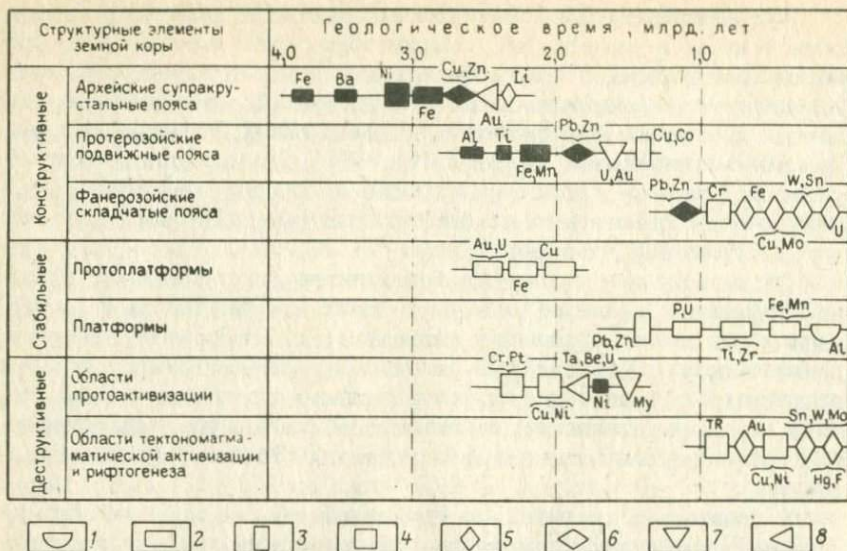


Рис.4. Распределение эндогенных рудных месторождений по главным структурным элементам материков.

Месторождения: 1 – выветривания, 2 – седиментационные, 3 – постседиментационные (стратиформные), 4 – магматические, 5 – постмагматические, 6 – вулканогенно-осадочные, 7 – метаморфические, 8 – постметаморфические. Черным цветом обозначены месторождения, подвергшиеся метаморфизму. Му – мусковит

бильную и деструктивную [5]. К первой относятся архейские зеленокаменные или супракрустальные, раннепротерозойские подвижные и позднепротерозойские складчатые пояса, ко второй – протоплатформы и платформы, к третьей – области протоактивизации, тектономагматической активизации и континентального рифтогенеза.

Формирование конструктивных структур было связано с отложением субмаринных осадочно-вулканогенных комплексов, их складчатостью, метаморфизмом, интрузивным магматизмом и превращением в консолидированную континентальную кору. Рудоносность конструктивных структур на ранних этапах развития определяют процессы субмаринного вулканизма и связанного с ними рудообразования, а на поздних – метаморфогенного и магматогенного оруденения. Отметим, что новейшие геохронологические датировки отодвигают начало рудообразования вплоть до рубежа в 3,8 млрд.лет, с которого отсчитывается геологическая история Земли. Перечень месторождений архейского возраста все расширяется и включает железистые кварциты, колчеданные месторождения цветных металлов, сульфидные медно-никелевые месторождения, постметаморфические гидротермальные месторождения золота, редкометальные гранитные пегматиты. При переходе к раннепротерозойским подвижным и позднепротерозойским – фане-

розо́йским геосинклинально-складчатым поясам все более возрастает роль кислого магматизма, сопровождаемого большим числом скарновых и гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов.

Стабильные структуры образовались в результате медленного прогибания кристаллического фундамента и накопления платформенных чехлов. Их отличает преобладание экзогенных рудных месторождений: на протоплатформах — это металлоносные конгломераты и медистые песчаники, на древних платформах — фосфориты, редкометальные россыпи, стратиформные месторождения свинца и цинка. Для деструктивных структур характерны глубокие расколы консолидированной континентальной коры, субазральные осадконакопление и вулканизм, повторный метаморфизм раннедокембрийских комплексов, внедрение крупных мантийных интрузий ультраосновного, основного, щелочного и кислого состава. В областях протоактивизации ведущее значение имеют гигантские расслоенные интрузивы бушвельдского типа с магматическими месторождениями хрома, титана, платины, меди, никеля, а также рудоносные щелочные метасоматиты. В областях тектономагматической активизации развиты постмагматические месторождения олова, вольфрама, свинца, цинка, золота, флюорита, ассоциирующие с гипабиссальными и субвулканическими интрузиями пестрого состава, в областях континентального рифтогенеза — магматические комплексы центрального типа с редкометальными карбонатитами.

Обоснование группировки и сравнительное описание разных групп и типов приведены в последующих главах. Но прежде чем рассматривать конкретные региональные рудоносные структуры, необходимо сделать несколько пояснений.

Термины "конструктивные" и "деструктивные" структуры употребляются различными исследователями в разном смысле. Н.С.Шатский в 1960 г., изучая общие геотектонические закономерности распределения эндогенных месторождений, обратил внимание на принципиальное отличие каледонид, герцинид, альпид Европы и Северной Америки, которые формировались между древними платформами, наращивали их, с течением времени становились все более устойчивыми, и мезозоид Тихоокеанского пояса, возникших в результате дробления и тектонической активизации более древних сооружений. Первый тип в дальнейшем получил название прямого, прогрессивного, конструктивного, второй — обратного, регрессивного, деструктивного развития. Именно с этих позиций автор делит региональные рудоносные структуры материков на конструктивные, стабильные и деструктивные.

В новой глобальной тектонике термины имеют иное значение. Так, К.Ле Пишон и Ж.Франшто различают конструктивные границы плит, где происходит симметричное формирование новой литосферы, и деструктивные границы, на которых одна из плит поддвигается под другую. Наиболее характерным выражением конструктивных или аккреционных границ они считают гребни срединно-океанических хребтов. Сюда же относятся те внутриматериковые рифты, в которых осуществ-

ляется подъем литосферы между двумя расходящимися плитами. На деструктивных границах располагаются глубоководные желоба, островные дуги и кордильеры. Их развитие связывается с поддвижением океанической коры под материк, столкновением двух континентов или материка с океанической плитой и т.д.

Опираясь на мобилистский вариант геосинклинальной теории и новую глобальную тектонику, Г.А.Твалчрелидзе пришел к выводу, что прямому, или конструктивному, пути развития земной коры отвечают следующие переходы геологических структур: океан — внешняя островная дуга — внутренняя островная дуга — орогенный пояс — стабильная платформа. Обратное развитие коры следует по другой модели: активизированная платформа — сводово-глыбовая структура — континентальной рифт—океан.

Первый ряд конструктивных или аккреционных рудоносных структур включает:

геосинклинали — первичные и вторичные эвгеосинклинали, микто- и миогеосинклинали;

орогенные пояса — раннеорогенные и повторного орогенеза;

платформы — щиты и чехлы древних, массивы и чехлы молодых платформ. Ко второму ряду деструктивных рудоносных структур принадлежат:

сводово-глыбовые структуры — краевые и внутренние моря;

рифтогенные структуры — авлакогены, перикратонные и передовые прогибы, континентальные рифты, области трапшового магматизма;

— структуры океанического дна — срединно-океанические хребты, трансформные разломы, вулканические острова.

Однако проследить все эти переходы в докембрии пока не удастся. К такому же выводу приводят результаты исследований рудоносности структур земной коры на формационной основе [18]. Эти исследования, выполненные во ВСЕГЕИ под руководством Д.В.Рундквиста, позволили выделить на территории СССР около 80 типов структурно-формационных зон, различающихся по вещественному составу, тектонике и возрасту. Подавляющая часть их образована в фанерозое и относится к геосинклиналям, орогенам, областям активизации, чехлам платформ, рифтам и секущим зонам разломов. По мнению Т.В.Билибиной, Л.В.Григорьевой, В.Е.Попова докембрийские метаморфические комплексы щитов и фундамента складчатых поясов могут анализироваться с учетом закономерностей, выявленных для более молодых подвижных зон. В них удастся различать эв-, мио-, и миктогеосинклинальные прогибы, срединные массивы и краевые геоантиклинальные поднятия. Но некоторые типы рудоносных структур присущи только докембрию. В их числе рифтогенные прогибы с антидромным мафическо-ультрамафическим магматизмом (Печенго-Варзугская зона), кобальтоносные медистые сланцы (прогиб Кивино), рифтогенные грабены с металлоносными конгломератами (Витватерсранд).

Как уже отмечалось, между структурными и вещественными характеристиками докембрийских комплексов нет прямого соответствия.

Дополнительные трудности при межрегиональной корреляции рудоносных структур возникают из-за различных способов описания докембрийских комплексов. В Советском Союзе как в тектонике, так и в металлогении широко применяется формационный анализ. Но аналогичные сведения по зарубежным территориям ограничены. Для характеристики метаморфических комплексов в отечественной литературе обычно используются представления о тектонометаморфических циклах и физико-химических параметрах, а за рубежом предпочтение отдается минеральным ассоциациям и интенсивности деформации пород, причем границы фаций метаморфизма не всегда совпадают. Несмотря на быстрый прогресс в геохронологических исследованиях, радиологические датировки раннедокембрийских комплексов во многих районах еще отрывочны и противоречивы.

Необходимо отметить также различия в трактовке и названиях рудоносных структур докембрия одних и тех же регионов. Так, например, в Байкало-Амурском регионе Е.П.Миронюк и другие выделяют архейские литоплинтовые и перилитоплинтовые системы, раннепротерозойские протогоесинклинали и протоавлакогены, позднепротерозойские краевые геосинклинали, авлакогены и перикратонные прогибы, А.Д.Щеглов и другие — протогоесинклинальные и протоантиклинальные пояса и области активизации древних структур [13]. Разные названия имеют отдельные звенья протерозойских сооружений Австралии: геосинклиналь Пайн-Крик, бассейн Мак-Артур, выступ Маунт-Айза, блок Уильяма [47]. Однако сопоставления всех точек зрения и выбор рациональных терминов выходят за рамки настоящей работы.

В докембрии, как и в фанерозое, формирование тектонических структур земной коры было связано с процессами в более низких зонах литосферы и мантии. Но глубинные геофизические исследования отражают современное состояние литосферы, и проследить, как изменяются ее разрезы по разным группам и типам региональных рудоносных структур, в настоящее время не представляется возможным. Поэтому глубинное строение и рудоносность континентальной земной коры докембрия рассмотрены лишь в самом общем плане.

\* \*  
\*

1. За последние 15 лет в изучении тектоники и металлогении докембрия происходят резкие качественные изменения. Сокращается разрыв во времени между образованием Земли как планеты и началом ее геологической истории. Появляются новые доказательства существования континентальной земной коры в архее. Соответственно в ином аспекте предстает и эволюция процессов рудообразования в связи с общим направленным развитием литосферы, в том числе эволюция региональных рудоносных структур.

2. В развитии континентальной земной коры архея, протерозоя и фанерозоя проявляются две тенденции — консолидация стабильных

масс и их разрушение под воздействием более поздних тектонических движений. Соответственно региональные рудоносные структуры докембрия подразделяются на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. В первую группу входят архейские супракрустальные и протерозойские подвижные пояса, во вторую — протоплатформы и древние платформы, в третью — области протоактивизации, тектономагматической активизации и рифтогенеза.

3. Несмотря на быстрый прогресс в области геологии и геохронологии докембрия, многие проблемы остаются предметом дискуссий: периодизация тектонических и металлогенических процессов архея и протерозоя; применимость к раннему докембрию геосинклинальной концепции и идей новой глобальной тектоники.

## Глава II. АРХЕЙСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОЯСА

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Одна из ключевых проблем геологии и металлогении архея связана с познанием тектонической природы зеленокаменных поясов и их соотношений с окружающими метаморфическими породами и гранитоидами. Эти пояса обычно имеют сравнительно небольшие размеры и очень сложную в плане форму. Их ширина меняется от 40 до 240 м, а длина от 120 до 300 км. Возраст поясов колеблется от 3,7 до 2,5 млрд. лет. Разрез зеленокаменных поясов обычно подразделяется на две части. В нижней преобладают ультраосновные и основные вулканиты с венчающими их кислыми лавами и пирокластами, в верхней части — песчаники, аргиллиты, сланцы, конгломераты. Интрузивный магматизм проявлен довольно интенсивно, но очень неравномерно. Преобладают основные интрузивы. В некоторых поясах широко распространены гранитоидные плутоны.

Название "зеленокаменные пояса" обусловлено довольно широким развитием в этих структурах слабоизмененных вулканитов. Но степень метаморфизма пород в них нередко увеличивается до амфиболитовой и гранулитовой фации. Сильно колеблются в разрезе и количественные соотношения между осадочными и вулканогенными породами. Предполагалось, что зеленокаменные пояса и окружающие их поля гранитогнейсов отражают два первичных типа земной коры: океанический и континентальный. Сейчас большинство исследователей признает, что зеленокаменные пояса возникли в результате рифтогенеза континентальной коры. Кроме гранитов в этой коре распространены и другие магматические щелочноземельные породы (тоналиты, гранодиориты и др.). Очень



разнообразны и метаморфические породы — от мраморов и кварцитов до ультраосновных кристаллических сланцев. Поэтому автор отдает предпочтение другим терминам — "метаморфическое основание" и "супракрустальный пояс".

Наиболее распространены среди метаморфических пород основания гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, метаанортозиты, железистые кварциты. Во многих районах развиты чарнокиты. Характерная особенность — преобладание куполовидных структур. Они фиксируются не только детальными геологическими наблюдениями, но также материалами дистанционных съемок. Многие купола обнаруживают длительное унаследованное развитие, сопровождавшееся переплавлением метаморфических толщ. Вместе с тем важную роль в структурах основания играют крупные разломы, определяющие его гетерогенное блоковое строение.

Отметим, что надежные доказательства несогласного залегания супракрустальных серий на метаморфическом основании получены для сравнительно молодых поясов с возрастом 3,0—2,6 млрд. лет. В раннеархейских поясах соотношения более сложные и далеко не всегда поддаются однозначной интерпретации. Контакты супракрустальных отложений с предполагаемыми породами основания тектонические и представлены мощными зонами рассланцевания и перекристаллизации. Древнейшие супракрустальные серии содержат окатанные обломки гранитоидов, однако окружающие гнейсы прорывают эти серии и моложе их по возрасту (серия Исуа, 3760 млн. лет и гнейсы Амйтсок, 3650 млн. лет).

К. Конди [30] составил наиболее полный обзор стратиграфии, магматизма, литологии, тектоники, метаморфизма зеленокаменных поясов и с позиций тектоники плит рассмотрел возможный механизм их образования. Нас прежде всего интересует рудоносность поясов, поскольку именно в них заключена подавляющая часть архейских рудных месторождений. Согласно обобщенной модели Р. Бойла [29], они занимают вполне определенное положение в истории развития зеленокаменных поясов и подразделяются на две основные группы. Первая из них связана с подводным вулканизмом и седиментацией и включает железистые кварциты, сульфидные месторождения меди, цинка, никеля, вторая — образована после складчатости и метаморфизма и представлена редкометальными пегматитами, гидротермальными месторождениями золота и асбеста, проявлениями медно-молибденового оруденения.

В. М. Моралев [17] отметил несколько признаков, отличающих зеленокаменные пояса от фанерозойских геосинклинальных областей. Геосинклинальные области или составные элементы — эвгеосинклинальные зоны — возникают на океанической коре и проходят два главных этапа развития (собственно геосинклинальный и орогенный), в связи с чем в их пределах широко развиты молассовые толщи, субсеквентные гранитоиды и вулканы. Для них характерны достаточно полные металлогенические циклы, включающие месторождения ранних, средних и

поздних этапов. В составе геосинклинальных областей присутствуют многогеосинклинали, сопряженные с эвгеосинклинальными зонами. Зеленокаменные (супракрустальные) пояса образованы в областях развития континентальной коры; большинство их прошло лишь первые этапы развития, поэтому в них практически отсутствуют геологические комплексы и рудные месторождения средних и поздних циклов. Наконец, эти пояса не обрамляются внешними системами многогеосинклиналиных терригенных отложений.

Долгое время эталоном зеленокаменных поясов считались пояс Барбертон в Южной Африке и Абитибиде в Канаде. К. Анхауссер [37] обратил внимание на аномально высокие концентрации хромитов в Южной Африке не только в архейских зеленокаменных поясах, но также в протерозойских основных — ультраосновных интрузиях (Бушвелд, Великая Дайка) и связал их с возможной латеральной неоднородностью верхней мантии. Он также подчеркнул обилие архейских колчеданных месторождений на Канадском щите при отсутствии их в других регионах и в качестве возможного объяснения указал на сравнительно молодой возраст вмещающих супракрустальных толщ. Однако новые данные показывают, что ни в геологическом, ни в металлогеническом плане архейские супракрустальные пояса не могут быть описаны одной или двумя моделями. В подтверждение этого автор сопоставил геологию и рудоносность пяти архейских кратонов: Западно-Австралийского, Сьюпириор, Карнатака, Северо-Ляонинского и Чаро-Олекминского. Первые два кратона являются ключевыми для характеристики условий образования и локализации архейских месторождений золота, никеля, меди, цинка, свинца, железа. Кратоны Карнатака со знаменитым золоторудным поясом Колар, а также Северо-Ляонинский и Чаро-Олекминский свидетельствуют о латеральной неоднородности рудоносных структур архея.

#### ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ КРАТОН

До начала 70-х годов Западная Австралия была известна как крупная золотоносная провинция с гидротермальными месторождениями золота. Они залегают в основных вулканитах архейского возраста и относятся к кварцево-сульфидному типу со значительным содержанием теллура. Кроме них в архейском супракрустальном комплексе были найдены железистые кварциты и проявления сульфидной медно-никелевой минерализации. Последние считались типичными магматическими образованиями, связанными с интрузиями ультрабазитов. Ведущая роль в локализации тех и других отводилась крупным глубинным разломам кристаллического основания. Дальнейшие исследования показали, что сульфидные медно-никелевые месторождения Западной Австралии принадлежат к ранее неизвестному вулканогенному типу и связаны с покровами коматитов. Эти открытия стимулировали широкие геологические исследования раннедокембрийских комплексов Западной

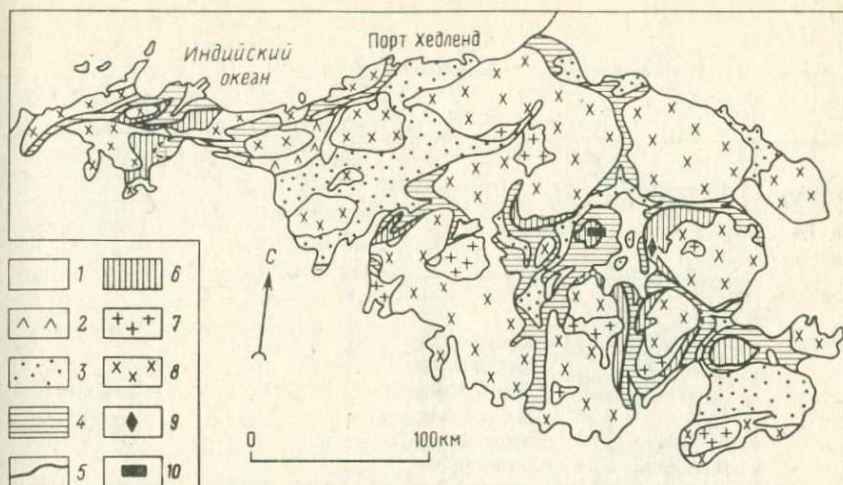


Рис.5. Схема геологического строения блока Пилбара. По А.Хикману и А.Трендаллу:

1 – послеархейские породы; 2 – группа Уим-Крик; 3 – группа Гордж-Крик; 4–6 – группа Уарравуна: 4 – верхняя часть, 5 – формация Тауэрс, 6 – нижняя часть; 7 – посттектонические граниты; 8 – сланцеватые гранитогнейсы; 9 – колчеданное свинцово-цинковое месторождение Биг-Стаббл; 10 – баритовое месторождение Норт-Пол

Австралии. В результате доказано, что два архейских блока – Пилбара на севере и Йилгарн на юге, которые входят в Западно-Австралийский кратон, резко различаются между собой как по возрасту, так и в тектоническом и металлогеническом отношении [27].

Раннеархейский (3,5–3,0 млрд.лет) блок Пилбара состоит из округлых (в плане) гранитоидных массивов, окаймленных супракрустальными отложениями (рис.5). Отметим слабый метаморфизм и высокую дифференциацию раннеархейских супракрустальных толщ блока Пилбара. Так, разрез группы Уарравуна начинается базальтами Норт-Стар, кремнистыми сланцами и базальтами Маунт-Ада общей мощностью 4 км, на которых выше залегают дацитовые лавы, агломераты и туфы, риолиты, андезиты, базальты мощностью 5 км (формация Даффер), а затем кремнистые сланцы, базальты, коматиты, кислые вулканиты, многократно переслаивающиеся между собой (табл.2).

Супракрустальные отложения блока Пилбара заполняют овальные в плане килевидные синклинали. Последние имеют тектоническое происхождение, о чем свидетельствуют выдержанность разрезов группы Уарравуна на больших расстояниях, отсутствие фациальных переходов или изменений мощностей в краевых частях складок и другие признаки. С кислыми вулканитами формации Даффер ассоциируют колчеданные свинцово-цинковые руды месторождения Биг-Стаббл, с карбонатно-

Таблица 2

Стратиграфия и геохронология архея блока Пилбара  
По А. Хикману [27]

Группа	Формация	Состав	Мощность, км	Возраст, млн. лет	
				формаций	прорывающих интрузий
Уим-Крик	Рашел, Мон-Купри, Варамби	Сланцы, кислые вулканиты, базальты	0,9	—	2610±80
Гордж-Крик	Москито-Крик, Лалла-Рук, Хониитер, Клевервилл, Чартрис, Корбой	Псаммито-пелитовые сланцы, песчаники, конгломераты, железистые кварциты, базальты	12,5	—	3050±180; 3040±2920; 2915±207
Уарравуна	Уайман	Риолиты	1,0	—	—
	Эвро	Базальты, коматититы	2,0	—	—
	Панорама	Кислые вулканиты	1,0	3340	—
	Апекс	Базальты, коматититы	2,0	3340 3200	3327±50; 3280±20; 3070±12
	Тауэрс	Кремнистые сланцы, базальты	0,5	3420	—
	Даффер	Кислые вулканиты	5,0	3500; 3452± ±16; 3470; 3550± ±30; 3520± ±20	3280±20; 3279±169; 3125±366
	Маунт-Ада	Базальты	2,0	—	—
	Макфи	Карбонатные и кремнистые сланцы	0,1	—	—
	Норт-Стар	Базальты	2,0	3650± ±32; 3570± ±180; 3590± ±100; 3590± ±90	—

кремнистыми породами — стратиформное баритовое месторождение Норт-Пол.

По данным Д. Рейнольдса, месторождение Биг-Стабби связано с риолитовыми куполами, внедрившимися в жерло древнего вулкана, сложенного агломератами, туфами, лавами основного, среднего и кислого состава (рис. 6). Возраст дацитов по данным U-Pb метода по цирконам равен  $3452 \pm 16$  млн. лет, а колчеданных руд по Pb - Pb методу —  $3500 \pm 8$  млн. лет. Таким образом уже самое древнее колчеданное свинцово-цинковое месторождение ассоциирует с контрастной базальтоидной серией, включающей кислые ее члены, и сопряжено со структурами вулканогенного происхождения.

Детальные литологические исследования показали, что осадочные породы, вмещающие баритовое месторождение Норт-Пол, отлагались в мелководном бассейне и некоторые из них являются древними эвапоритами. Благодаря слабому метаморфизму в них прекрасно сохранились градационная и косая слоистость, волноприбойные знаки, признаки неоднократного перемыва слаболитифицированного карбонатного и глинистого материала, прерывистые линзы конгломератов. Слабоокатанные обломки в конгломератах сложены подстилающими породами. В самом нижнем горизонте мощностью от 10 до 15 м обнаружены кремнистые псевдоморфозы по кристаллам гипса, а также согласные со слоистостью залежи барита. Гониометрические исследования выделений барита показывают, что они также заместили кристаллы гипса, а вариации изотопов серы свидетельствуют о поступлении испаряющихся вод из крупного водного резервуара. Пред-

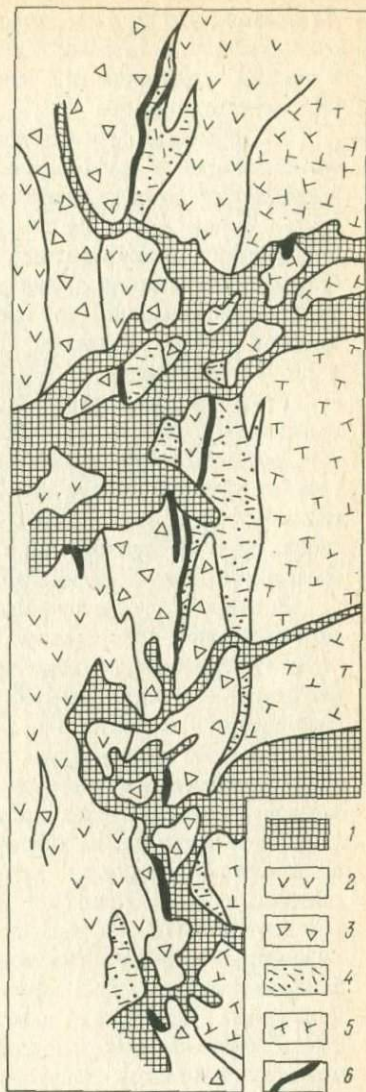


Рис.6. Геологическая карта месторождения Биг-Стабби. По данным Д.Рейнольдса и др.:

1 — основные интрузивы; 2 — средние вулканиты; 3–5 — кислые вулканиты: 3 — риолитовые брекчи, 4 — риолиты, 5 — риолитовые туфобрекчи; 6 — железная шляпа

полагается, что группа Уарравуна накапливалась в мелководной субэпиральной обстановке, тектонический режим в это время был стабильным, а рельеф — пологим, его осложняли, вероятно, только наземные вулканические постройки.

Блок Йилгарн сложен интенсивно гранитизированными гнейсовыми комплексами и протяженными супракрустальными поясами, причем возраст проб из интрузивных гранитоидов, определенный по Rb-Sr методу, —  $2,7 \pm 2,8$  млрд.лет. Гнейсовые комплексы высоких степеней метаморфизма наиболее широко распространены в юго-восточной части блока и, вероятно, представляют собой древнейший фундамент, который был ремобилизован во время формирования гранитных диапиров. Возраст супракрустальных толщ Йилгарнского блока оценивается в 2,8–2,6 млрд.лет.

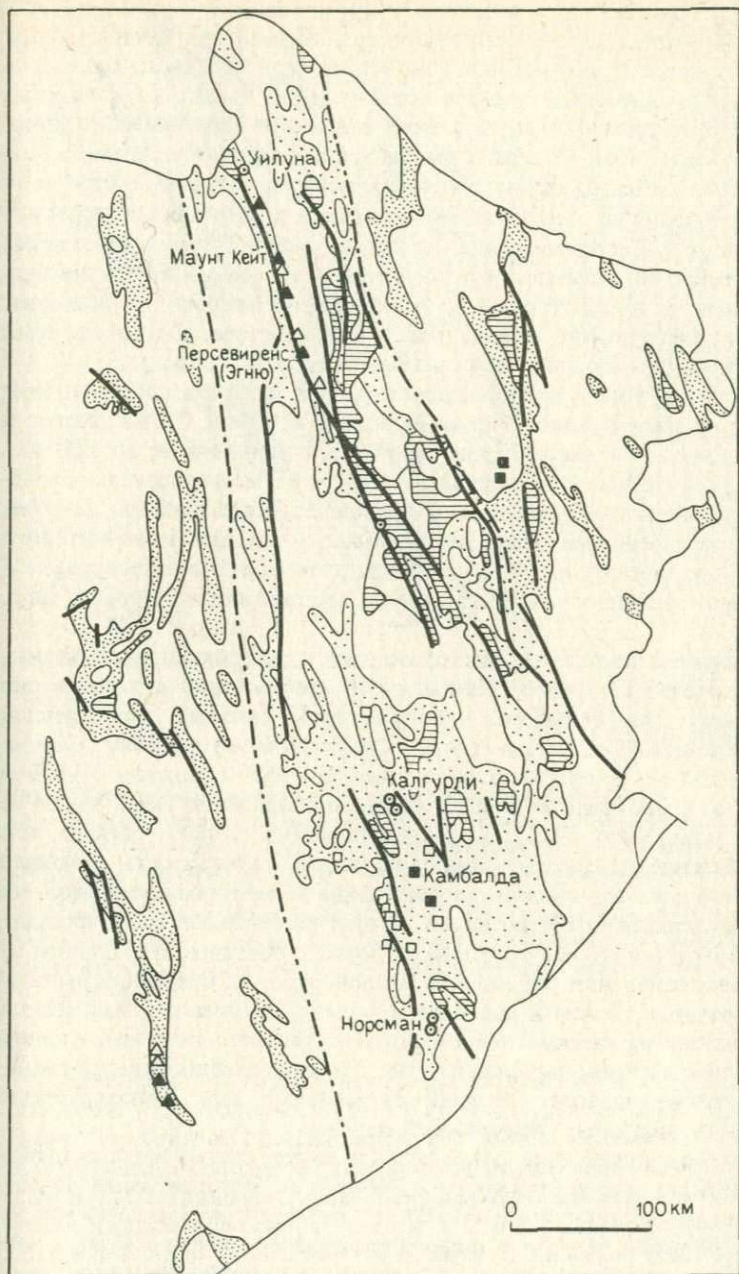
Тектонические структуры Йилгарнского блока обнаруживают резко выраженную линейность благодаря вытянутым гранитоидным батолитам, региональным складчатым и разрывным структурам и соответствующей конфигурации супракрустальных поясов (рис.7). Тем самым по общему стилю тектоники блоки Пилбара и Йилгарн резко контрастируют друг с другом, причем супракрустальные образования блока Йилгарн моложе близких по составу поясов блока Пилбара.

В разрезе супракрустальных поясов Йилгарнского блока Р. Ги и др. выделяют три ассоциации пород: мафическую — ультрамафическую вулканическую, кислую вулканическую и осадочную [36]. Мафическая — ультрамафическая ассоциация представлена в основном базальтами и коматиитами. Толеитовые базальты достигают мощности 5 км, нередко представлены шаровыми лавами, излившимися из трещин, и по геохимическому составу подобны современным океаническим базальтам с низкими содержаниями калия. Коматииты залегают на базальтах и нередко переслаиваются с ними. Кроме того, в этой ассоциации встречаются горизонты железистых кварцитов, черных кремнистых сланцев, силлы долеритов и габбро. Кислая вулканическая ассоциация состоит главным образом из покровов дацитов, фельзитов и сопровождающих их пирокластических пород. В пределах вулканических центров развиты агломераты, туфы, туфолавы и субвулканические интрузивы. Отдельные центры содержат игнимбриты, пепловые туфы, и, следовательно, возникли в субэпиральной обстановке. На периферии вулканических центров залегают олигомиктовые конгломераты,

---

Рис.7. Геологическая позиция никелевых и золотых месторождений Йилгарнского блока [36]:

1–4 — архейские гранит-зеленокаменные пояса: 1 — кислые вулканические и пирокластические породы, 2 — базальты с подчиненными коматиитами и железистыми кварцитами, 3 — базальты и коматииты с редкими прослоями железистых кварцитов, 4 — гранитоиды; 5 — главные линеаменты; 6 — границы пояса Уилуна-Норсман; рудные месторождения: 7 — крупные золота, 8–9 — никеля в ассоциации с коматиитами (8 — мелкие, 9 — крупные), 10–11 — никеля в ассоциации с дунитами (10 — мелкие, 11 — крупные)



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

турбидиты, граувакки и аргиллиты с прослоями железистых кварцитов и карбонатных пород. Осадочная ассоциация обычно завершает разрез супракрустальных отложений, но встречается также и на более низких его уровнях. К ней относятся конгломераты, песчаники, глинистые сланцы. В основании супракрустальных отложений конгломераты содержат окатанные обломки гранитов. Контакты супракрустальных поясов с гранитогнейсами являются тектоническими, и вопрос о стратиграфическом и угловом несогласии между теми и другими остается открытым. Неясны и первоначальные границы супракрустальных поясов. Одни исследователи считают, что современные очертания поясов примерно совпадают с их контурами во время седиментации и вулканизма. Другие реконструируют единые более крупные прогибы, в которых накапливались субмаринные эффузивные и осадочные породы.

Наиболее крупные месторождения никеля и золота сосредоточены в супракрустальном поясе Уилуна-Норсман, который протягивается в субмеридиональном направлении на 800 км при ширине до 200 км. Д. Гровс [14] разделяет сульфидные никелевые месторождения Западной Австралии на 4 группы, ассоциирующие с коматиитами, дайками дунитов, расслоенными интрузиями толеитового или коматиитового состава и с метаосадочными породами, заключенными в разрезах вулкаников. Промышленное значение имеют месторождения первых двух групп.

Сульфидные никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами сосредоточены в районе Камбалды. В современной структуре они располагаются на периферии куполовидной складки, осложненной многочисленными разломами (рис. 8). Ядро складки сложено толеитовыми базальтами и прорвано риолитами. Буровая скважина глубиной свыше 2 км, пройденная в ядре, была остановлена в базальтах и не достигла гранитного основания. Австралийские геологи считают, что реоморфические процессы, сопровождавшие складчатость, вызвали рост диапировых куполов и формирование в перекрывающих толщах брахиантиклиналей. Действительно, в других более глубоко эродированных брахиструктурах, например в куполе Уиджимолта, гранитоидные породы основания обнажаются на поверхности. Среди них выделяются полосчатые гнейсы и мигматиты — реликты древней сиалической коры; синкинематические и постсинкинематические плутоны, сложенные в основном гранодиоритами, адамеллитами, амфиболовыми гранитами, а также наиболее поздние интрузивные тела лейкократовых адамеллитов, щелочных гранитов и сиенитов.

Никелевое оруденение заключено в пачке высокомагнезиальных ультраосновных пород мощностью 240–600 м, которая выше по разрезу сменяется базальтами (80–100 м), черными метаосадочными породами с пиритом (1–10 м) и снова базальтами (свыше 200 м). Сульфидные руды залегают согласно с вмещающими породами в основании мощного горизонта коматиитовых перидотитов и отличаются резким преобладанием никеля над медью. В небольших количествах присутствуют кобальт, палладий, иридий, золото.



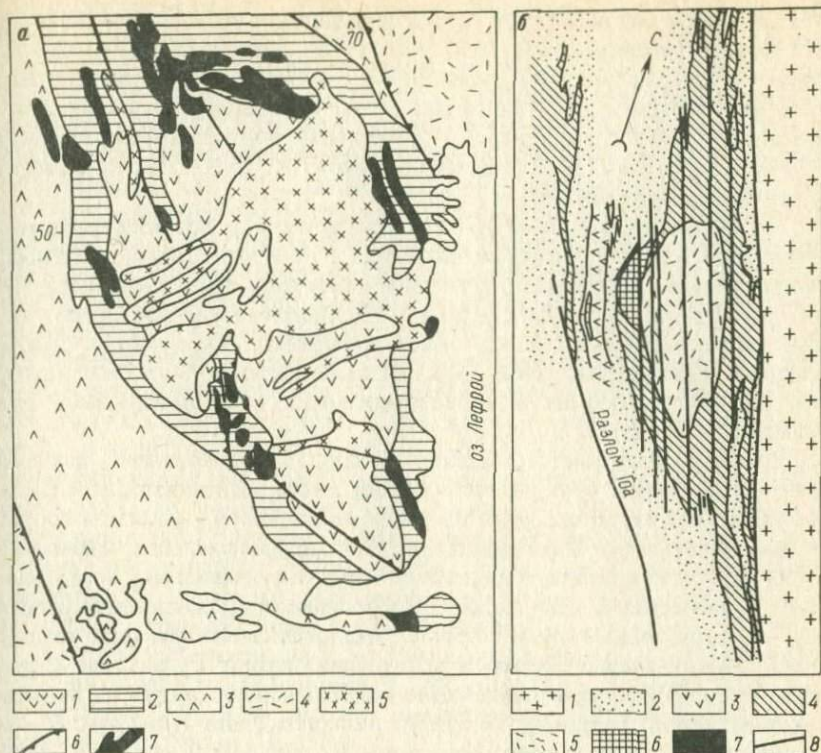


Рис.8. Сульфидные никелевые месторождения Австралии [14]:  
 а – геологическая карта месторождения Камбалда. По Дж. Россу и Г. Хопкансу: 1 – базальты лежащего бока; 2 – ультраосновные лавы; 3 – базальты висящего бока; 4 – граувакки, сланцы, конгломераты; 5 – фельзиты; 6 – разломы; 7 – рудные тела (в проекции на дневную поверхность);  
 б – геологическая карта месторождения Персевиренс (Эгню). По Дж. Мартину и П. Оллчерчу: 1 – гнейсы; 2 – метаосадочные породы; 3 – амфиболиты; 4 – серпентиниты; 5 – дуниты; 6–7 – руды: 6 – бедные вкрапленные, 7 – богатые; 8 – разломы

Никелевые месторождения, связанные с дайками дунитов, располагаются в северной части пояса Уилуна-Норсман вдоль линии Маунт-Кейт–Персевиренс. Контролирующий дайки линеамент протягивается в северо-северо-западном направлении на 150 км. Обычно дунитовые дайки располагаются согласно вмещающим породам, но иногда занимают секущее положение. Первичные соотношения дунитов с вмещающими породами в большинстве случаев не наблюдаются из-за тектонических подвижек и будинажа вдоль контактов. В противоположность месторождениям предыдущего типа вмещающие толщи представлены не только лавами ультрамафитового состава, но также фельзитами, вулканокластическими породами и железистыми кварцитами. В дунит-

товых линзах не наблюдается асимметричного распределения оливина. Нет в них и спинифексовых текстурных зон, характерных для коматиитов. По содержанию  $MgO$  дуниты резко отличны от ультрамафитовых лав, вмещающих медно-никелевые руды. В первых оно устойчивое и высокое ( $> 50\%$ ), а во вторых — изменчивое и в целом менее высокое. Хромиты дунитов обычно обеднены цинком ( $< 0,5\% Zn$ ) по сравнению с хромитами вулканитов.

Существуют противоречивые представления о времени внедрения дунитовых тел и их взаимоотношениях с перидотитовыми коматиитами, несущими оруденение. По мнению некоторых исследователей, дуниты внедрялись по крутопадающим тектоническим зонам, после того как супракрустальные пояса уже претерпели деформации. Другие авторы предполагают, что дуниты представляли собой силлоподобные питающие камеры для перекрывающих их коматиитовых вулканитов.

Золоторудные месторождения пояса Уилуна-Норсман пространственно сближены с медно-никелевыми месторождениями, но главная их часть располагается среди вулканогенных пород основного состава и связана с зонами низкотемпературных гидротермальных изменений. Руды относятся к золото-кварцевому и золото-сульфидному типу с большим количеством теллуридов. Преобладают прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды. Кроме литологического фактора важную роль в локализации золотого оруденения играют складчатые структуры и сопряженные с ними разломы. Это хорошо видно на примере крупнейшего в Западной Австралии месторождения Калгурли. В конце прошлого — начале этого века здесь на площади  $2\text{ км}^2$  было добыто 1300 т золота. Рудовмещающая толща месторождения Калгурли представлена основными эффузивами, долеритами, туфогенными и осадочными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Структура месторождения представляет собой комбинацию крутых изоклинальных складок, согласных и диагональных разрывов. Ведущую роль в структуре играет синклиналь Калгурли, в замковой части которой среди долеритов Голден-Майл обнажается узкая полоса сланцев Блэк-Флэг. Амплитуда смещения по наиболее крупному разлому Голден-Майл оценивается в 3 км. Почти все золотое оруденение локализуется в висячем и лежащем боках этого разлома среди долеритов Голден-Майл, нарушенных многочисленными диагональными разрывами. Руды залегают в интенсивно альбитизированных, серицитизированных, карбонатизированных, окварцованных долеритах и относятся преимущественно к вкрапленному золото-теллуридному типу.

Калгурли является наиболее характерным, но не единственным типом золоторудных месторождений пояса Уилуна-Норсман. Месторождение Каноуна, ныне отработанное, было представлено выдержанной кварцевой жилой длиной около 4 км и мощностью 0,3–1 м, пересекающей риолиты, дациты, кремнистые сланцы и туфоконгломераты ультра-

основного состава. На месторождении Норсман жилы золотоносного кварца, содержащие небольшие количества пирита, пирротина, арсенопирита, галенита, сфалерита, шеелита и теллуридов, залегают среди шаровых базальтовых лав в зонах рассланцевания и сопровождаются узкими ореолами биотитизации вмещающих пород. Кроме того, золото присутствует в горизонтах кремнистых сланцев, обогащенных пиритом, и в железистых кварцитах, где связано с кварцевыми прожилками.

Происхождение гидротермальных золоторудных месторождений Западной Австралии во многом остается неясным. Надежно установленными можно считать четыре факта: отсутствие генетических или парагенетических связей месторождений с гранитоидными интрузиями; формирование их после главных фаз складчатости и метаморфизма; более низкотемпературный характер гидротермального процесса по сравнению с региональным метаморфизмом; четкий структурный и литологический контроль. Многие авторы указывали на первичное обогащение золотом основных и ультраосновных пород, из которых оно поступало в метаморфогенные растворы, однако систематическое геохимическое опробование не подтвердило этого вывода. В качестве возможных источников золота гидротермальных месторождений указываются золотоносные кремнистые сланцы, залежи колчеданных руд, железистые кварциты. Но механизмы извлечения из них золота, последующей его миграции и осаждения также остаются предметом дискуссий.

Возраст гидротермально измененных базальтов и долеритов на месторождении Калгурли определен Rb-Sr методом в  $2675 \pm 35$  млн.лет, что подтверждает связь золотого оруденения с заключительной фазой развития пояса Уилуна-Норсман.

Аналогичный возраст  $2640 \pm 35$  млн.лет имеют литиевые пегматиты в ассоциации со штоками лейкократовых адамеллитов. Пологие пегматитовые жилы локализуются в области экзоконтакта среди коматиитовых лав, окружены зонами флогопитизации и обнаруживают отчетливое зональное строение. Литий в основном заключен в петалите, который отлагался вместе с поздним альбитом, бириллом, колумбитом, топазом.

Прямые доказательства образования пояса Уилуна-Норсман на сиалической коре получили в 1986 г. И.Кемпбелл и др. В районе Камбалда они обнаружили в базальтах, подстилающих и перекрывающих коматииты, ксенокристаллы циркона двух типов. С помощью ионного микроанализатора U-Pb методом возраст первых определен в 3,2 — 3,4 млрд.лет, вторых — 2,6—2,7 млрд.лет. Отсюда был сделан вывод, что более молодые значения соответствуют времени извержения базальтов, а более древние — возрасту той сиалической коры, через которую базальтовая магма поднималась к поверхности. Этот вывод подтвердился, когда в северо-западной части Йилгарнского блока на поверхности были обнаружены гнейсы именно такого возраста.

Западно-Австралийский кратон интересен прежде всего как яркий пример четкой тектонической и металлогенической дифференциации

крупных сегментов континентальной земной коры в раннем архее, причем блоки эти после своей стабилизации практически не подвергались воздействию более поздних тектонических движений. Южная часть блока Пилбара перекрыта недислоцированными протоплатформенными отложениями бассейна Хамерсли. В пределах Йилгарнского блока они вообще отсутствуют, и только редкие широтные норитовые дайки типа Уиджимолта, которые мы связываем с протоактивизацией, пересекают субмеридиональные рудоносные структуры супракрустального пояса Уилуна-Норсман. Они имеют возраст 2,4 млрд. лет и, следовательно, внедрились через 300 млн. лет после окончательной консолидации Западно-Австралийского кратона.

### КРАТОН СЬЮПИРИОР

Кратон Сьюпириор занимает южную часть Канадского щита и состоит из нескольких субширотных и гнейсовых поясов, разделенных обширными полями гранитоидных пород. Супракрустальные вулканогенно-осадочные толщи возникли на сиалическом основании 2,8 млрд. лет назад, затем подверглись складчатости, метаморфизму и были рассеяны посттектоническими гранитами. Стабилизация кратона произошла 2,5 млрд. лет назад, и в раннем протерозое он был перекрыт протоплатформенными гуронскими отложениями, обнажающимися в районе Великих озер. В позднем протерозое на юго-восточной границе кратона возник Гренвиллский пояс, в пределах которого архейские комплексы подверглись интенсивной тектонической и метаморфической переработке.

А. Гудвин [34] различает в истории развития кратона Сьюпириор 3 геотектонических цикла. Самый ранний из них (3800—3550 млн. лет) выделяется по единичным датировкам тоналитовых гнейсов в шт. Миннесота, которые сопоставляются с гнейсами Амитсок в Западной Гренландии (табл. 3). Второй этап (3550—3000 млн. лет) представлен кварцполевошпатовыми (3100 млн. лет) и тоналит-грандьемитовыми (3040 млн. лет) гнейсами, а также интрузивными гранитами (3000 млн. лет). Наконец, третий этап охватывает интервал 3000—2500 млн. лет, в течение которого и возникли супракрустальные пояса.

Самым крупным из них является пояс Абитибби (рис. 9). Он протягивается на 750 км при ширине до 250 км и сложен основными и кислыми вулканитами, кластогенными и хемогенными осадочными породами, которые смяты в складки и прорваны многочисленными гранитными интрузиями. На юге и севере пояс ограничен обширными выходами гранитогнейсового основания, на юго-востоке и северо-западе срезается протерозойскими тектоническими зонами Гренвилл и Капекейсинг [19].

Тоналитовые гнейсы фундамента в значительной степени изменены процессами ретроградного метаморфизма У. Джолли [40] с учетом дан-

Таблица 3

Корреляция архейских геотектонических циклов Канадского щита.

По А. Гудвину [34]

Район Миннесота	Район Онтарио	Полуостров Лабрадор и Западная Гренландия
	<i>III геотектонический цикл</i>	
Метаморфизм, деформация и внедрение крупных гранитных массивов (алгомская орогения); 2650–2700 млн.лет	Региональный метаморфизм, деформация, внедрение крупных синтетектонических и посттектонических гранитных интрузий (кеноранская орогения); 2660–2680 млн.лет	Внедрение поздних синтетектонических гранитов Коркут (2500–2700 млн.лет), метаморфизм гранулитовой фации
Вулканизм и седиментация (образование зеленокаменных поясов и покрова фундамента); 2700–2950 млн.лет	Вулканизм и седиментация (образование зеленокаменных поясов и покрова фундамента); 2710–2960 млн.лет	—
	<i>II геотектонический цикл</i>	
Внедрение гранитов; 3000 млн.лет	Образование тоналит-трондjemитовых гнейсов, внедрение анортозитов; 3040 млн.лет	Образование кварц-полевошлатовых гнейсов и мигматитов, реактивация более древних гнейсов Нук, отложение супракрустальной толщи Малин, внедрение анортозитов и основных даек; 3100 млн.лет
	<i>I геотектонический цикл</i>	
Метаморфизм, образование тоналитовых гнейсов и гранулитов; 3550–3800 млн.лет	—	Образование и деформация гнейсов Унивак и Амисок, отложение еще более древних супракрустальных толщ; 3600–750 млн.лет

ных по смежным районам Канадского щита предполагает, что они образовались более 3 млрд. лет назад и после регионального метаморфизма подверглись глубокой эрозии. Вулканогенно-осадочный комплекс охватывает интервал 2950–2750 млн.лет. Нижняя часть его разреза представлена основными и ультраосновными лавами типа коматиитов, средняя часть — богатыми железом толеитовыми базальтами, их туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями. Снизу вверх количество брекчий

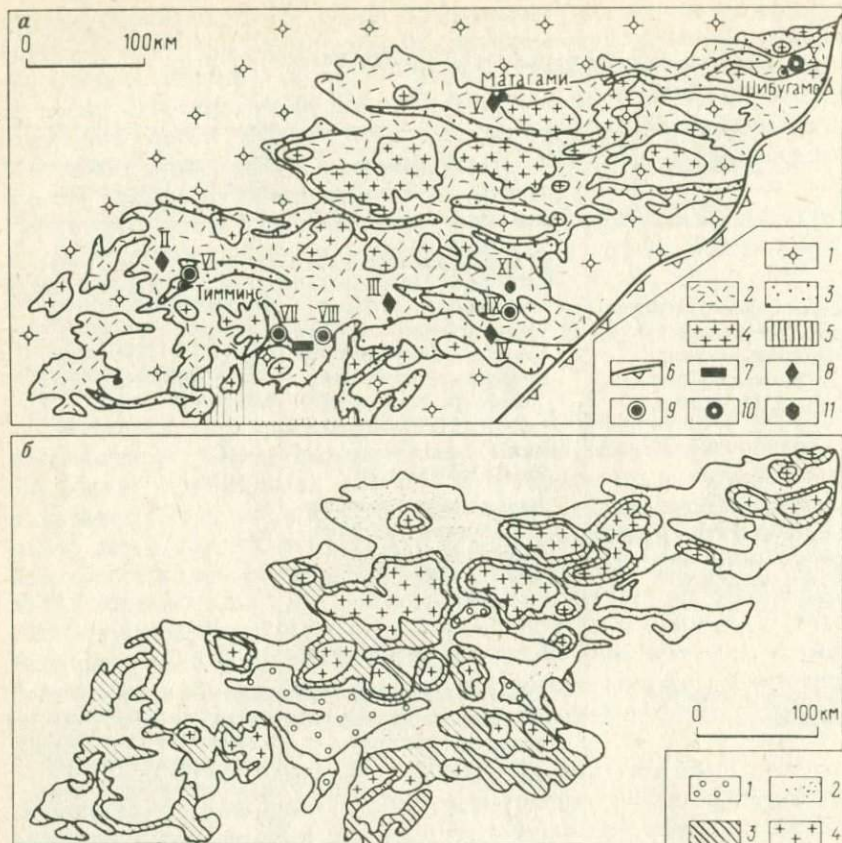


Рис.9. Схема геологического строения супракrustального пояса Абитибй [40]:

*a* – геология и рудоносность; 1–4 – архейские образования: 1 – гранитогнейсы, 2 – основные вулканиты, 3 – осадочные породы, 4 – граниты; 5 – протерозойские отложения; 6 – Гренвильский фронт; 7–11 – главные рудные месторождения: 7 – железистых кварцитов (I – Адамс), 8 – колчеданные (II – Кидд-Крик, III – Хорн, IV – Ист-Сулливан, V – Маттагами), 9 – гидротермальные золоторудные (VI – Поркьюпайн, VII – Керкленд-Лейк, VIII – Керр-Аддисон, IX – Сигма), 10 – гидротермальные медные (X – Шибургамо), 11 – пегматитовые (XI – Прейсак-Лакорн); *б* – фации метаморфизма архейского супракrustального комплекса: 1–3 – фации метаморфизма: 1 – пренит-пумпеллитовая, 2 – зеленосланцевая, 3 – амфиболитовая; 4 – граниты

увеличивается. Наконец, в верхней части разреза преобладают кислые лавы и пирокласты. Они обнажаются вдоль южной, западной и северной границ пояса. Среди осадочных пород преобладают граувакки, конгломераты, песчаники и железистые кварциты. Осадочные породы заканчивают разрез архейского вулканического комплекса, но встречаются также и на более низких его уровнях.

Интрузивные массивы пояса Абитибиделятся на четыре основных типа:

а) стратифицированные и массивные залежи габбро, анортозитов, диоритов и тоналитов, ассоциирующие с вулканическими покровами;

б) крупные гранитные плутоны, которые прорывают вулканы и окружающие гранитогнейсы и сопровождаются пегматитовыми жилами, возраст плутонов оценивается в 2,6–2,4 млрд. лет;

в) гранитогнейсовые плутоны, обнажающиеся преимущественно на периферии пояса Абитибиди и в отдельных случаях пересекающие вулканы; не исключено, что они возникли в результате ремобилизации пород основания;

г) штоки, дайки и силлы сиенитов, комагматичные со щелочными вулканиками района Керкланд-Лейк.

Тектоническое строение пояса Абитибиди определяется сочетанием овальных антиклиналей, гранитных плутонов и узких синклиналей широтного простирания. Гранитные плутоны залегают в ядрах антиклиналей и имеют явные признаки диапировой природы. Чем крупнее плутон, тем более низкие горизонты разреза обнажаются на контакте с ним. Синклинали выполнены вулканогенными и осадочными породами. Самые верхние горизонты разреза находятся дальше всего от гранитов. Падение крыльев синклиналей крутое, местами опрокинутое. Наиболее мощные лавовые покровы гранитов не содержат. Очевидно, во время позднеархейской складчатости они представляли относительно устойчивые блоки.

Несмотря на архейский возраст, вулканогенные и осадочные породы пояса Абитибиди, как правило, слабо метаморфизованы. Наиболее распространена зеленосланцевая фация. Значительные площади относятся к пренит-пумпеллиитовой фации. В контактных ореолах гранитоидных интрузий и в южной части пояса метаморфизм достигает амфиболитовой фации. В сочетании с хорошей обнаженностью это создает благоприятные условия для изучения процессов седиментации, вулканизма и рудообразования.

Металлогенический облик пояса Абитибиди определяют три группы месторождений: колчеданные залежи меди, цинка, золота, серебра, кадмия, гидротермальные золоторудные и гидротермальные медные месторождения. Кроме того, здесь известны железистые кварциты, редкометальные пегматиты, сульфидная медно-никелевая минерализация и др.

Железистые кварциты представлены тремя фациями — оксидной, карбонатной и сульфидной. Согласно А.Гудвину, оксидная (магнетитовая) фация по мере удаления от древней береговой линии сменяется карбонатной (сидерит-анкерит-доломитовой) и затем в центральной части пояса — сульфидной (пирит-пирротиновой). Месторождение Адамс представлено тонкополосчатыми кварц-магнетитовыми кварцитами с низким содержанием железа (22%), которые разрабатываются для получения окатышей. Редкометальные пегматиты района Прейсак-Лакорн связаны с поздними фазами одноименного гранитного массива.

ва. В его экзо- и эндоконтакте залегают литиевые и бериллиевые пегматиты, на некотором удалении — оловянные и молибденовые. Интерес представляют литиевые пегматиты. Сподумен чаще всего располагается во внутренних частях пегматитовых жил, обогащенных кварцем. Проявления сульфидной медно-никелевой минерализации ассоциируют с коматитами и представляют интерес больше в генетическом, чем в практическом отношении.

Колчеданные месторождения (Кидд-Крик, Хорн, Милленбах, Корбет, Ист-Сулливан, Маттагами-Лейк и др.) располагаются на периферии пояса Абитибиде, пространственно связаны с кислыми вулканитами и представлены линзо- и столбообразными залежами сплошных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд. Выводы об условиях их формирования и локализации базируются прежде всего на результатах геологического изучения рудного района Норанда, где известно более двадцати месторождений меди, цинка, золота, серебра. Основные месторождения располагаются в мощной толще андезитов, базальтов и риолитов вокруг крупного гранодиоритового массива Дюфо. До начала 60-х годов они рассматривались как типичные гидротермальные образования. Однако детальные исследования стратиграфии и тектоники архейского комплекса, а также самих месторождений показали несостоятельность этой точки зрения и позволили выдвинуть гипотезу их вулканогенного происхождения. В последние годы она получила дополнительные подтверждения.

На основе картирования и палеогеографических реконструкций Э.Димрот и другие выделили в районе Норанда архейские субмаринные вулканические равнины (плато) и центральные вулканические комплексы (рис.10). Последние имеют диаметр около 30 км, отличаются наиболее продолжительной вулканической деятельностью, включая образование поздних кислых эффузивных и пирокластических пород, закономерными изменениями мощностей и фаций вулканитов по направлению от периферии к ядру, а также наличием в ядре многочисленных мелких вулканотектонических построек. Как правило, центральные части кальдер прорваны дайками и субвулканическими интрузиями. В кальдере Норанда первые сложены диоритами и габбро, а вторые — гранитами и гранодиоритами. По мнению Э.Димрота, в центральной части кальдеры и сосредоточены колчеданные месторождения.

Большинство месторождений располагается на узком стратиграфическом уровне архейского вулканического комплекса (рис.11). Он совпадает с контактом между риолитами и андезитами Амулет и характеризуется развитием мелких риолитовых куполов, завершивших период интенсивного кислого вулканизма. Мощность горизонта Амулет около 600 м. Все месторождения локализуются в трубообразных гидротермально измененных породах, которые содержат прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию и рассматриваются как подводящие каналы для гидротермальных растворов. Залежи массивных сульфидных руд, связанные с этими зонами, имеют линзовидную и грибооб-



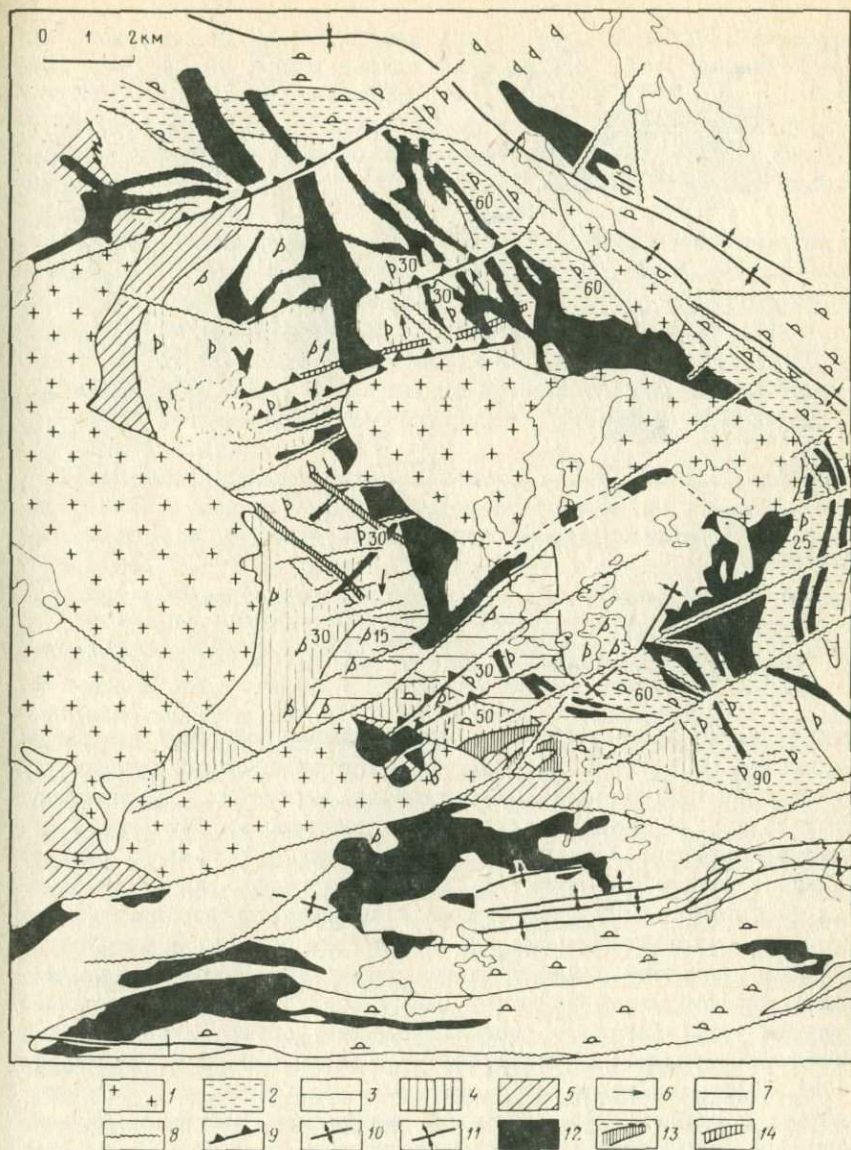


Рис.10. Геологическая схема вулканотектонической депрессии Норанда. По Э.Димроту и др.:

1 – граниты; 2–5 – вулканический комплекс Норанда: 2 – посткальдерные серии, 3 – риолиты, 4 – кальдерная серия, 5 – докальдерная серия; 6 – направление потока; 7 – геологический контакт; 8 – разломы; 9 – синвулканические разломы; 10 – антиклиналь; 11 – синклираль; 12 – дайки габбро; 13 – питающие дайки риолитов; 14 – питающие дайки андезитов

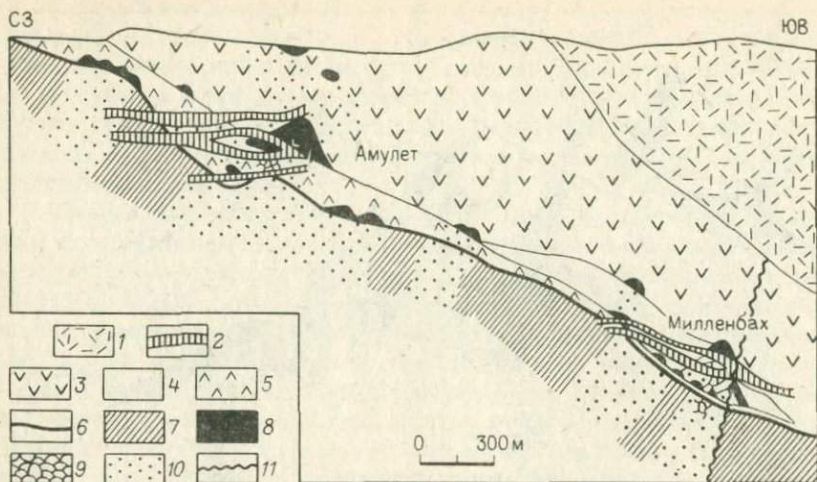


Рис.11. Разрез через колчеданные месторождения Милленбах и Амулет; По Дж.Накки:

1 – диорит; 2 – фельзитовая дайка; 3 – андезит Амулет; 4 – кварц-полевошпатовый порфир; 5 – андезит Милленбах; 6 – эксгаляционные отложения; 7 – риолит Амулет; 8 – массивные колчеданные руды; 9 – прожилковые руды; 10 – гидротермально измененные породы; 11 – разлом

разную форму и приурочены к взрывным брекчиям и верхним контактам риолитовых куполов. В центральных частях рудных тел преобладают пирротин-халькопиритовые, на периферии – пирит-сфалеритовые руды. И те и другие содержат золото и серебро. На самом крупном месторождении Хорн в период с 1927 по 1970 г. было добыто 1,2 млн.т меди и 225 т золота. Во внутренних частях зон гидротермальных изменений вмещающие породы интенсивно хлоритизированы, во внешних – серицитизированы. В контактных ореолах более поздних гранитных интрузий возникает новая ассоциация минералов с кордиеритом, антофилом, биотитом, андалузитом. Тем не менее в районе Норанда руды обычно не метаморфизованы и обладают отчетливой ритмичной слоистостью, совпадающей с напластованием вмещающих пород. Тектурно-структурные признаки указывают на оползневые явления в слабоконсолидированном сульфидном материале. Наличие обломков сульфидов в перекрывающихся вулканитах, пересечения колчеданных залежей и сопровождающих их ореолов гидротермальных изменений базальтовыми дайками указывают на генетическую связь колчеданного оруденения с фумарольно-сульфатарной деятельностью субмаринных вулканических центров.

В отличие от рудного района Норанда на других колчеданных месторождениях пояса Абитибиде тектонические воздействия нарушили первоначальные соотношения вмещающих пород и форму рудных залежей. Интенсивность и характер деформаций в разных частях пояса

были неодинаковыми. На месторождении Маттагами-Лейк стратиформные колчеданные залежи вместе с вмещающими породами были смяты в сложные складки, на месторождении Кидд-Крик — рассечены крупными разломами. Следует отметить, что в обоих случаях преобразования первичных вулканогенных структур месторождений происходили в условиях низких ступеней метаморфизма, отвечающих зеленосланцевой фации.

Гидротермальные месторождения золота местами пространственно сближены с колчеданными, но локализуются в иной геологической ситуации. Знаменитое рудное поле Поркьюпайн с месторождениями Дом, Мак-Интайр, Холлинджер, из которых добыто 1700 т золота, а также рудные поля Керкленд-Лейк, Керр-Эдисон сосредоточены в сравнительно узкой полосе широтных разломов в юго-западной части пояса Абитиби. Обстоятельный геологический обзор этих месторождений составлен С.Д.Шером.

По формационным признакам месторождения относятся к золото-кварцевой и золотосульфидно-кварцевой формациям. Отчетливо обособляются два минеральных типа руд: золотопиритовый и золототеллуридовый. И те, и другие руды локализуются в виде сложных по форме жильных и прожилково-вкрапленных зон и штокверков. В отличие от колчеданных месторождений, приуроченных к строго определенному стратиграфическому уровню, месторождения золота распространены по всему разрезу архейских супракрустальных отложений, включая их верхнюю терригенную часть (конгломераты Тимискаминг). Ведущее значение в локализации оруденения играют складки и наложенные на них разрывные нарушения. Последние представлены хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, серицит-карбонатными сланцами, которые четко выделяются на фоне массивных метавулканитов и метаморфизованных осадочных пород и изменены низкотемпературными гидротермальными процессами (серицитизация, окварцевание, хлоритизация, пиритизация и др.). Нередко в одном и том же рудном поле наблюдается несколько типов локальных рудоносных структур. Например, сопряжение дизъюнктивных нарушений разного простирания, сочетание зон рассланцевания с дополнительными складками или с контактами вмещающих пород благоприятного литологического состава, комбинация разрывов и даек, секущих складки, и т.д. Для месторождений золота характерны большой вертикальный диапазон распространения оруденения и его устойчивость на глубину. В частности, отсутствие вертикальной зональности специально отмечено для такого крупного месторождения, как Керкленд-Лейк, вскрытого на глубину в 2 км.

Типичным примером служит золоторудное месторождение Сигма (рис.12). По данным Ф.Робера и др., оно залегает в сложно построенной зоне скалывания шириной около 500 м среди вулканитов группы Малартик. Последние состоят из пирокластических лав и андезитов, залегают почти отвесно и прорваны штоком диоритовых порфиритов, а также более поздними дайками полевошпатовых порфиритов. Золоторудные кварцевые жилы пересекают эти дайки и образуют сложную жильную

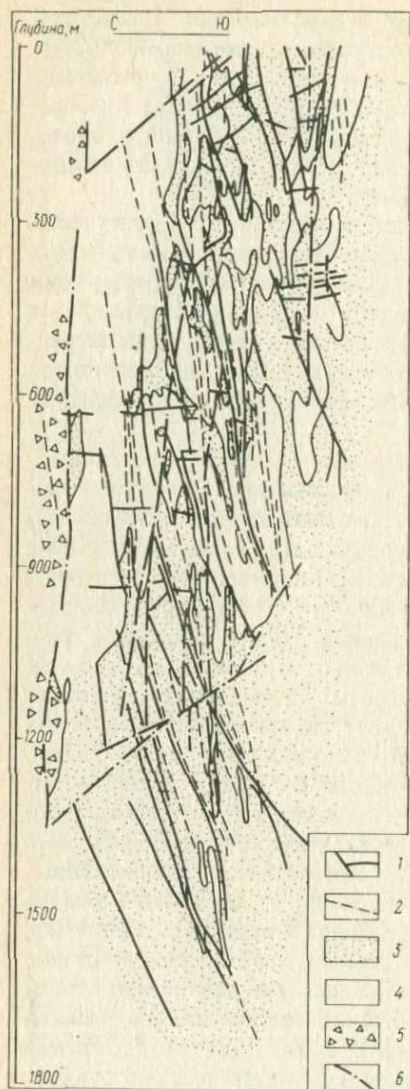


Рис. 12. Геологический разрез месторождения Сигма. По Ф. Роберту и др.: 1 — кварцевые жилы; 2 — дайки полевошпатовых порфиров; 3 — порфировые диориты; 4 — андезитовые лавы; 5 — пирокластические породы; 6 — разломы и зоны скалывания

систему, прослеженную до глубины 1800 м. В зависимости от ориентировки жилы подразделяются на субвертикальные и субгоризонтальные. Первые приурочены к зонам расланцевания и характеризуются более выдержанным распределением золота. Вторые избирательно развиваются в порфировых дайках и вмещающих их породах и имеют более сложную морфологию. И те и другие обнаруживают признаки многократного приоткрывания и выполнены кварцем с небольшими количествами турмалина, карбоната, хлорита и биотита. Самородное золото ассоциирует с пиритом, шеллитом, пирротинном, халькопиритом, петцитом, калаверитом и теллуристым висмутом. Вмещающие породы около жил окварцованы, карбонатизированы и пиритизированы.

Соотношения между вулканизмом, тектоникой и золотой минерализацией в супракrustальном поясе Абитибид продолжают вызывать оживленные дискуссии. А. Гудвин подчеркивает закономерную связь золотого оруденения с эволюцией архейского вулканизма и с появлением

поздних кислых дифференциатов. Для некоторых рудных полей была предложена метаморфогенная гипотеза, впервые разработанная Р.Бойлем на примере месторождений Йеллоунайф.

Гидротермальные медные месторождения занимают в поясе Абитибид обособленное положение. Они сосредоточены на его северо-западном фланге в районе Шибугамо вблизи Гренвиллского фронта. Последний представлен серией долгоживущих разломов северо-восточно-

го простираются, которые отчетливо пересекают широтные складчатые структуры пояса Абитиби. В последнее время канадские исследователи склоняются к мнению, что первоначально архейский кратон Сьюпириор распространялся на юго-восток дальше Гренвиллского фронта и что в пределах одноименного тектонического пояса архейские породы испытали интенсивный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, который происходил 1400 млн. лет назад и сопровождался внедрением анортозитов и чарнокитовых гранитов.

Непосредственно в районе Шибугамо анортозиты также широко распространены. Именно в них залегают главные гидротермальные медные месторождения. Вместе с тем месторождения отчетливо контролируются наложенными разрывными нарушениями и тяготеют к региональному разлому Дор-Лейк.

Стратифицированный габбро-анортозитовый массив Шибугамо протягивается в северо-восточном направлении на 35 км при ширине до 15 км и сложен (снизу вверх) габбро-анортозитами, анортозитами, габбро, кварцевым габбро, кварцевым диоритом и микропегматитом.

По северной и юго-западной периферии массива встречаются дуниты и пироксениты. Падение стратификации преимущественно крутое. Вмещающие архейские вулканиты представлены переслаиванием эффузивных и пирокластических пород преимущественно основного состава. Среди них встречаются горизонты осадочных пород. Метаморфизм архейских пород отвечает зеленосланцевой фации. Анортозиты прорваны гранитоидными штоками и дайками пестрого состава.

Разлом Дор-Лейк, как и другие региональные разрывные нарушения, представлен мощной (60–120 м) зоной расланцевания с признаками многократных тектонических подвижек. С ранним этапом развития связано образование хлорит-карбонатных сланцев, с поздним — тектонических брекчий. К основному разлому примыкают зоны расланцевания северо-восточного простираения, насыщенные дайками кислого-основного состава; в них и располагаются медные месторождения.

Возрастное положение и генезис гидротермальных медных месторождений района Шибугамо недостаточно ясны. Учитывая их близость к Гренвиллскому фронту, явно наложенный характер по отношению к вмещающим габбро-анортозитовым массивам, контроль долгоживущими зонами расланцевания, в которых проявлена сложная дайковая серия, можно предполагать, что формирование этих месторождений связано не с развитием супракrustального пояса Абитиби, а с воздействием на него более поздних процессов, происходивших в Гренвиллской тектонической зоне. Но это предположение требует дополнительных доказательств.

Бимодальный вулканизм и обилие гранитоидных интрузий указывают на сходство пояса Абитиби с современными островными дугами, для которых также характерны широкое развитие толеитовых серий с низкими содержаниями калия, увеличение количества риолитов вверх

по разрезу, резкие изменения разреза по латерали и вертикали, внедрение многочисленных гранитных плутонов и поздних щелочных интрузий, наличие вулканотектонических построек кальдерного типа, колчеданных и золоторудных месторождений. Однако в поясе Абитибид, кроме того, распространены коматиитовые лавы и основные интрузии, в том числе массивы анортозитов. Главное отличие заключается в том, что позднеархейские вулканогенно-осадочные толщи пояса Абитибид залегают на еще более древней континентальной коре. А.Гудвин [34] сопоставил геологические разрезы, тектонические структуры, гравитационные и магнитные поля поясов Абитибид и Вабигун и окружающих их пород сиалического основания и пришел к выводу, что в кратоне Сьюпириор мощность континентальной коры составляет 36–38 км. Ее верхнюю часть, вероятно, образуют зеленокаменные толщи (6–8 км), среднюю — гнейсы и гранитные интрузии, нижнюю — метаморфические породы гранулитовой фации. Соответственно предполагается, что супракрустальные пояса возникли в результате рифтогенеза этой древней сиалической коры.

#### КРАТОН КАРНАТАКА

Кратон Карнатака занимает обширную территорию в центральной и южной части Индостанского щита (рис.13). Его отличает широкое распространение гранулитов, чарнокитовых гранитов и гранитогнейсов, резкие вариации разрезов супракрустальных поясов — от существенно вулканогенных до терригенных, обилие посттектонических интрузий калиевых гранитов. Опираясь на работы индийских и советских геологов, В.М.Моралев [16] выделяет в раннем докембрии Индостанского щита три комплекса: додарварский (древнее 3 млрд.лет), дарварский (3,0 — 2,6 млрд.лет) и аравалийско-делийский (моложе 2,6 млрд.лет).

В составе додарварского, или гнейсогранулитового, комплекса кроме древних метаморфизованных вулканогенных осадочных интрузивных пород значительную роль играют более поздние граниты и гнейсы. По петрохимическим характеристикам некоторые кристаллические сланцы отвечают коматиитам. Предполагается, что основные гранулиты, ассоциированные с чарнокитами, образовались за счет базальтов, а кальцифиры — за счет глинисто-карбонатных осадков. Детальные исследования доказывают полиметаморфическую природу додарварского комплекса. Первый этап метаморфизма происходил при температуре 600–800 °С и давлении  $(6-7) \cdot 10^2$  Па. По составам сосуществующих калиевых полевых шпатов и пироксенов температура образования чарнокитовых гранитов оценивается в 670–700 °С. Более поздний наложенный метаморфизм протекал в условиях альмандин-амфиболитовой фации при значительно меньших температурах (550–700 °С) и давлении  $(1,5) \cdot 10^2$  Па.

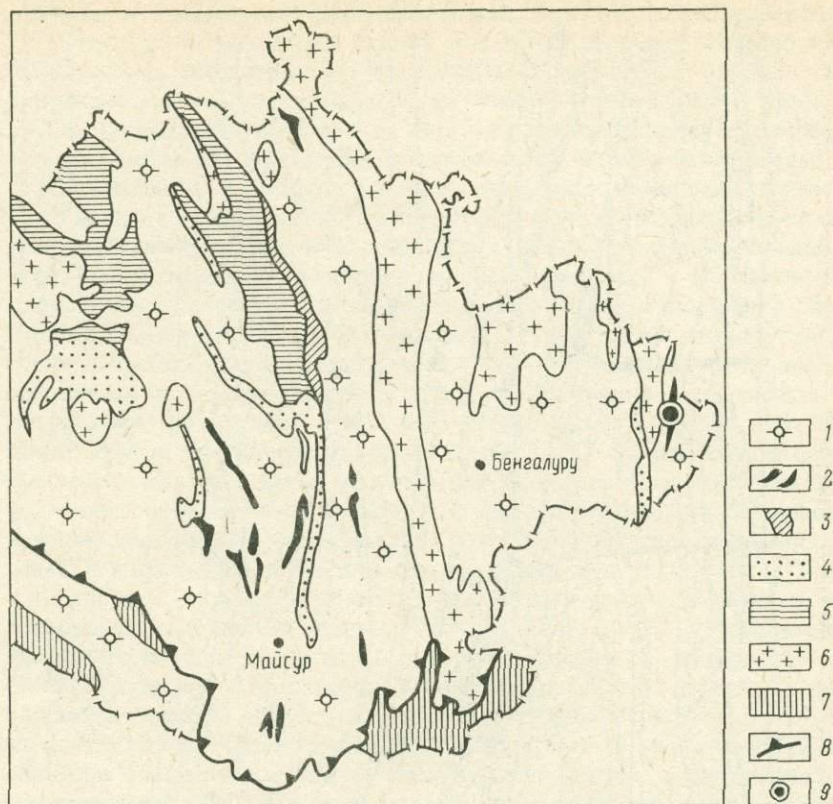
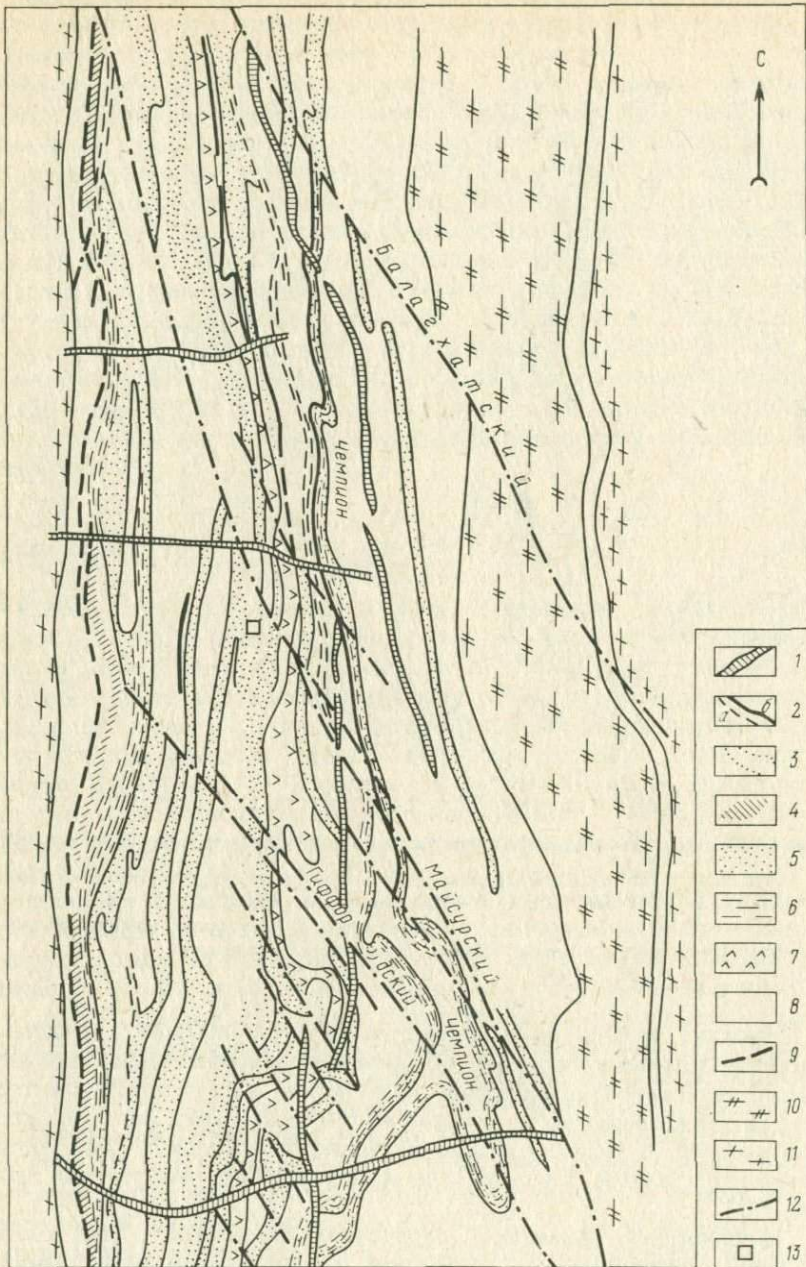


Рис. 13. Схема строения центральной части кратона Карнатака. По С.Накви [37]

1 – граниты и гнейсы Полуострова; 2–5 – архейские супракорстальные пояса (группы): 2 – Холенаршапур, 3 – Яванахалли, 4 – Бабабудан, 5 – Читрадурга; 6 – протерозойские граниты; 7 – чарнокиты; 8 – северная граница области высокотемпературного метаморфизма; 9 – рудное поле Колар

Наиболее древние гранитоиды додарварского комплекса представлены тоналитовыми гнейсами. Со временем они обогащались кремнеземом, щелочами и приобретали более четкий интрузивный характер, хотя преобладающая часть гранитов полуострова имеет метасоматическую природу. В этом отношении они четко отличаются от раннепротерозойских гранитов Клосенет, слагающих крупные интрузивные массивы.

Металлогению комплекса определяют первичный состав толщ, условия метаморфизма и наложенной тектонотермальной переработки. Практическое значение имеют магнетитовые кварциты – гондиты (метаморфизованные марганцевые отложения) в чарнокитах, залежи





графита, а также позднепротерозойские мусковитовые пегматиты.

Отметим, что возрастная граница между додарварским и дарварским комплексами пока точно не определена. С.Накви [37] подразделяет супракрустальные пояса Дарвара на четыре группы. Самая древняя группа Холенаршипур состоит из метальтрабазитов, переслаивающихся с магнетитовыми фукситовыми кварцитами, гранат-кианитовыми и ставролитовыми сланцами, которые прорваны гранитами возраста 3360 млн.лет. Вышележащая группа Яванахалли представлена в основном параамфиболитами и кварцитами, а также метаморфизованными осадочными породами хемогенного происхождения — фукситовыми кварцитами, кремнистыми сланцами, карбонатными породами. Возраст их оценивается в 3,3—3,2 млрд.лет. Группа Бабабудан начинается с олигомиктовых кварцитовых конгломератов Чикмагалур и сложена основными метавулканитами, аргиллитами, алевролитами, железистыми кварцитами. Ее верхний возрастной предел равен 3,0 млрд. лет. Наконец, группа Читрадурга охватывает период 3,0—2,6 млрд.лет и представлена конгломератами, граувакками, основными и кислыми эффузивами, кремнистыми сланцами. В металлогеническом отношении представляют интерес более древние пояса, сопровождаемые месторождениями и проявлениями золота, титана, железа, ванадия, хрома.

Пластины метаморфических пород, в которой располагается золоторудное поле Колар, лишь условно можно назвать супракрустальным поясом. Она протягивается в меридиональном направлении на 80 км при ширине 3—5 км среди гранитогнейсов, круто падает на запад и сложена главным образом metabазитами амфиболитовой фации. Вблизи контакта встречаются железистые кварциты, а сами контакты представлены мощными (до 300 м) зонами рассланцевания и регрессивного метаморфизма. По характеру разреза рудовмещающие метаморфические породы отличаются от перечисленных супракрустальных комплексов. Возраст их точно не определен. На основании косвенных соображений пояс Колар сопоставляют со структурами наиболее ранней группы Холенаршипур.

Золоторудное поле Колар разрабатывается более 100 лет, и здесь подземные выработки достигли рекордной глубины в 3550 м. В рудном поле известно более 20 минерализованных зон, из которых промышленное значение имеют Чемпион-риф, Мак-Тэгарт, Ориенталь и Новый риф (рис.14). Большинство исследователей придерживается мнения, что амфиболиты Колара слагают узкую синклиналь. Однако и на по-

Рис.14. Схематическая геологическая карта рудного поля Колар. По М.Зиауддину и др. [19]:

1 — дайки долеритов; 2 — рудные зоны, прослеженные (а) и предполагаемые (б); 3 — контактовые минерализованные зоны; 4 — тела графитов; 5—8 — амфиболиты: 5 — зернистые, 6 — волокнистые, 7 — массивные, 8 — сланцеватые; 9 — железистые кварциты; 10 — гнейсы Чемпион; 11 — граниты и гнейсы Пенинсула; 12 — разломы; 13 — шахта "Гиффорд"

верхности, и в подземных горных выработках полосы массивных, сланцеватых, волокнистых (листоватых) амфиболитов протягиваются параллельно, испытывая мелкие изгибы. Установлено, что оси наложенных складок параллельны крупному диагональному Майсурскому разлому.

По данным Ю.Г.Сафонова, Б.Кришна Рао, В.Н.Васудева, золоторудные зоны локализуются в основном среди волокнистых амфиболитов. Примечательной особенностью зоны Чемпион-риф является постепенное изменение падения от пологонаклонного на верхних горизонтах до почти вертикального на глубине. Это обстоятельство существенно сказывается на локализации кварцевых тел, мощность которых достигает максимальных значений (10 м) на интервале пологого залегания.

Рудоносные зоны возникли в результате пластического течения и в зависимости от интенсивности деформации вмещающих пород и раннего кварца подразделяются на зоны скальвания — рассланцевания и скальвания — смятия. Локализацию рудных столбов контролируют места сочленения основных субмеридиональных зон скальвания с диагональными разрывами. В частности, пересечение Майсурским разломом субмеридиональных зон скальвания определяет контур интенсивного развития золотой минерализации в рудном поле.

В составе рудных тел Колара резко преобладает кварц, имеющий специфическую голубовато-серую, темно-серую и коричневую окраску. Кварц массивный или полосчатый. Полосчатость совпадает с директивными структурами вмещающих сланцеватых амфиболитов и обусловлена интенсивной деформацией и перекристаллизацией кварцевых агрегатов. Самородное золото наложено на кварцевые тела. Его изометричные и прожилковидные выделения, как выделения сульфидов, контролируются микротрещинами, межзерновыми контактами кварца. Нередко золото и сульфиды приурочены к залеченным плоскостям скольжения внутри кварцевой массы, а также к трещинам, ограничивающим кварцевые рифы. Примечательно, что золоторудные тела Колара не сопровождаются ореолами низкотемпературных гидротермальных изменений, которые характерны для других жильных месторождений золота в архейских супракрустальных поясах. Напротив, около кварцевых жил здесь развиты узкие зоны биотитизации. И степень метаморфизма вмещающих пород соответствует не зеленосланцевой, а амфиболитовой фации.

В результате детальных минераграфических исследований А.Д.Генкин и другие установили в рудных телах свыше двадцати ранее неизвестных на месторождении минеральных видов, представленных самородными металлами, теллуридами, сульфосолями, сульфидами и хлорсодержащими минералами.

В сочетании с геологическими наблюдениями эти исследования позволили выделить на месторождении Колар четыре стадии минерализации: кварц-полевошпатовую, шеелитовую, золотосульфидную и кварц-карбонатную. Внутри золотосульфидной стадии различаются три разно-

возрастные ассоциации: раннесульфидная, золотосульфидная с галени-  
том и сфалеритом и хлорсодержащих минералов. Установлено, что  
основная часть золота связана с галенит-сфалеритовой ассоциацией,  
включающей также теллуриды и другие редкие минералы, и эта ассоциа-  
ция наложена на более ранние метаморфогенные кварцевые жилы первой  
стадии.

Следует отметить удивительную выдержанность по вертикали  
рудной минерализации. На всем вскрытом интервале в 3550 м в ее со-  
ставе наблюдаются лишь отдельные вариации без явного изменения с  
глубиной текстур, структур и минеральных парагенезисов руд.

Один из наиболее сложных вопросов геологии Колара — соотно-  
шение золоторудной минерализации с пегматитовыми и долеритовыми  
дайками. В противоположность распространенному мнению об их после-  
рудном возрасте Ю.Г.Сафонов и другие пришли к выводу, что и те и  
другие образовались после метаморфогенных кварцевых жил первой  
стадии и до продуктивной золотосульфидной стадии. Однако этот вывод  
пока нельзя считать окончательно доказанным.

Таким образом, кратон Карнатака значительно отличается от Запад-  
но-Австралийского кратона и кратона Сьюпириор. В строении комплек-  
са основания здесь значительно большую роль играют метабазиты грану-  
литовой фации — возможные реликты магматической протокры. Если  
верно предположение о разновозрастности поясов типа Холенаршипур,  
Яванахалли, Бабабудан, Читрадурга, то в кратоне Карнатака более  
молодые супракрустальные пояса наследовали положение более ранних.  
Напомним, что блоки Пилбара и Йилгарн развивались и оформились  
как особые сегменты земной коры в разное время. В разрезах архей-  
ских вулканитов Индии преобладают базальты, а породы кислого соста-  
ва имеют подчиненное значение, как и субмаринные сульфидные руды.  
И только крупное золоторудное поле Колар сближает в металлогеничес-  
ком отношении супракрустальные пояса трех регионов. Но и оно стоит  
особняком среди архейских гидротермальных месторождений золота.

## 5. СЕВЕРО-ЛЯОНИНСКИЙ КРАТОН

До недавнего времени металлогения Китайской платформы в зна-  
чительной степени связывалась с процессами тектономагматической  
активизации. Сейчас перечень докембрийских месторождений расширил-  
ся. Установлено, что они образованы в четыре минерагенетические эпо-  
хи и принадлежат к шести минерагенетическим сериям (табл.4).

В последние годы для определения возраста осадочных, вулканоген-  
ных, интрузивных, метаморфических комплексов и рудных месторож-  
дений были широко использованы Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb (цирконие-  
вый), U-Th-Pb методы, что позволило осуществить их региональную  
корреляцию и выделить в раннем докембрии разновозрастные текто-  
нические структуры и металлогенические зоны [32].

Таблица 4

Докембрийские минерагенетические серии Китая. По Чен Ючи, Хи Хуифену

Минерагенетические серии	Архей		Протерозой	
	ранний	поздний	ранний	поздний
1. <b>Метаморфизованных осадочных месторождений:</b>				
а) железистые кварциты	+	+	+	
б) S (пирит) и Fe (кварциты)			+	
в) Pb, Zn (Fe)			+	
2. <b>Метаморфизованных вулканогенных месторождений:</b>				
а) Fe (включая кварциты)			+	
б) Cu, Zn	+			
в) Cu (Mo)			+	
3. <b>Метаморфизованных вулканогенных и метаморфо-гидротермально обогащенных месторождений:</b>				
а) Cu (Fe)			+	
4. <b>Комбинированных метаморфизованных осадочных и мигматито-гидротермально обогащенных месторождений:</b>				
а) Fe		+		
б) апатит				+
в) U				+
5. <b>Связанных с мигматизацией месторождений:</b>				
а) В, RE (Fe)				+
б) корунд и (или) силлиманит		+		
6. <b>Метаморфических месторождений:</b>				
а) магнезит, тальк			+	
б) графит		+		+
в) кианит				+

Так, по данным Ху Эйкина и других в северной части Сино-Корейской платформы континентальная земная кора существовала уже в раннем архее, о чем свидетельствуют результаты определения возраста тоналитов, гранодиоритов и гранитов изохронным Rb - Sr методом ( $3105 \pm 10$  млн.лет). В дальнейшем она подверглась многофазному региональному метаморфизму, закончившемуся в раннем протерозое ( $2061 \pm 7$ ;  $2068 \pm 190$  млн.лет), а в среднем протерозое ( $1600 - 1800$  млн.лет) испытала регрессивный метаморфизм.

Ма Синюань, Чжан Яйшен и другие полагают, что Северо-Китайская протоплатформа была кратонизирована в конце архея. Архейские комплексы подверглись интенсивному метаморфизму, вплоть до гранулитовой фации, и многократным тектоническим деформациям. Они включали три-четыре генерации складок, рост гранитных куполов и, наконец, образование крупных зон скалывания. Раннепротерозойские подвижные

пояса возникли на переработанном архейском основании и контролируются гигантскими разломами, достигающими в длину 2000 км и в ширину 20 км. Одни из них обнаруживают сходство с архейскими зеленокаменными поясами, другие отличаются развитием карбонатных фаций, поздних моласс, покровных структур и т.д. Ранний протерозой завершился внедрением посторогенных основных даек, и интрузий анортозитов и гранитов рапакиви, с возрастом 1,7–1,4 млрд.лет, с которыми ассоциируют богатые калием вулканиты.

На Ляодунском полуострове Чжан Цюшеном выделены два разновозрастных блока раннего докембрия — Северо- и Южно-Ляонинский (рис.15). Северо-Ляонинский блок представляет собой архейский кратон с характерной комбинацией супракрустальных (зеленокаменных) поясов и гранитоиднейсов, Южно-Ляонинский — протерозойский подвижный пояс.

Метаморфические толщи Южно-Ляонинского блока первоначально также считали архейскими. К настоящему времени доказано, что они занимают более высокое положение и подразделяются на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные. Первые вмещают стратиформные борожелезные и свинцово-цинковые месторождения, вторые — крупнейшие в мире месторождения магнетита [32].

Архейские супракрустальные толщи Северо-Ляонинского кратона принадлежат к аньшаньской группе, которая подразделяется на четыре формации: цзинягоу, хонтоушань, чигоу, интаюань. Первая состоит из основных вулканитов с прослоями кислых вулканитов и железистых кварцитов, вторая сложена главным образом кислыми вулканитами и вмещает крупные колчеданные месторождения, третья — представлена базальтами, четвертая — терригенными породами и железистыми кварцитами Аньшаня. Метаморфизм отвечает зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Соотношения между разными формациями не установлены. Возраст вулканитов формации хонтоушань определен в 3025 млн.лет (Rb - Sr метод), формаций чигоу и интаюань в 3140 млн.лет. (U - Pb метод). Эти определения свидетельствуют о формировании крупных по масштабам железорудных и колчеданных месторождений уже в середине архея.

Действительно, железистые кварциты Аньшаня служат важной сырьевой базой для черной металлургии Китая. Они протягиваются в виде двух полос субмеридионального и широтного простирания, окруженных архейскими гранитами. По данным Джу Янджена и Ю.Бааяна, рудоносная формация интаюань снизу вверх представлена: 1) кварц-хлоритовыми сланцами, лептинитами, кварцево-слоистыми сланцами с прослоями плагиоклазовых амфиболов; 2) полосчатыми и слоистыми железистыми кварцитами; 3) кварц-хлоритовыми филлитами и сланцами, которые переслаиваются с плагиоклазовыми амфиболитами, лептинитами, полосчатыми и слоистыми железистыми кварцитами. Мощность железорудных горизонтов меняется от нескольких до 300 м. Эти изменения обусловлены не только первичными вари-

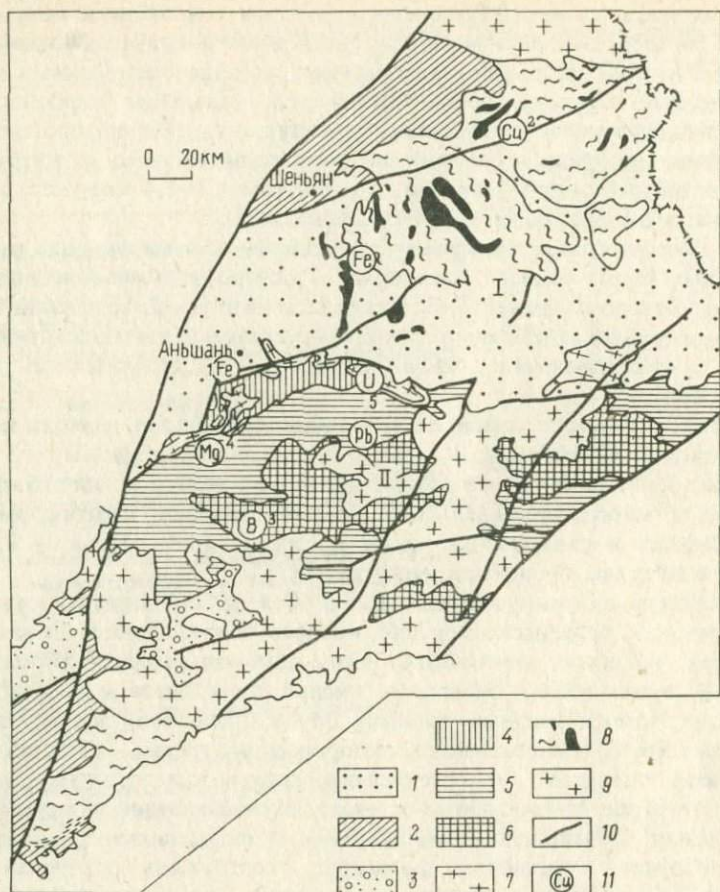


Рис.15. Схема докембрийских структур Ляодунского полуострова. По Чжан Цюеню:

1 – палеозой и мезозой; 2 – верхний протерозой; 3 – предгорные отложения нижнего протерозоя; 4 – миогеосинклинальные отложения нижнего протерозоя; 5 – верхняя часть нижнего протерозоя; 6 – нижняя часть нижнего протерозоя (Ляоджититская свита); 7 – архейские калиевые граниты; 8 – архейские гранит-зеленокаменные области (черным залиты зеленокаменные пояса); 9 – фанерозойские граниты, 10 – разломы; 11 – рудные месторождения (символом в кружках показаны ведущие рудные элементы): 1 – Аньшань, 2 – Хонтоушань, 3 – Хосианю, 4 – Дашичао, 5 – Ляншангунь; I – Северо-Ляонинский, II – Южно-Ляонинский блоки

циями мощностей, но главным образом многофазной складчатостью, сопровождавшейся пластическим течением руд, и крупными надвигами, обусловившими сдвигание горизонтов в одном и том же сечении.

Первичные руды представлены магнетитовыми кварцитами, окисленные — мартитовыми и гематитовыми кварцитами. Степень окисления руд невелика, и в основании протерозойских терригенных отложений, которые резко несогласно перекрывают дислоцированные железорудные горизонты, обычно наблюдаются дезинтегрированные породы, а коры выветривания отсутствуют. Показательно также, что ни метаморфизм, ни выветривание не сопровождаются заметным перемещением ни железа, ни кремнезема и средние содержания суммарного железа и  $\text{SiO}_2$  остаются равными 30 и 50 %.

Таким образом, Аньшаньский район отличают: наиболее древний (3,0 млрд. лет) возраст промышленных железистых кварцитов, их связь с терригенными отложениями, а не с вулканитами, характерными для месторождений типа Алгома; отсутствие сульфидных фаций железистых кварцитов и богатых железных руд; сложная тектоника, определяемая несколькими фазами складчатости и горизонтальными смещениями рудоносных горизонтов, и, наконец, очень слабое развитие процессов древнего и современного выветривания.

Если аньшаньские железистые кварциты были известны и разрабатывались с глубокой древности, то Хонтоушаньское колчеданное месторождение было открыто в конце 50-х годов. Оно является самым крупным в архейском медно-цинковом рудном районе, расположенном вблизи северной границы Сино-Корейской платформы. Кроме него здесь находится свыше 100 проявлений колчеданных и золотых руд. Все они приурочены к метавулканогенным и метаосадочным породам одноименной формации, окруженным обширными полями позднеархейских гранитоидов. Последние представлены тоналитами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами и прорывают супракрустальные породы с явными признаками мигматизации. По данным U - Pb метода гранитоиды имеют возраст от 2780 до 2520 млн. лет.

Супракрустальные породы слагают узкие складки с почти вертикальным падением крыльев. Осевые плоскости складок ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-западном направлении, но местами образуют резкие изгибы вследствие наложения нескольких фаз деформаций. Нижняя часть разреза сложена породами основного состава, превращенными в амфиболиты, верхняя — преимущественно метавулканитами кислого состава. Именно в них и размещается оруденение.

По данным Лю Лиандена, Чен Лу, Джай Минго и др., месторождение Хонтоушань залегает среди риолитовых туфов, риолитов, андезитовых туфов, базальтов с прослоями осадочных и ультраосновных пород (рис.16). В современном виде месторождение представляет собой почти вертикальную трубообразную залежь, согласную с вмещающими породами и вскрытую горными выработками на глубину более 1 км. В горизонтальном сечении она имеет крабовидную форму с центральным раздувом и тремя апофизами, повторяющими изгибы замка и крыльев тесносжатой складки. Дайки габброидов (возраст 1700 млн. лет)

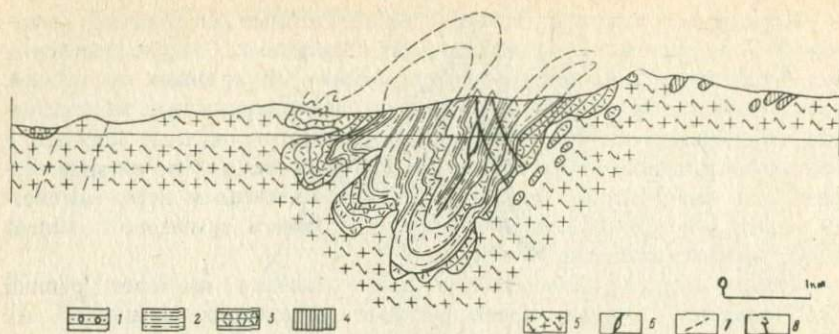


Рис.16. Геологическая позиция архейского колчеданного месторождения Хонтоушань в разрезе [32]:

- 1 – четвертичные отложения; 2 – биотитовые лептиститы; 3 – амфиболиты; 4 – гранулиты; 5 – трондьемиты; 6 – массивные сульфидные рудные тела; 7 – разломы; 8 – буровые скважины

отчетливо пересекают складку и метаморфизуют колчеданные руды.

Руды состоят главным образом из пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, иногда обнаруживают реликтовые коллоидальные и полосчатые текстуры, но обычно представлены порфиробластическими массивными агрегатами. Главные рудные элементы – медь и цинк при почти полном отсутствии свинца. Кроме того, в рудах присутствуют Co, Cd, Se, Au, Ag, In. Изотопный состав серы близок к метеоритному стандарту ( $\delta^{34}S = 0,81\%$ ), что рассматривается как указание на мантийный источник рудных компонентов. По соотношениям редкоземельных элементов предполагается, что и рудовмещающие вулканиты произошли в результате плавления верхней мантии.

Колчеданные залежи вместе с вмещающими породами подвергнуты нескольким фазам деформаций и метаморфизма. С помощью Rb - Sr, Pb - Pb и U - Pb методов возраст колчеданных руд определен в 3025 млн.лет, первой фазы деформаций – в 2885 млн.лет, наиболее интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации – в 2780 млн.лет, второй фазы деформаций – в 2600 млн.лет.

Таким образом, Хонтоушаньское месторождение на 300 – 400 млн. лет древнее колчеданных месторождений пояса Абитибиды на Канадском щите. Иными оказываются и комбинации ведущих рудных месторождений архейских супракрустальных поясов: для Канадского щита характерна ассоциация колчеданных месторождений с золоторудными, для Северо-Ляонинского кратона – колчеданных месторождений с железорудными.



Название Чаро-Олекминский кратон предложено В.Г.Кушевым для обозначения раннедокембрийских структур западной части Алданского щита, которые с его точки зрения, обнаруживают значительное сходство с гранит-зеленокаменными областями Южной Африки, Западной Австралии, Канады, Индии (рис.17). Однако отметим, что существование здесь архейского кратона признается не всеми исследованиями и что стратиграфическое расчленение и межрегиональная корреляция докембрия Алданского щита и Становой области вызывают энергичные дискуссии.

Напомним, что архейские комплексы Алданского щита были в 1936 г. подразделены Д.С.Коржинским (снизу вверх) на три серии: иенгскую (основные кристаллические сланцы, кварциты, силлиманитовые и гранатовые гнейсы); тимптонскую (гиперстеновые гнейсы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы) и желтуллинскую (диопсидовые гнейсы с мраморами, гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты). Геологические съемки 50–60-х годов подтвердили схему Д.С.Коржинского и выявили в междуречье Тимптона крупную концентрически-кольцевую структуру. Затем Е.П.Максимовым и А.Н.Угрюмовым были выделены две разновозрастные складчатые системы: Алдано-Тимптонская и Тимптоно-Учурская. Алдано-Тимптонская система сложена интенсивно гранитизированной иенгской серией. Тимптоно-Учурская система состоит из желтуллинской и тимптонской серий. Они собраны в простые линейные складки северо-западного простирания. Степень гранитизации здесь меньше, метаморфические породы принадлежат в основном к гранулитовой фации.

Неповторимые черты докембрийской металлогении центральной части Алданского щита придают месторождения флогопита и магнетита, которые локализуются на периферии упоминавшейся кольцевой структуры среди магнезиальных пород федоровской свиты. Согласно Д.С.Коржинскому, они образованы в результате контактного воздействия на диопсидовые породы и магнезиальные мраморы гранитной магмы и высокотемпературных гидротермальных растворов. Температура на ранних стадиях скарнирования была около 800–700 °С, на поздних 700–550 °С.

По данным Б.М.Роннессона и других, флогопитовые месторождения приурочены к узлам пересечения диопсидовых пород зонами глыбовых и сетчатых мигматитов, дайками аляскитовых гранитов и ортогнейсов. А.Л.Кулаковский и Н.Н.Перцев полагают, что структуры Таежного магнетитового месторождения определяет система кулисообразно расположенных тектонических линз, в которых интенсивно проявлены пластическое течение и будинирование пород. Одновременно устанавливаются аллохтонное залегание доломитовых мраморов и полигенная природа месторождения, формирование которого происходило в три этапа. С первым было связано внедрение гипербазитов, выжимание в зоны разломов карбонатных пород и метаморфизм амфиболито-

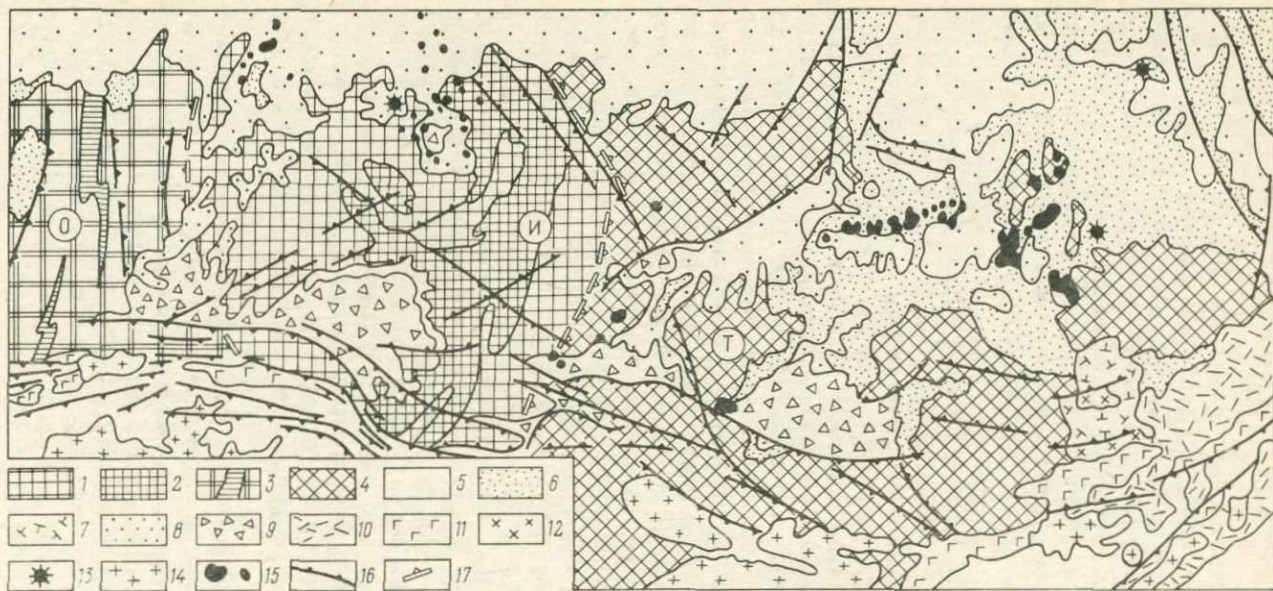


Рис. 17. Соотношения разновозрастных структурных элементов Алданского щита и Становика-Джугджура:

1-4 – архейское кристаллическое основание Алданского щита: 1 – иенгская серия, 2 – федоровская свита, 3 – курультинская, олекминская, борсалинская серии (горизонтальной штриховкой условно выделены троговые структуры), 4 – тимптонская и желтуллинская серии; 5 – архейские – раннепротерозойские комплексы Становика-Джугджура: 6 – средне-верхнепротерозойские осадочные отложения, 7 – верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные отложения, 8 – нижнекембрийские осадочные отложения; 9 – юрские угленосные отложения, 10 – меловые вулканогенные отложения; 11 – протерозойские габброанортозиты; 12 – позднепротерозойские щелочные гранитоиды; 13 – рифейские ультраосновные – щелочные интрузивы, 14 – мезозойские гранитоиды; 15 – мезозойские щелочноземельные – щелочные интрузивы; 16 – разломы, 17 – границы раннедокембрийских мегаблоков. Мегаблоки (в кружках): И – Иенгский, Т – Тимптоно-Учурский, О – Олекминский (Чаро-Олекминский кратон)

вой фации; со вторым — образование магнезиально-скарнового оруденения в температурных границах гранулитовой фации, с третьим — регрессивные изменения более ранних минеральных ассоциаций.

Определение места магнезиально-скарновых месторождений в докембрийской истории Алданского щита имеет принципиальное значение для проблемы металлогении метаморфических поясов докембрия. М.Е.Салье [17] рассматривает их как результат закономерной структурно-метаморфической эволюции архейских гранулитовых комплексов и относят к важнейшему рудогенерирующему этапу этой эволюции, а именно к этапу регрессивного метаморфизма.

Эта концепция объясняет две отличительные особенности Алданского щита: интенсивное проявление в его центральной части древнего гранулитового метаморфизма, который не характерен для гранит-зеленокаменных бассейнов областей Австралии, Канады, Южной Африки, и образование в более поздний этап магнезиально-скарновых месторождений. Однако малое число геохронологических определений пока не позволяет надежно фиксировать во времени всю последовательность событий, и вопрос о принадлежности регрессивного этапа к единому структурно-метаморфическому циклу нельзя считать однозначно решенным.

До 70-х годов западная часть Алданского щита была изучена в меньшей степени, чем центральная. Затем здесь проводились интенсивные геологоразведочные работы на железистые кварциты, в результате которых был выявлен новый крупный Чаро-Токкинский железорудный район. Одновременно возникло предположение о том, что борсалинская и некоторые другие докембрийские серии Алдано-Становой области выполняют особые "троговые структуры", сопоставимые с архейскими зеленокаменными поясами. Наиболее полно она разработана В.М.Моралевым [16]. Согласно его построениям, раннедокембрийские толщи Алданского щита и Становой области подразделяются на гнейсово-гранулитовый фундамент, троговый комплекс и протоплатформенный чехол (табл.5).

Нижняя часть разреза гнейсово-гранулитового фундамента состоит преимущественно из ортопироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев мощностью до 5 км и отнесена В.М.Моралевым к базитовой протокоре. Предполагается, что в основании протокоры располагались габброиды, дуниты и перидотиты. Наличие в кварцитах иенгской серии градационной слоистости, реликтов псаммитовых структур, окатанных зерен циркона свидетельствует об их осадочном происхождении, а переслаивание кварцитов с высокоглиноземистыми породами указывает на существование в раннем архее древних кор выветривания. Реконструкции исходного состава федоровской свиты позволяют считать, что она возникла в мелководном морском бассейне и что изменения основных лав многократно чередовались с отложениями граувакк, песчаников, аргиллитов, доломитов, мергелей и известняков. Метаморфизм нижней части разреза происходил при

Таблица 5

Схема корреляции раннедокембрийских образований Алданского щита и Становой области. По В.М.Моралеву [16]

Возраст	Алданский щит			Становая область	Тектонические комплексы
	Запад	Центр	Восток		
Ранний протерозой	Удоканская серия	—	Удоканская серия	Джелтулакская серия	Протоплатформенный чехол и его аналоги
Поздний архей, 2600 млн.лет	Тасмиэлинская серия, Борсалинская серия	Субганская серия	Авгенкурская серия	Усть-гилуйская серия	Троговые структуры
Ранний архей, 3000 млн.лет	Олекминская серия	Чарский комплекс	Тимптоно-джелтулинская серия	Купуринская серия	Становой комплекс
Катархей, 3500 млн.лет	Курультиногонамская серия		Иенгрская серия	Сутамская серия	

$P = (10-11) \cdot 10^2$  Па и  $T = 100-1100$  °С, а верхней — при  $P = (9-9,5) \cdot 10^2$  Па и  $T = 820-900$  °С.

В составе трогового комплекса преобладают вулканические и осадочные породы, прогрессивно метаморфизованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации ( $P = (2,5-4) \cdot 10^2$  Па,  $T = 350-650$  °С). Основные метавулканиды, отвечающие толеитовым и щелочноземельным базальтам, преобладают в низах разреза. Метаморфизованные осадочные породы представлены метапесчаниками, кварцитами, слюдястыми амфиболитами, кордиеритовыми и гранатовыми сланцами, железистыми кварцитами, графитовыми сланцами, мраморами и конгломератами. В некоторых структурах устанавливается несогласное залегание на метавулканидах псаммитовых, слюдястых и графитовых сланцев, гравелитов и конгломератов. Разрезы комплекса даже в смежных прогибах варьируют. По преобладанию тех или иных пород выделяются три типа троговых структур: вулканогенный, терригенно-вулканогенный и существенно терригенный. Железистые кварциты локализуются в троговых структурах терригенно-вулканогенного типа.

К сожалению, геохронологические датировки докембрия Алдано-Становой области отрывочны и противоречивы. Относительно более ясная картина намечается для западной части Алданского щита, где возраст магнетитовых кварцитов определен свинцово-изохронным методом в  $2650 \pm 50$  млн. лет и на троговом комплексе несогласно залегают нижнепротерозойская удоканская серия.

Чаро-Токкинский железорудный район приурочен к одноименному прогибу, который протягивается в субмеридиональном направлении на 60 км при ширине 8—12 км и на севере уходит под платформенные отложения верхнего протерозоя. Прогиб заполнен метаморфизованными вулканогенными и осадочными породами борсалинской серии. От более древней олекминской серии они отделены разломами либо телами гранитоидов.

Основная часть выходов борсалинской серии сложена биотитовыми и амфиболитовыми среднезернистыми плагиогнейсами и амфиболитами. На этом фоне в виде сравнительно узких (до 330 м) полос протягиваются железозносные (или продуктивные) горизонты. На 50—70 % они состоят из пластов железистых кварцитов мощностью 1—80 м, переслаивающихся с безрудными породами. Среди последних встречаются амфиболовые (главным образом, куммингтонитовые) сланцы и кварциты, кварц-сланцистые сланцы, мелкозернистые биотитовые гнейсы (лептиты), сланцы и гнейсы с высокоглиноземистыми минералами.

Все породы борсалинской серии подверглись интенсивной складчатости. Среди складок выделено несколько морфологических типов. Самые крупные складки близки к изоклинальным с круто падающими крыльями. В большинстве случаев продуктивные полосы взаимно параллельны, замыкания складок не прослежены, а данные бурения допускают несколько вариантов увязки вскрытых горизонтов железистых кварцитов (рис.18).

А.А.Глаголев установил, что железистые кварцы и окружающие их породы испытали региональный метаморфизм, а затем регрессивные изменения, совершавшиеся в несколько этапов.

По минеральным ассоциациям метапелитов и железистых кварцитов в Чаро-Токкинском районе выделены три температурные фации: ставролитовая, биотит-мусковитовых гнейсов и ортоклаз-биотит-силлиманитовая. Зональность граната с обедненными марганцем внешними зонами, признаки замещения ставролита гранатом и другие данные указывают на прогрессивный характер метаморфизма. Присутствие в некоторых слюдястых сланцах одновременно трех силикатов алюминия (андалузита, силлиманита и кианита) говорит об умеренных давлениях, близких к  $4 \cdot 10^2$  Па.

Границы метаморфических зон в основном параллельны общему простираению структур и лишь в редких случаях пересекают полосы продуктивных осадочных пачек. Одновременно с прогрессивным метаморфизмом в тыловых зонах происходила интенсивная гранитизация с образованием на глубине магматических очагов. В результате подъе-

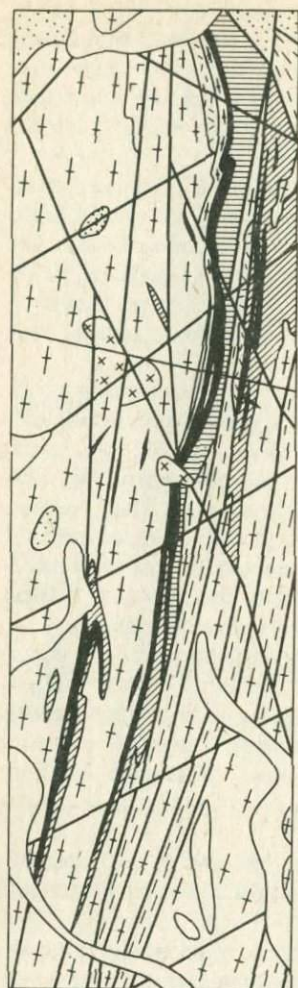


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Тарынахского месторождения. По данным В.А. Кудрявцева и др.:

1 — четвертичные отложения; 2 — рифейский платформенный чехол; 3 — отложения тасмизлийской серии; 4 — метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, 5 — в условиях амфиболитовой фации; 6 — железистые кварциты; 7 — мезозойские сиениты и щелочные граниты; 8 — верхнеархейские гранитогнейсы; 9 — верхнеархейские габбро; 10 — диафориты и катаклазиты; 11 — порфиробластические плагиогранитогнейсы

ма магмы на верхние уровни возникли интрузивные массивы гранитоидов, подчиняющиеся общему субмеридиональному простиранию складчатых структур.

Считается, что гранитоидные интрузивы фиксируют положение крупных глубинных разломов. Более поздние движения по разломам совершались в несколько этапов и представлены различными типами тектонитов — от биотит-амфибол-полевошпатовых blastsмилонитов до зон дробления и трещиноватости горных пород. Для многих разломов характерны интенсивные регрессивные изменения пород. Наиболее распространены мусковитизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация, альбитизация,

эпидотизация, актинолитизация, натровый метасоматоз. Нередко они комбинируются между собой, как, например, хлоритизация амфиболитов с образованием стильпномелана или альбитизация, эпидотизация и актинолитизация. Тектонические перемещения по разломам происходили не только в докембрии, но также в фанерозое, о чем свидетельствуют блоковые перемещения платформенного чехла, внедрение в породы фундамента и чехла мезозойских гипабиссальных и субвулканических массивов и даек щелочноземельного и щелочного состава, геоморфологические данные.

Тектоническая природа и металлогения докембрийских троговых структур Байкало-Амурского региона специально обсуждались на Все-

союзном совещании в Новосибирске в 1983 г. Были высказаны разные точки зрения. Одни исследователи считают троговые структуры аналогами архейских зеленокаменных поясов, вторые относят к протоавлакогенам или протоороженным прогибам, третьи вообще отрицают связь трогового комплекса с узкими впадинами и рассматривают его как некогда существовавшую геосинклинальную серию.

Так, А.Ф.Петров различает на Алданском щите два этапа формирования зеленокаменных поясов: ранний борсалинский и поздний субганский. В бассейне р.Олекмы пояса раннего этапа (Ималыкско-Тарынахский прогиб) сложены высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, амфиболитами и другими метабазами, в том числе коматиитами, железистыми кварцитами и согласно залегают на серогнейсовом основании. В центральной части Алданского щита среди гранулитов наблюдаются лишь корневые части этих поясов в виде мощных бластомилонитовых зон и метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного состава. Пояса позднего этапа (Субганский, Олондинский, Тасмизлинский) представляют собой приразломные грабены и заполнены карбонатно-терригенными отложениями, основными лавами и терригенными обломочными породами, близкими к молассам. Геологические и петрохимические данные указывают на то, что в истории развития этих структур растяжение земной коры неоднократно сменялось сжатием.

Заметим, что интенсивное развитие дизъюнктивных нарушений и регрессивных процессов в железистых кварцитах было использовано М.Дэви для обоснования метасоматического генезиса железистых руд некоторых месторождений, в частности Сулуматского, расположенного на южном продолжении Чаро-Токкинского района.

По мнению автора, некоторые троговые структуры Байкало-Амурского региона действительно сходны с архейскими супракрустальными поясами (субмеридиональные структуры западной части Алданского щита, вмещающие железорудные месторождения Чаро-Токкинского района), другие — с протерозойскими подвижными поясами (Олокитский прогиб с Холоднинским колчеданно-полиметаллическим месторождением, сульфидным медно-никелевым оруденением в ассоциации с ультрабазами, железистыми кварцитами). Кроме того, в Алдано-Становой области проявлены и процессы протоактивизации. С ними связано формирование Джелтулакской шовной зоны, внедрение расчлененных основных—ультраосновных интрузий (Чинейский массив), гранитов-рапакиви и др.

\* \* \*

1. Сопоставление геологических и геохронологических данных по Западно-Австралийскому, Канадскому, Индостанскому, Сино-Корейскому и Алданскому щитам свидетельствует о тектонической и металлогенической дифференциации земной коры в архее. Она проявляется в виде резких вариаций разрезов супракрустальных поясов, наличия контрастных вулканических серий, разнообразия структур, контролирующих размещение рудных месторождений.

2. Уже в раннем архее отдельные блоки земной коры прошли полный цикл конструктивного развития, включающий отложение субмаринных осадочно-вулканогенных толщ, их деформацию, метаморфизм и консолидацию. Однако во многих регионах раннеархейские комплексы испытали воздействие наложенных эндогенных процессов, в результате которых возникли серии супракрустальных поясов разного возраста и еще более поздние структуры.

3. Новые открытия и исследования подтверждают значение супракрустальных поясов как главных региональных рудоносных структур архея. Вместе с тем они доказывают, что супракрустальные пояса Западной Австралии, Восточного Китая, Юго-Восточной Сибири не вполне отвечают металлогеническим моделям, разработанным для поясов, считавшихся классическими. Иными оказываются и возраст рудных месторождений, и комбинации разных их типов.

4. Высокую продуктивность позднеархейской металлогенической эпохи (2,8–2,6 млрд. лет) выделяли многие исследователи. Важно отметить, что в эту эпоху были сформированы рудные месторождения разного генезиса — от колчеданных месторождений цветных металлов и сульфидных медно-никелевых в ассоциации с коматиитами до постметаморфических гидротермальных месторождений золота и редкометальных пегматитов. Первые возникли на раннем, а вторые на заключительном этапе формирования супракрустальных поясов. Этот вывод совпадает с геохронологическими датировками субмаринных осадочно-вулканогенных толщ и прорывающих их гранитных интрузий и опровергает мнение о том, что в начале геологической истории металлогенические эпохи охватывали гораздо большие интервалы времени.

## Глава III . ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Переход от архея к протерозою был отмечен изменением тектонического режима. Характерными геологическими чертами этого поворотного пункта в эволюции земной коры Б.Уиндли считает:

крупное несогласие, отделяющее интенсивно деформированные архейские породы от слабо или вовсе недислоцированных отложений раннепротерозойских эпикратонных впадин;

гораздо большую стабильность и жесткость коры, проявляющуюся в виде линейных и дуговых орогенических поясов, окаймляющих более древние кратоны, и в виде авлакогенов, роев даек, кимберлитов;

явную полярность в стратиграфическом и структурном распределении наборов пород во многих раннепротерозойских поясах, что сближает их с современными поясами.



Л.И.Салоп с позиций геосинклинальной теории подчеркивает, что в нижнем протерозое представлены уже все главные формационные типы отложений: платформенные, мио- и эвгеосинклинальные. Широкое распространение формаций первых двух типов резко отличает ранний протерозой от позднего архея. При этом платформенные и миогеосинклинальные отложения связаны друг с другом и обнаруживают много общих черт. Обычно они состоят из нескольких серий, разделенных перерывами или несогласиями. Часть этих серий больше не повторяется в геологической истории (железородные формации, золотоурановые конгломераты, тиллиты). Среди осадочных отложений много зрелых терригенных пород и различных продуктов кор выветривания. Если в архейских зеленокаменных поясах господствовал эвгеосинклинальный режим, то в раннем протерозое впервые обособились периферические миогеосинклинальные зоны или возникли самостоятельные миогеосинклинальные пояса. От более молодых поясов их отличают присутствие вулканитов, интенсивный метаморфизм и проявления гранитного магматизма. Заложению многих раннепротерозойских геосинклиналей предшествовало стабильное состояние коры, поскольку их разрезы часто начинаются с маломощных типично платформенных отложений. Но если сравнить не всю совокупность тектонических элементов архея и протерозоя, а только структуры конструктивной группы — супракрустальные и подвижные пояса, то вопрос о границе между ними оказывается более сложным и разные исследователи решают его по-разному.

К.Конди [30] отмечает, что решение зависит во многом от определения самого термина "зеленокаменные пояса". Если рассматривать их как совокупность супракрустальных комплексов с преобладанием основных вулканических пород, то они не являются отличительной чертой архея. Если принять более узкое определение зеленокаменного пояса как структуры, вмещающей большие объемы ультрамафических коматитовых вулканитов, тогда их аналоги более молодого возраста отсутствуют.

В.С.Федоровский на материалах по Байкальской горной области пришел к выводам, что зеленокаменные пояса и гранитогнейсовые купола образуют единые геодинамические системы раннего докембрия, которые в равной степени типичны и для архея, и для нижнего протерозоя.

Р.Ратланд [47] придерживается иной точки зрения — о сходстве протерозойских складчатых сооружений Австралии с герцинидами. Оно заключается в их энсиалической природе, субплатформенном характере осадочных и вулканогенных толщ, интенсивном проявлении гранитоидного магматизма. С этих позиций они близки к свекофенидам Балтийского щита, которые по типу развития также напоминают герцинские сооружения Центральной Европы.

По мнению В.Е.Хаина, название протогеосинклинали, как и протоплатформы, хорошо увязывается с названием протерозойской эры и отражает тот факт, что они больше напоминают фанерозойские геосинклинали, чем их архейские предшественники. В отличие от архейских

зеленокаменных поясов они содержат больше осадочных пород, подразделяются на вулканические и авулканические зоны, обнаруживают признаки инверсии, ограничены крупными глубинными разломами. Однако протогоэосинклинали не образуют столь крупных прогибов, как их фанерозойские аналоги, не сопровождаются передовыми и межгорными прогибами и зонами субдукции.

Подобие некоторых раннепротерозойских и современных геосинклинальных осадочно-вулканогенных ассоциаций привело сторонников тектоники плит к прямо противоположным выводам. Одни из них придерживаются мнения об энсиалической природе раннепротерозойских поясов и небольших перемещениях сегментов коры, окаймляющих их в настоящее время. А.Кренер высказал предположение, что такие пояса на протяжении всей истории подстилались тонкой континентальной корой, и предложил модель "энсиалической орогении", согласно которой растяжение и разрыв литосферы не сопровождаются субдукцией океанической коры, формированием островных дуг и комплексов андийского типа, а закрытие бассейна происходит путем поддвигания или скупивания континентальной коры. Другие исследователи видят в протерозойских подвижных поясах полный цикл Вильсона и в качестве примеров указывают на пограничные структуры Канадского щита, юго-восточного обрамления Сибирской платформы, которые рассмотрены в гл. VII.

Многообразие точек зрения на геотектоническую природу протерозойских подвижных поясов объясняется широким спектром присущих им геологических формаций. Действительно, в подвижных поясах протерозоя вулканические формации варьируют от субмаринных базальтоидных до субаэральных кислых, осадочные — от граувакковых до карбонатных и черносланцевых, широко распространены ультраосновные, основные и кислые интрузии, интенсивность регионального метаморфизма меняется от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Различные комбинации осадочных, магматических и метаморфических процессов и определяют разнообразие рудных месторождений в подвижных поясах протерозоя.

Джеспилитовые формации нижнего протерозоя содержат крупнейшие месторождения железных руд. С субмаринными осадочно-вулканогенными толщами связаны крупные колчеданные месторождения цветных металлов. В черносланцевых отложениях нижнего протерозоя залегают метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота, в карбонатно-терригенных — стратиформные залежи медных, кобальтовых и урановых руд. Широкий резонанс вызвало открытие протерозойских урановых месторождений межформационного типа. Достаточно широко распространены в протерозойских подвижных поясах магмагенные месторождения, но масштабы их намного меньше. С интрузивным основным и ультраосновным магматизмом ассоциирует медно-никелевое и железотитановое оруденение, с гранитоидным — редкометальные пегматиты и грейзены, ураноносные скарны и т.д.

Протерозойские пояса различаются по возрасту, тектоническому строению и металлогении. Однако детальная их классификация еще не разработана. Примеры для описания выбраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать наиболее контрастные их типы. Это Криворожский бассейн с месторождениями железных руд, Ладожско-Ботнический пояс, в котором сосредоточены колчеданно-полиметаллические месторождения Балтийского щита, протерозойские складчатые сооружения Центральной (Маунт-Айза) и Северной (Пайн-Крик) Австралии и приуроченные к ним свинцовые, медные, урановые месторождения и, наконец, медный пояс Центральной Африки.

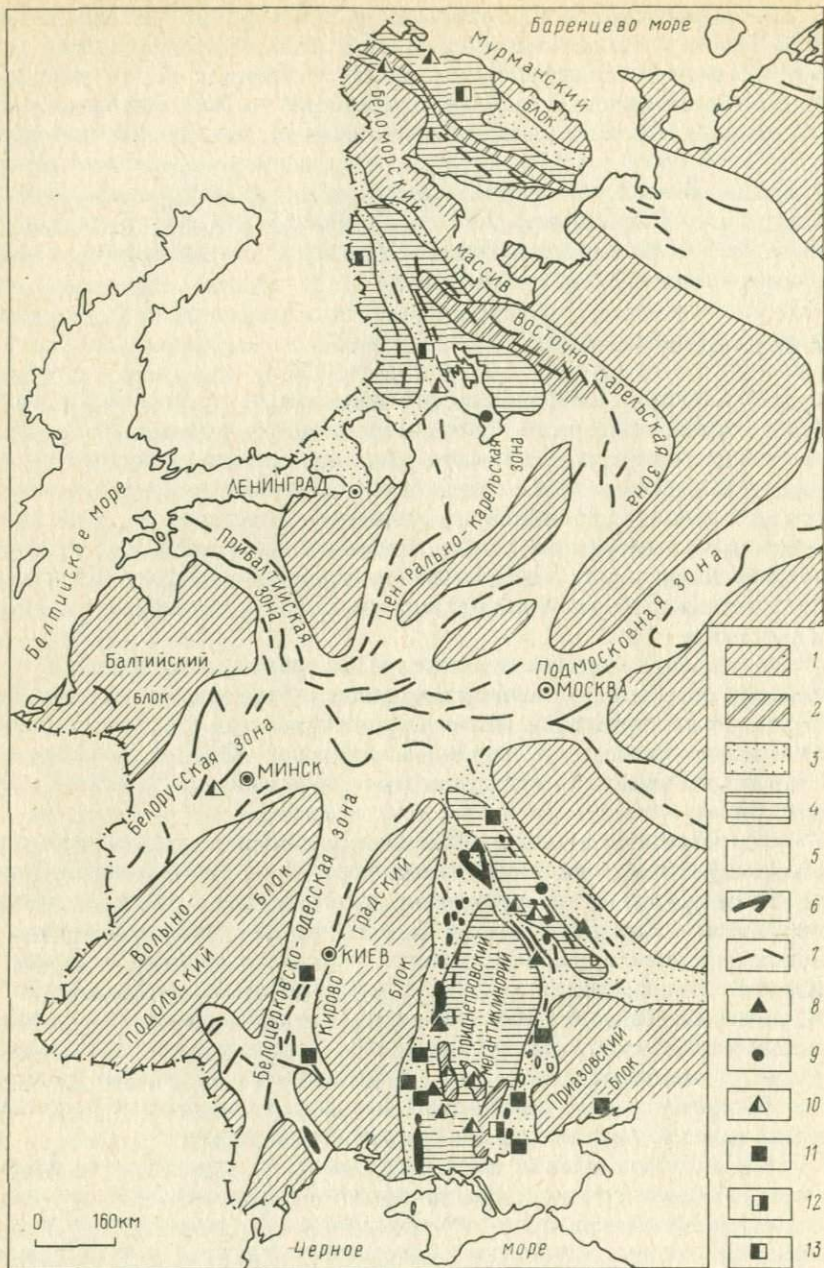
## КРИВОРОЖСКИЙ БАСЕЙН

Г.И.Каляев и А.И.Стрыгин [19] показали, что в европейской части СССР относительная роль вулканогенных и осадочных пород, сопровождающих железистые кварциты, менялась в ходе геологической истории, и выделили здесь шесть разновозрастных железисто-кремнистых формаций: метабазитовую, сланцевую, кластогенную, гнейсовую лептитовую и порфиоровую. На основе палеотектонических реконструкций они пришли к заключению, что смена одних формаций другими была связана с направленным развитием структур земной коры в архее и протерозое (рис.19).

В раннем архее, когда доминировал субмаринный основной вулканизм, образовались железисто-кремнисто-базитовые формации Чертомлыкского, Верховцевского и Сурского районов Украинского щита, железистые кварциты в михайловской серии КМА и магнетитовые кварциты и сланцы Оленегорского месторождения на Кольском полуострове.

Формации, связанные с архейскими кислыми и средними вулканидами, характерны для последующих условий островных морей. Такковы Костомукшские месторождения, приуроченные к породам лептит-порфиорового ряда, в котором железистые кварциты ассоциируют с вулканическими породами кислого и среднего состава. В Западной Карелии эти породы залегают в гимольской серии, однако несколько выше метабазитов, напоминая соотношения кварц-кератофировой и спилит-диабазовой формаций в среднем Приднестровье. В последнем аналогом костомукшского типа могут считаться железистые горизонты Белозерского месторождения, в которых железистые кварциты также ассоциируют с кислыми и средними вулканидами.

Нижнепротерозойские осадочные железисто-кремнисто-сланцевые формации (криворожско-курские) обычно не содержат вулканогенного материала. Формации этого типа образовались на стадии зрелой континентальной коры, когда уже существовали крупные возвышенности типа кордильер, отделявшие бассейны железонакпления от районов подводного и наземного вулканизма. С ними связаны крупнейшие железорудные районы мирового значения — Криворожский железоруд-



ный бассейн и главные месторождения железистых кварцитов Белгород-Михайловского и Щигровско-Оскольского районов КМА. Все они возникли в краевых миогеосинклинальных зонах, в прогибах, соседствующих с хорошо выраженной краевой кордильерой, в условиях контрастных колебательных движений, обусловивших образование мощных железисто-кремнистых осадков флишеидного типа.

Железисто-кремнисто-кластогенный тип образовался в условиях, когда были сформированы первичные горные возвышенности, на границе нижнего и среднего протерозоя. Терригенный железисто-песчаный материал накапливался в прибрежной зоне и поступал со смежных возвышенностей, в которых к тому времени размывались обнаженные породы архейских и нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций. Последний тип железисто-кремнистых образований отличается от классических джеспилитовых формаций тем, что в них преобладает материал не хемогенного, а обломочного происхождения, накопление которого происходило в иной палеофациальной среде. Терригенные толщи вмещают сравнительно небольшие месторождения железных руд — в Саксаганской полосе Украинского щита. К ним же относятся пласты мартит-гематитовых руд, переслаивающихся со сланцами, кварцитами и конгломератами в Южной Карелии.

Наиболее продуктивной из этих формаций является железисто-кремнисто-сланцевая. Именно она определяет масштабы Криворожского бассейна.

И.П.Щербак и другие обобщили результаты последних петрологических, геохронологических, геофизических исследований Украинского щита и разделили его раннедокембрийскую историю на три крупных этапа — раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский, которым соответствуют три серии: аульская, конкско-верховцевская и криворожская. С помощью U - Pb метода по цирконам возраст метабазитов и метаультрабазитов аульской серии установлен равным  $3700 \pm 200$  млн.лет, метавулканитов конкско-верховцевской серии —  $3250 \pm 200$  млн.лет. Для криворожской серии нижняя возрастная граница определена в  $2600 \pm 100$  млн.лет, верхняя —  $2000 \pm 100$  млн.лет. Полный разрез аульской серии еще не изучен. Вулканогенно-осадочные

---

Рис.19. Схема размещения раннедокембрийских структур железисто-кремнистых формаций и железорудных месторождений на территории европейской части СССР. По Г.И.Каляеву, А.И.Стрыгину [19]:

1 — архейские платформы и внутренние массивы, отделяющие раннепротерозойские складчатые зоны; 2-4 — расчлененные протерозойские складчатые зоны; 2 — внутренние синкликорные, 3 — внешние синкликорные, 4 — антикликорные; 5 — нерасчлененные раннепротерозойские складчатые зоны; 6 — магнитные аномалии Большого Кривого Рога и КМА; 7 — оси магнитных аномалий, вызванных железисто-кремнистыми формациями и архейскими офиолитовыми комплексами (зеленокаменными поясами). Железисто-кремнистые формации: 8 — сланцевая, 9 — кластогенная, 10 — метабазитовая, 11 — гнейсовая, 12 — лептитовая, 13 — порфиоровая

толщи верхнего архея близки к геосинклинальным, метаморфизованы в диапазоне от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации и, как правило, интенсивно гранитизированы. Нижнепротерозойские толщи также принадлежат к геосинклинальным, а прорывающие их гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса знаменуют превращение большей части Украинского щита в устойчивую платформу. При этом устанавливаются разные сочетания и разрезы раннедокембрийских серий в разных блоках. В частности, на востоке Криворожский бассейн граничит с архейским Среднеприднестровским блоком, в котором наблюдается типичная комбинация супракрустальных поясов и овальных гранитогнейсовых полей, а на западе соприкасается с меридиональными протерозойскими складчатыми сооружениями Ингуло-Ингулецкого блока.

Криворожская серия считается стратотипической для нижнего протерозоя и снизу вверх подразделяется на пять свит:

1) новокриворожская свита, ранее рассматриваемая как нулевая ( $K_0$ ) или метабазитовая, сланцево-амфиболитовая, представлена осадочно-вулканогенными образованиями (в основном эффузивами основного состава, аподиабазы, спилиты, реже туфосланцами, различными сланцами и серицитовыми кварцитами);

2) скелеватская свита — нижняя ( $K_1$ ) или аркозово-филлитовая с горизонтом тальковых сланцев в ее верхах. Это существенно терригенная толща, сложенная метаконгломератами, метапесчаниками, иногда аркозами и филлитовыми сланцами;

3) саксаганская свита — средняя ( $K_2$ ) или железорудная, собственно рудоносная свита, относящаяся к железисто-кремнистой (джеспилитовой) формации. Она представлена толщиной вулканогенно-осадочных пород, условно разделенных на семь сланцевых и семь железистых горизонтов, переслаивающихся между собой. Эти горизонты сложены полосчатыми железистыми кварцитами, джеспилитами, железистыми и безрудными роговиками и сланцами, представляющими собой измененные в процессе метаморфизма хемогенные осадки. В этой формации заключены почти все железорудные месторождения Криворожского бассейна;

4) гданцевская свита — нижняя часть верхней ( $K_3$ ) или сланцевой свиты, представлена метапесчаниками, метаалевролитовыми сланцами, кварц-графитовыми и кварц-карбонатными породами, железистыми кварцитами;

5) глееватская свита — верхняя часть верхней ( $K_3$ ) или сланцевой свиты, представлена метаконгломератами, метапесчаниками, чередующимися с кварц-биотитовыми сланцами.

Однако не все исследователи согласны с отнесением к криворожской серии новокриворожской, гданцевской и глееватской свит. По-разному трактуется и тектоника Криворожского бассейна [1].

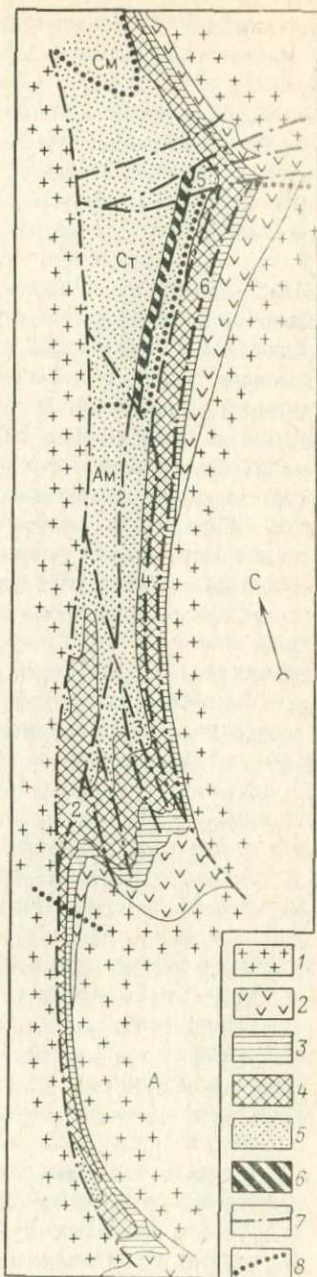
Согласно наиболее распространенной точке зрения Криворожский бассейн представляет собой сложный синклинирий с сорванным по

Рис. 20. Схематическая геологическая карта Криворожского бассейна. По В.М. Кравченко и др.:

1 — гранитогнейсы; 2—4 — криворожская железоносная формация и ее свиты: 2 — новокриворожская (амфиболиты), 3 — скелеватская (кварциты, конгломераты, сланцы), 4 — саксаганская (железистые кварциты, кварцитосланцы); 5—6 — оскольская железоносная формация: 5 — породы гданцевской и глееватской свит (доломитовые мраморы, сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты), 6 — пласты железистых кварцитов; 7 — основные разрывные нарушения — разломы: 1 — Западный, 2 — Тарапаковский, 3 — Юго-Восточный, 4 — Саксаганский, 5 — Девладовский, 6 — Восточный; 8 — границы зон метаморфизма, по Р.Я.Белевцеву (Ам — альмандиновая, Ст — ставролитовая, См — силлиманит-мусковитовая)

разлому западным крылом. Синклинорий полого погружается на север под углом  $18-21^\circ$  и осложнен складками более высокого порядка. На западном крыле это Тарапако-Лихмановская антиклиналь и Лихмановская синклиналь, на восточном — Саксаганская антиклиналь и Саксаганская синклиналь. Последние две складки опрокинуты на восток, вследствие чего их осевые поверхности падают на запад под углами от  $35$  до  $80^\circ$ . Кроме того, синклинорий расчленен многочисленными разломами. Среди субмеридиональных разломов самыми крупными являются Западный, Тарапаковский, Саксаганский и Восточный. Субширотные разломы (Девладовский и др.) развиты преимущественно в северной части бассейна (рис. 20).

Следует заметить, что глубокими скважинами не обнаружено признаков выполаживания криворожской серии на восточном крыле даже на максимальных отметках 2,5—3 км. Оказалось, что в пределах Саксаганского рудного поля, где сосредоточены главные месторождения Криворожского бассейна, его восточное крыло расчленено многочисленными согласными разрывными нару-



шениями. С учетом этих данных бассейн рассматривается как чешуйчато-моноклиальная структура, на которую надвинуты архейские граниты.

Долгое время считалось, что породы криворожской серии в отличие от окружающих архейских гнейсов слабо и однородно метаморфизованы. Однако Р.Я.Белевцев описал в Криворожском бассейне региональную метаморфическую зональность, наложенную на нижнепротерозойские и более древние толщи. Наиболее отчетливо прослеживаются три зоны: альмандиновая, ставролитовая и силлиманит-мусковитовая. Изограды в плане пересекают складчатые структуры Криворожского бассейна и переходят в гранитоиды фундамента. В альмандиновой зоне последние представлены рассланцованными плагиогранитами и плагиомигматитами по метабазитам с эпидотом, заленоватым биотитом, актинолитовой роговой обманкой, олигоклаз-альбитом, хлоритом и серицитом. В ставролитовой и силлиманит-мусковитовой зоне плагиогранитоиды превращены в полимигматиты с жилами или гнездами лейкократовых микроклин-плагиоклазовых розовых гранитов или пегматитов, либо с метасоматическим микроклином. В этих породах уже редок эпидот, отсутствует хлорит, амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой, а плагиоклаз — олигоклаз-андезином.

Общее давление по экспериментальным равновесиям, ставролит-гранатовому и клинопироксен-гранатовому геобарометрам оценивается интервалом  $(3-6) \cdot 10^2$  Па, в среднем  $(4-5) \cdot 10^2$  Па.

Указанная метаморфическая зональность считается изобарической и обусловленной вариациями температуры. Намечается увеличение степени метаморфизма в участках сужения Криворожского бассейна. Присутствие сланцев с хлоритом и хлоритоидом в забоях скважин на глубине 2,5–2,8 км позволяет говорить об отсутствии резких перепадов температуры по вертикали.

Отметим еще одну характерную особенность Криворожского бассейна — очень слабое проявление в его пределах интрузивного магматизма. Действительно, на периферии бассейна широко распространены как позднеархейские, так и протерозойские гранитоиды. Последние слагают крупный Кировоградско-Новоукраинский массив, моложе криворожской серии (возраст около 1,8 млрд. лет), но только в редких случаях ее пересекают. Тальковые сланцы скелеватской свиты образованы за счет ультрабазитов, внедрившихся до складчатости и метаморфизма. Многочисленные разломы, пересекающие Криворожский бассейн, лишь в очень редких случаях заполнены дайками.

Существует несколько классификаций железных руд Криворожского бассейна. Я.Н. Белевцев и Р.Я. Белевцев отождествляют их с железорудной формацией оз. Верхнего и различают две главные группы пород: а) железистые роговики и джеспилиты; б) сланцы. Каждый железистый горизонт они рассматривают как микроцикл седиментации, фиксирующийся закономерной сменой осадков: алюмосиликатные сланцы — железисто-силикатные сланцы — железистые роговики или джес-



пилиты — железисто-силикатные роговики — железисто-силикатные сланцы и алюмосиликатные сланцы. Считается, что в нормальном фациальном профиле первичные железистые фации располагаются по мере удаления от берега в таком порядке: оксид Fe (II) (малорудные железисто-силикатные сланцы с магнетитом и сидеритом); оксид Fe (III) — Fe (II) (сидероплезит-магнетитовые и сидероплезит-хлорит-магнетитовые роговики); оксид Fe (II) — Fe (III) (магнетитовые роговики); оксид Fe (III) (магнетит-гематитовые и гематитовые джеспилиты и роговики).

Установлено, что закономерная смена фаций от береговой линии в глубь бассейна сопровождается уменьшением содержания углерода в осадочных породах. С помощью рентгенографии, электронной микроскопии, ИКС доказана зависимость агрегатного состояния и структурной упорядоченности реликтового графита от интенсивности регионального метаморфизма, что свидетельствует о сингенетическом захоронении аморфного углистого вещества органического происхождения. В карбонатных породах найдены остатки синезеленых водорослей и кораллообразных беспозвоночных. Физико-химические расчеты и экспериментальные исследования показали, что условия совместного осаждения железа и кремнезема очень ограничены. В итоге разработан биогеохимический вариант вулканогенно-осадочной гипотезы образования железистых кварцитов.

В дальнейшем при складчатости и метаморфизме железисто-кремнистые осадки были превращены в железистые роговики (джеспилиты), а в участках интенсивного тектонического сжатия вследствие частичного выноса кремнезема возникли богатые метаморфические руды. Магнезиально-железистый метасоматоз сопровождался формированием столбообразных гематит-магнетитовых залежей, а глубинное окисление — богатых мартитовых и гематит-мартитовых руд.

В.М.Кравченко и другие различают в Криворожском бассейне две железоносные и семь железорудных формаций (табл.6, рис. 21). Основной фон создает сингенетическая кварц-магнетитовая формация ингулецкого типа, характеристика которой была приведена ранее. Сингенетические залежи железистых кварцитов и сидерит-магнетитовых руд гданцевской свиты имеют подчиненное значение. Остальные пять формаций представлены эпигенетическими рудными телами, которые располагаются внутри или на головах пластов железистых кварцитов и возникли в результате концентрации железа метаморфическими и гипергенными процессами.

Контуры рудных полей определяются прежде всего границами саксаганской свиты, в которой выделяются пять-шесть железистых горизонтов, и разломами, разделяющими криворожскую серию на отдельные блоки. Падение оперяющих Тарапаковского, Юго-Восточного, Саксаганского и Восточного разломов более пологое, чем Западного, поэтому с глубиной они проявляют отчетливую тенденцию к веерообразному слиянию в более узкую, чем на поверхности, зону. Именно эти раз-

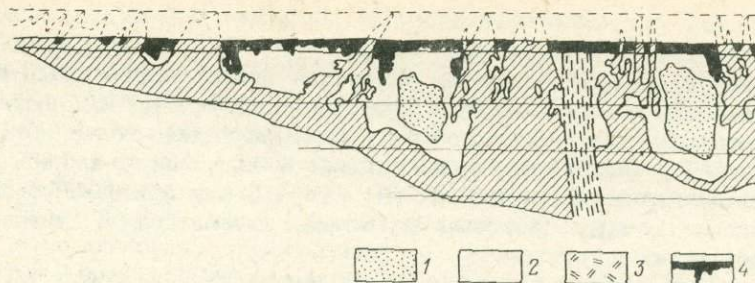
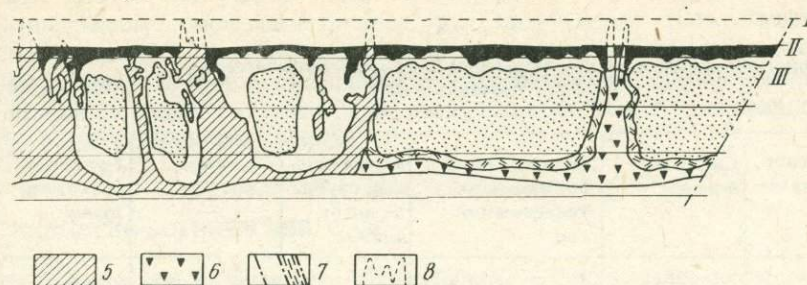


Рис. 21. Вертикальная зональность Криворожского бассейна. По В.М. Кравченко и др.:

1–3 – железистые кварциты: 1 – неокисленные, 2 – окисленные, 3 – эгиринизированного типа; 7 – разрывные нарушения; 8 – контуры размытой части фейской, II – верхнерифейской, III – современной



4–6 – формации богатых руд: 4 – белгородский, 5 – саксаганский, 6 – столбообразных тел (реконструкция). I–III эрозионные срезы: I – нижнерифейской, II – верхнерифейской, III – современной

ломы ограничивают Лихмановское, Южное, Саксаганское и Северное рудные поля.

Самое крупное Саксаганское рудное поле приурочено к восточному борту Криворожского бассейна. В отличие от прежних представлений оно сейчас рассматривается как моноклираль, разделенная Саксаганским разломом на надвинутый западный и поддвинутый восточный пластинообразные блоки. Падение разлома на запад более крутое, чем падение пластов саксаганской свиты, поэтому их распространение на глубину в восточном блоке ограничено поверхностью разлома. При этом глубина распространения пятого железистого горизонта, вмещающего основную часть залежей богатых эпигенетических руд саксаганского типа, увеличивается с юга на север и достигает по разным оценкам 4–6 км.

Эпигенетические формации богатых руд образуют два яруса – близповерхностный и глубинный. Промышленное значение имеют дорифейские формации саксаганского, первомайского и ингулецкого типов, прослеженные буровыми скважинами на 2600 м ниже поверхности. Основу железорудных формаций глубинного яруса составляют метаморфогенные рудные столбы, образовавшиеся вследствие эндогенной метасоматической усадки пластов железистых кварцитов в зонах интенсивного, близкого к горизонтальному сжатия. Усадка происходила в процессе формирования структур метаморфического будинажа с растворением кварцевых слоев железистых кварцитов. Именно в результате метаморфогенной усадки в контурах рудных столбов образовались эндогенно-остаточные руды кварц-магнетитового и кварц-сидероплезит-магнетитового состава, содержащие в среднем 52–56 % железа.

Особое место в Криворожском бассейне занимают эгирин-рибекит-магнетитовые руды первомайского типа. Они известны на Первомайском месторождении, которое находится в Северном рудном поле в узле сочленения дугообразного изгиба саксаганской свиты и попереч-

ного Девладовского разлома. Руды залегают в виде крутопадающих столбов, окруженных ореолами щелочных метасоматитов. В горизонтальном сечении от центра к периферии карбонатизированные руды сменяются рибекит-магнетитовыми, а затем эгиринизированными разновидностями. В том же направлении на фоне преобладающих рибекит-магнетитовых руд от поверхности до глубины около 1000 м сокращается объем карбонат-магнетитовых руд и нарастает количество эгиринизированных разновидностей.

Гипергенное рудообразование происходило в три этапа. С ранним (нижний рифей) было связано формирование дисперсно-гематит-мартиновых руд саксаганского типа, содержащих 65–70 % железа, с более поздними (верхний рифей – девон и верхний мезозой) – развитие линейно-площадных кор выветривания.

Относительно генезиса мартиновых руд были высказаны разные точки зрения, но в итоге наибольшее признание получило представление об их связи с древними докембрийскими зонами окисления. Однако детальным бурением на отметках 2000–2700 м от поверхности установлены некоторые факты, не получившие пока однозначного объяснения: ниже 2000 м в пористых мартиновых рудах появляется новая ассоциация минералов, представленная кварцем, карбонатами, апатитом, тальком, серпентинитом, каолинитом и т.д. Согласно термобарогеохимическим данным, она возникла при температурах от 90 до 140 °С. Одни исследователи считают, что низкотемпературные гидротермальные растворы, богатые кислородом, имеют гипергенное происхождение, другие не исключают их связи с глубинными источниками.

Таким образом, Криворожский бассейн богатых железных руд приобрел свой современный облик в результате последовательного наложения разнотипных рудообразующих процессов. По мнению автора, с развитием раннепротерозойского подвижного пояса следует связывать накопление первично-осадочных железных руд, их складчатые и разрыв-

Таблица 6

Железоносные и железорудные формации Криворожского бассейна.

По В.М.Кравченко и др.

Железоносная формация	Свиты и породы	Железорудные формации, их генетический тип	Форма залежей, глубина погружения	Главные типы руд	Типичные месторождения
Оскольская хемогенно-кластогенная	Гданцевская—мраморы, сланцы, метапесчаники	1. Железистых кварцитов; осадочный метаморфизованный	Пластовая, на всю глубину свиты	Полосчатые магнетитовые кварциты, сидерит-магнетитовые руды	Дальние Западные полосы
		2. То же	То же	Полосчатые магнетитовые, сидерит-магнетитовые кварциты	Ингулецкое, Скелеватское, Первомайское
Криворожская терригенно-сланцевая	Саксаганская—кварцитосланцы, сланцы	3. Бурых железняков; гипергенный	Плаще- и карманообразная, до 200 м	Бесструктурные бурые железняки	Самостоятельных нет
		4. Дисперсно-гематит-мартитовая, белгородского типа; гипергенный	Воронкообразная, до 500 м	Полосчатые маршаллит и дисперсно-гематит-мартитовые, пористые, полурыхлые	Залежь Скелеватская
		5. Дисперсно-гематит-мартитовая, саксаганского типа; метаморфогенно-гипергенный	Столбообразная, более 2600 м	Полосчатые мартитовые и дисперсно-гематит-мартитовые, пористые	Рудник им. Карла Либкнехта
		6. Эгирин-рибекит-магнетитовая, первомайского типа; метаморфический	То же, более 1700 м	Полосчатые рибекит- и эгирин-магнетитовые	Им. 1 Мая
		7. Кварц-магнетитовая, ингулецкого типа; метаморфический	Линзовидная, пластинчатая, более 1600 м	Полосчатые кварц- и доломит-магнетитовые, магнетитовые	Залежь шахты "Северная", рудника им. М.В. Фрунзе

ные дислокации, региональный метаморфизм, сопровождавшийся формированием кварц-магнетитовых руд ингулецкого типа. Щелочный метасоматоз в железистых кварцитах (эгирин-рибекит-магнетитовая формация) связан с явлениями протоактивизации, другие эпигенетические формации — с еще более поздними процессами, совершавшимися в платформенных условиях.

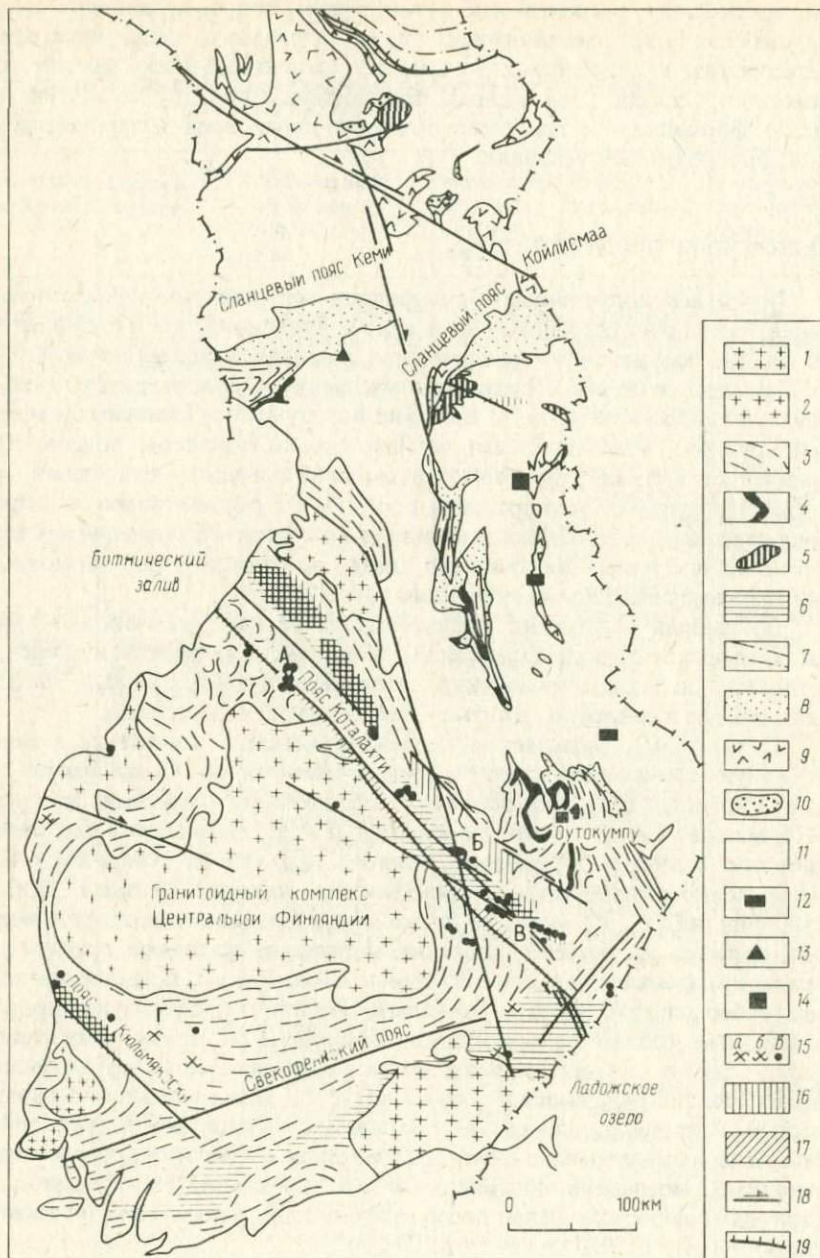
## ЛАДОЖСКО-БОТНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Почти все колчеданные и сульфидные медно-никелевые месторождения Финляндии сосредоточены в полосе длиной 400 км и шириной от 40 до 400 км, которая протягивается в северо-западном направлении от Ладожского озера к Ботническому заливу и продолжается далее в Швецию в район Шеллефте, А. Кахма назвал эту полосу Главным сульфидным рудным поясом, Г.Гаал — Ладожско-Ботническим поясом. Он привлекает внимание не только в металлогеническом отношении, но также необычными ассоциациями пород — от офиолитовых до островодужных, как пограничная зона между архейскими и раннепротерозойскими структурами Балтийского щита и, наконец, как возможная раннедокембрийская зона субдукции (рис.22).

Докембрий Финляндии подразделяется на два основных комплекса: досвекокарельский (архейский) комплекс фундамента и свекокарельский (нижнепротерозойский) геосинклиальный. Первый слагает центральную и северную, второй — юго-западную часть страны.

Г.Гаал [10] различает в досвекокарельском комплексе зеленокаменную ассоциацию и три генерации гранитоидов. Самая ранняя из них представлена полосчатыми тоналитовыми гнейсами возраста 3100 млн.лет (U - Pb метод по цирконам) и рассматривается как энциальческое основание архейского кратона. Ко второй генерации относятся лейкогранодиориты и трондьемиты, имеющие возраст 2800 — 2500 млн.лет (U - Pb метод по цирконам) и прорывающие зеленокаменные породы, к третьей — посткинематические калиевые граниты. В зеленокаменных поясах, в том числе в поясе Кухмо, представлен полный набор ультраосновных, основных, средних и кислых вулканитов и в большом количестве встречаются коматииты со структурами спинифекс. Однако они не сопровождаются медно-никелевым оруденением. Архей Финляндии вообще характеризуется незначительной рудоносностью, которая ограничена маломощными горизонтами бедных железистых кварцитов и медно-никелевыми рудопроявлениями в расслоенных интрузиях. Последние внедрились 2440 млн.лет назад (U - Pb метод по цирконам) непосредственно после кратонизации раннеархейской земной коры.

Свекокарельский комплекс Г.Гаал подразделяет на внешнюю и внутреннюю зоны. Внешняя зона находится на северо-востоке, частично перекрывает архейский кратон и представлена параавтохтонной осадочной серией — метатурбидитами с конгломератами в основании.



Внутренняя зона сложена слюдистыми сланцами и гнейсами, а также черными сланцами, карбонатными породами, кварцитами и серпентинитами, известными как "ассоциация Оутокумпу". Считается, что ассоциация Оутокумпу слагает крупный офиолитовый покров, надвинутый на архейский кратон. Свекокарельский комплекс насыщен синорогенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями, которые около 2 млрд. лет назад подверглись метаморфизму вместе с нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами. Значения *PT*-параметров метаморфических фаций отвечают высоким температурам (600 – 825 °С) и сравнительно низким давлением  $(3-6,5) \cdot 10^2$  Па. Зоны гранулитовой фации вытягиваются в двух направлениях. Одно из них северо-западное, параллельное Ладожско-Ботническому поясу, другое субширотное, совпадающее с простиранием протерозойских структур Южной Финляндии.

Свекокарельская орогения завершилась окончательной кратонизацией коры, внедрением больших массивов рапакиви (1680 млн. лет) и долеритов. Еще позднее (1300 млн. лет назад) в приразломных впадинах отложились грубосортированные терригенные осадки иотния.

Глубинные структуры Ладожско-Ботнического пояса четко отражаются в гравитационных полях. С главными разломами пояса совпадает узкий гравитационный трог, пересекающий всю Южную Финляндию. К северо-востоку от него проходит полоса более высоких значений силы тяжести. Положительные аномалии объясняют наличием на глубине массивов основных пород либо интенсивно метаморфизованных пород гранулитовой фации.

Металлогению финского участка Ладожско-Ботнического пояса определяют колчеданные месторождения меди, цинка, кобальта, никеля (Керети, Вуонас), цинка (Виханти, Пюхалсалми), а также первично-магматические месторождения никеля (Коталахти, Хитура) и железа, титана, ванадия (Отанмяки). Все они подвержены интенсивным деформациям, метаморфизму и принадлежат к числу доскладчатых образований.

Рис. 22. Главные тектонические элементы, влияющие на металлогению никеля в Финляндии. По Г. Гаалу [10]:

1 – граниты-рапакиви; 2 – протерозойские гранитоиды; 3 – породы свекокарельского геосинклинального комплекса; 4 – офиолитовый пояс; 5 – расслоенные мафитовые интрузии; 6 – зоны высокой степени метаморфизма; 7 – гранулитовый комплекс Лапландии; 8 – эпиконтинентальный покров архейского комплекса основания; 9 – архейские мафитовые вулканиты; 10 – архейские ультрамафитовые вулканиты; 11 – архейские гранитоиды; 12 – архейские медно-никелевые месторождения; 13 – медно-никелевые месторождения в расслоенных интрузиях; 14 – никелевые месторождения, ассоциирующие с тектонически размещенными серпентинитами; 15 – медно-никелевые месторождения, ассоциирующие со свекокарельскими синорогенными интрузиями: разрабатываемые (а), отработанные (б), разведываемые (в): А–Хитура, Б–Коталахти, В–Лаукунгас, Г–Ваммала; 16 – гравиметрические гряды; 17 – гравиметрические трогги; 18 – разломы с указанием направления движения; 19 – надвиги (зубцы направлены в сторону падения)

Границы рудного района Оутокумпу, в который входят месторождения Керетти и Вуонас, определяются выходами одноименной ассоциации (рис.23). Главная рудоносная зона, протягивающаяся через Керетти к Полвиярви, состоит из серии опрокинутых складок северо-восточного простирания. По обе стороны от нее находятся купола, в ядрах которых обнажаются архейские метабазиты, очковые гнейсы, гранитоиды. Серпентиниты и ассоциированные с ними породы огибают эти купола. Серпентиниты практически мономинеральны, образованы за счет дунитов, не обнаруживают признаков дифференциации. С серпентинитами постоянно ассоциируют почти мономинеральные слоистые кварцевые породы, образовавшиеся в результате химического осаждения кремнезема. На контактах с серпентинитами располагаются метасоматические доломит-магнезитовые породы, а на контактах с кварцевыми породами — так называемые скарны, состоящие главным образом из хромтремолита и хром-диопсида. Ассоциацию Оутокумпу завершают черные сланцы, содержащие от 1 до 30 % аморфного углерода или графита. Горизонты черных сланцев отличаются наибольшей выдержанностью и прослеживаются там, где серпентиниты, карбонатные породы и доломиты уже выклинились.

В современном виде рудные тела представлены субгоризонтальными лентообразными залежами, состоящими в основном из пирротина, пирита, халькопирита. Кроме того, в рудах присутствуют пентландит, содержащий серебро и кобальт, кубанит, маккинавит, кобальтин, герсдорфит и др. Относительно высокие (в среднем 0,2 %) концентрации никеля отличают Керетти и Вуонас от всех других колчеданных месторождений. Наиболее богатые (0,35 %) никелевые руды располагаются в кварцевых породах и скарнах. В серпентинитах и метасоматических карбонатных породах его содержания ниже (рис.24).

Т.Койстинен установил, что вмещающие породы и руды Оутокумпу испытали многофазные деформации и метаморфизм, максимум которого отвечал амфиболитовой фации. Первоначально рудные тела имели пластообразную форму, а затем вместе с серпентинитами были тектонически внедрены в слюдястые сланцы, смяты в лежачие изоклиналильные складки, будинированы и рассланцованы. Формирование изоклиналильных складок сопровождалось образованием брекчиевидных пирротиновых руд в всячем боку колчеданных залежей и переотложением кобальта и никеля из ультраосновных пород.

Возраст галенита исходных колчеданных руд Pb - Pb методом определен в 2100 млн.лет, а мусковита из секущих зон рассланцевания Rb-Sr методом — в 1880 млн.лет. Последнее значение совпадает со временем метаморфической переработки гранитоидов и гнейсов фундамента (1870—1900 млн.лет, U - Pb метод по цирконам).

Несмотря на большой объем и высокий уровень структурных и петрологических исследований района Оутокумпу, многие вопросы его геологии остаются предметом дискуссии. Наличие серпентинитов сближает ассоциацию Оутокумпу с офиолитами и океанической корой.

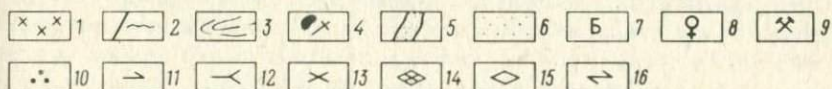
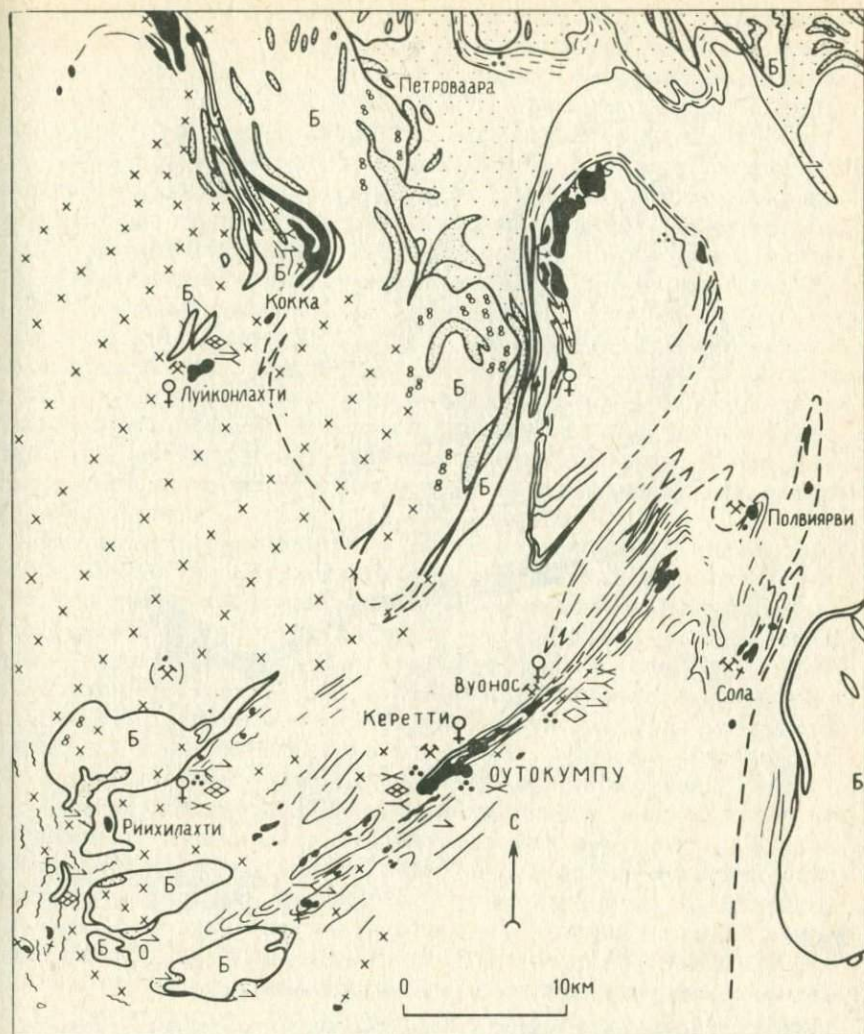


Рис.23. Геологическая карта района Оутокумпу. По Т.Койстинену [10]

Свекокарельские породы (протерозой): 1 – граниты, 2 – слюдястые сланцы и венитовые гнейсы, 3 – черные сланцы, 4 – серпентиниты и ассоциирующие с ними породы, 5 – изверженные породы основного состава, 6 – кварциты; породы досвекокарельского основания (архей): 7 – гранитоиды, очковые гнейсы, зеленокаменные породы, 8 – медные рудопоявления; 9 – рудники; 10–16 метаморфические минералы: 10 – гранат, 11 – силлиманит, 12 – кордиерит, 13 – ставролит, 14 – антофиллит, куммингтонит, 15 – андалузит, 16 – киафит



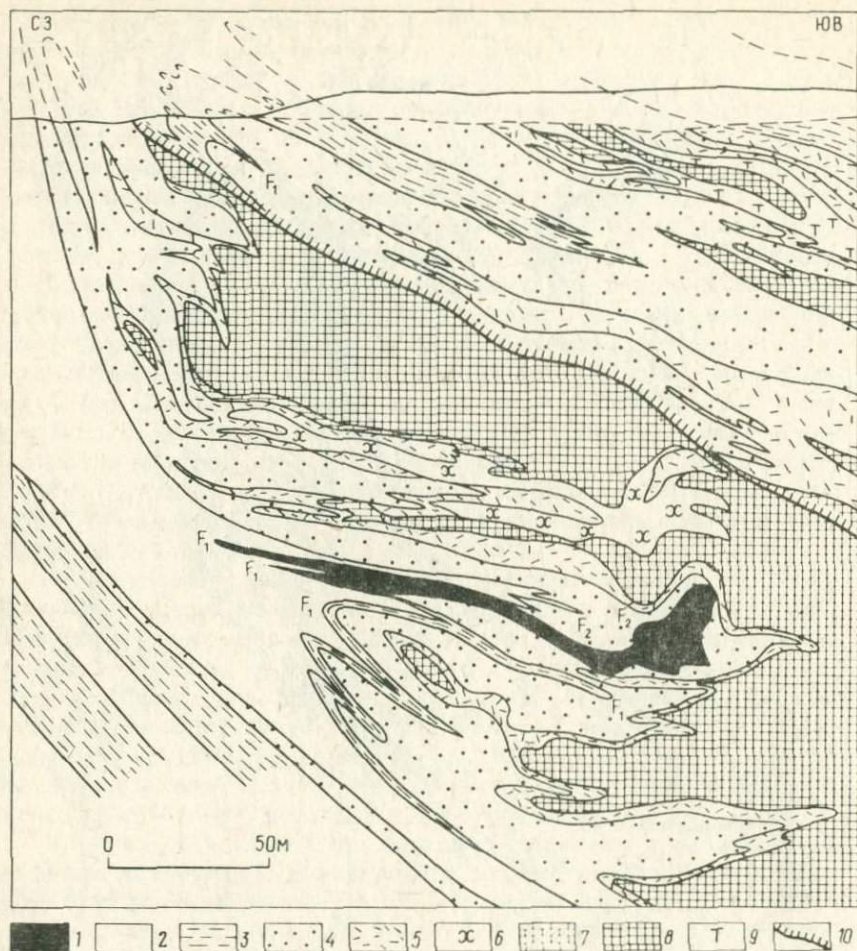


Рис.24. Разрез месторождения Вуонос. По данным Т.Койстинена:

1 – руды; 2 – слюдястые сланцы; 3 – черные сланцы; 4 – кварциты; 5 – скарны; 6 – хлоритовые скарны; 7 – доломитовые породы; 8 – серпентиниты; 9 – тальковые породы; 10 – поверхности скольжения;  $F_1$  и  $F_2$  – складки первой и второй фаз деформации

Однако в разрезе протерозоя здесь нет основных эффузивов. Несмотря на единство мнений об осадочно-вулканогенном происхождении колчеданных руд, они не обнаруживают связи с каким-то определенным горизонтом или типом пород. Остаются открытыми и вопросы об источниках рудных компонентов, о причинах совмещения в единых месторождениях меди, цинка, кобальта, никеля, об избирательной локализации никелевого оруденения в кварцитах.

Последнее обстоятельство тем более необычно, что в Ладожско-Ботническом поясе располагаются многочисленные интрузии основного — ультраосновного состава и с ними ассоциируют сульфидные никелевые месторождения, которые в условиях метаморфизма амфиболитовой фации сохраняют признаки магматического происхождения.

Самое крупное из них — месторождение Коталаhti находится в районе Куопио, где П.Эскола впервые выделил окаймленные гнейсовые купола. Один такой купол, расположенный восточнее месторождения, сложен архейскими гранитогнейсами и обрамлен кварцитами, известково-силикатными породами, амфиболитами и черными сланцами (рис. 25). Г.Гаал различает здесь пять фаз деформаций. Во время первых двух фаз архейские гранитоиды вместе с супракрустальным окаймлением были преобразованы в полосчатые гнейсы. Третья протерозойская фаза смяла породы в синформы и антиформы северо-западного направления. Четвертая фаза фиксируется зоной вторичной сланцеватости с северо-западным простиранием и субвертикальным падением. Пятая фаза деформации проявляется в виде узких наложенных складок северо-восточного простирания.

Рудоносная ультрамафитовая интрузия внедрилась в третью фазу вдоль осевой плоскости одноименной синклинали. Она имеет форму почти вертикальной плиты и сложена перидотитами, пироксенитами, горнблендитами, габбро и диоритами. Ее пересекают многочисленные дайки трондьемитов, калиевых гранитов, диабазов, кварцевых диоритов. Медно-никелевые руды, по данным Х.Папунена, ассоциируют с перидотитами, пироксенитами и габбро. По текстуре руды разделяются на крапчатые, брекчиевидные и массивные жильные. Метаморфизм пород и руд отвечает высокой ступени амфиболитовой фации.

Важной особенностью Ладожско-Ботнического пояса является латеральная тектоническая и металлогеническая зональность. Как уже отмечалось, на юго-восточном фланге пояса в районе Оутокумпу колчеданное оруденение ассоциирует с серпентинитами, кремнистыми породами, черными сланцами и относится к медно-цинково-кобальт-никелевому типу. В центральной части пояса (район Виханти-Пюхясами) колчеданные руды существенно цинковые, содержат много барита, приурочены к доломитовым мраморам, кварц-полевошпатовым и черным сланцам и образуют серию согласных линз, окруженных метасоматическими кордиеритовыми породами. Тектоническое строение гораздо проще: нет ни чешуйчатых структур, ни опрокинутых складок. Наконец, в Швеции в районе Шеллефте среди кислых эффузивов и терригенных пород локализуются медно-свинцово-цинковые месторождения с мышьяком и золотом.

В интерпретации Д.Рикарда нижнепротерозойские вулканогенные и осадочные отложения, а также прорывающие их гранитоидные интрузивы района Шеллефте представляют собой первую в геологической истории островодужную ассоциацию. Ее нижний возрастной предел пока неизвестен, как и фундамент, на котором она залегает, поскольку

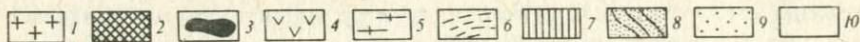
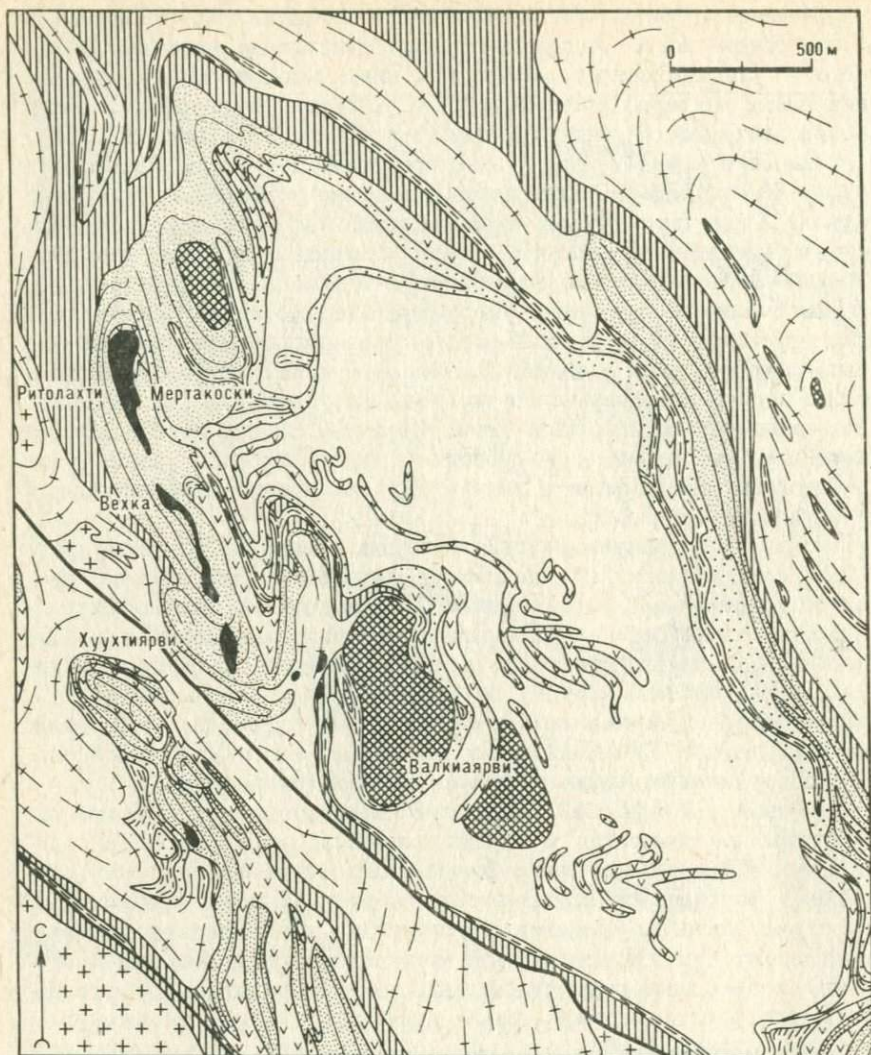


Рис.25. Геологическая карта района Коталахти. По Г.Гаалу [10]:

1 – свежкоарельские гранитоиды; 2 – габбро; 3 – ультрамафиты; 4 – амфиболиты; 5 – венитовые слюдяные гнейсы; 6 – графитовые сланцы; 7 – горнблендитовые гнейсы; 8 – лейкократовые гнейсы; 9 – кварциты и известково-силикатные породы; 10 – гранитогнейсы

сравнительно узкая двухсоткилометровая полоса осадочных и вулканогенных пород ограничена более молодыми интрузиями.

Разрез нижнего протерозоя начинается мощная (более 4 км) толща кислых пирокластических пород, отвечающих по составу риолитам и дацитам. Они характеризуются резкой латеральной изменчивостью и насыщены субвулканическими интрузиями. Чаще всего это риолитовые купола, брекчированные в верхней части, и штоки полевошпатовых порфиров. Пирокластическую толщу пересекают комагматичные ей гранодиориты и граниты Черн, имеющие возраст 1890 млн. лет (U-Pb метод по цирконам). Среди пирокластических пород встречаются горизонты конгломератов, турбидитов и основных эффузивов. Они имеют подчиненное значение и свидетельствуют о седиментации и вулканизме в условиях мелководного морского бассейна и активных тектонических движений.

Вышележащая осадочная толща представлена граувакками, филлитами, туфами, плохо сортированными, иногда красноцветными конгломератами, обломки которых сложены кислыми вулканитами и гранитами Черн. Предполагается, что еще выше по разрезу находятся базальты и субаэральные вулканиты. Послеорогенные граниты Ревсунд пересекают весь разрез. Их возраст Rb-Sr и U-Pb методами по цирконам определен в 1,75–1,77 млрд. лет.

Вулканогенно-осадочные толщи смяты в крутые складки субширотного простирания и рассечены почти вертикальными зонами расланцевания. В целом интенсивность тектонических деформаций и метаморфизма, обычно отвечающего зеленосланцевой фации, здесь гораздо ниже, чем в районе Оутокумпу.

Благодаря этому в районе Шеллефте четко устанавливается связь колчеданных месторождений с вулканическими аппаратами и их закономерное расположение в разрезе нижнего протерозоя. Главные из них — Болиден, Лэнгдаль, Наслиден — приурочены к верхнему контакту пирокластической толщи, где она перекрывается терригенными отложениями.

Отдельные месторождения, приуроченные к зонам перерыва вулканической деятельности (Кристенберг) и прослоям осадочных пород (Ренстром), располагаются внутри пирокластической толщи.

В целом месторождения относятся к стратиформному типу, но в деталях картина выглядит сложнее. Многие рудные тела имеют форму линз, седловидных залежей, столбов и состоят из массивных и прожилковых руд, окруженных ореолами серицитизации и хлоритизации. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, галенит. Основными компонентами являются цинк и золото, и в течение многих лет Болиден был самым богатым месторождением золота в Европе (среднее содержание 15,1 г/т).

Особо следует отметить открытие в гранитном массиве Черн меднопорфировой минерализации. Как и на месторождениях фанерозоя, она приурочена к гидротермально измененным гранодиоритам и бо-

лее молодым кварц-полевошпатовым порфирам, которые насыщены кварцевыми прожилками. Метасоматические изменения — пропилитизация и березитизация, рудные минералы — халькопирит, пирит, молибденит, сфалерит, галенит, магнетит. Содержания меди и молибдена невелики, но общее количество значительно. Отметим, что гранитные интрузивы рассеяны также дайками среднего — основного состава и зонами, сопровождаемыми низкотемпературной золотой минерализацией.

Специфика Ладожско-Ботнического пояса особенно четко видна при сравнении с раннепротерозойскими подвижными поясами Карелии и Кольского полуострова, для которых К.О.Кратц, Л.Я.Харитонов давно отметили сочетание собственно геосинклинальных формаций с платформенными и орогенными. По данным В.Э.Негруца, геосинклинальные формации представлены терригенно-глинистыми турбидитами и карбонатно-кремнистыми отложениями, диабазами, альбитофирами, порфиритами и их туффитами, а также комагматичными интрузивами. Платформенные формации включают коры выветривания и хорошо отсортированные песчано-глинистые и карбонатные отложения мелководного и прибрежного типа, орогенные — полимиктовые валунно-галечные конгломераты и кварцитопесчаники, покровы кислых эффузивов и силлы габбро-диабазов. Отметим, что в разрезах нижнего протерозоя эти формации неоднократно чередуются и что в целом развитие шло от платформенного к геосинклинальному и далее к орогенному типу.

## ПОЯС МАУНТ-АЙЗА

Пояс Маунт-Айза занимает центральное положение в системе раннепротерозойских структур Австралии, которые протягиваются от бассейна Мак-Артур на севере до блока Вильяма на юге и вмещают крупнейшие месторождения свинца, цинка и меди [46]. Одновременно он является ключевым для познания протерозойской тектоники и металлогении, поскольку рудоносные осадочные толщи бассейна Мак-Артур почти не изменены, а в блоке Вильяма месторождение Брокен-Хилл и вмещающие его породы метаморфизованы на уровне гранулитовой фации. Но различие между указанными районами не ограничивается степенью метаморфизма пород и руд.

По данным Р.Ратланда и Р.Бота, бассейн Мак-Артур представляет собой внутриконтинентальный прогиб, а заполняющие его осадочные толщи близки к платформенным. Границами бассейна служили крупные конседиментационные разломы. Они же влияли на распределение фаций. Разрез начинают песчаники, на которых залегают доломиты с прослоями углеродистых и глинистых сланцев, песчаников, реже туфов. Мощность разреза оценивается в 5 км, возраст — в 1,4–1,7 млрд лет. Р.Уолкер и другие установили, что некоторые карбонатные породы в низах разреза являются эвапоритами. На это указывают псевдоморфозы карбонатов по гипсу, ангидриту, галиту.

Наиболее крупное свинцово-цинковое месторождение находится в верхней части разреза в формации Барни-Крик, сложенной битуминозными и туфогенными пиритовыми сланцами, массивными, строматолитовыми и брекчированными доломитами, глинистыми и доломитовыми сланцами. Руды образуют согласные залежи в битуминозных сланцах и представлены очень тонкими сростками пирита, галенита, сфалерита с примесью марказита, арсенопирита, халькопирита. Предполагается, что руды отлагались в относительно небольшой приразломной впадине, но источники рудных компонентов остаются неясными.

В 1983—1984 гг. в бассейне Мак-Артур были обнаружены проявления газа и нефти. Нефть найдена и в рудовмещающих сланцах формации Барни-Крик. Хотя масштабы этих проявлений неясны, новые открытия опускают нижнюю границу нефтеобразования в средний протерозой и подтверждают идею о связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений с галогенными и нефтеносными формациями.

В последние годы Р.Стивенс, И.Уиллис, Р.Браун и другие провели крупномасштабное картирование блока Уильяма, в котором находится месторождение Брокен-Хилл, стратиграфическое расчленение рудовмещающего гранулитового комплекса и реконструировали первичный состав слагающих его пород. Установлено, что он сложен морскими терригенными и пирокластическими породами, которые переслаиваются с кислыми и основными вулканитами и редкими хемогенными осадками. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение заключено в верхней части группы Брокен-Хилл, выделяемой в подгруппу Парнемота. Последняя имеет мощность около 600 м и состоит из кварц-плагиоклаз-биотитовых гнейсов с переменными количествами граната, силлиманита, калиевого полевого шпата, ортопироксена, турмалина. Гнейсы считаются метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами и по валовому химическому составу варьируют от риодацита до базальта. При этом главные свинцовые и цинковые рудные залежи Брокен-Хилла заключены в гнейсах Хорс, которые образовались за счет гидротермально измененных вулканогенных пород. Параллельно с помощью Sm - Nd, Pb - Sr и U - Pb методов было установлено, что вулканогенные и осадочные породы супергруппы Уильяма имеют возраст 1,8 млрд.лет и их прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации происходил 1600 млн.лет назад, а зоны регрессивного метаморфизма возникли на рубеже в 1570 млн.лет.

Пояс Маунт-Айза окружен платформенными отложениями позднего протерозоя-фанерозоя, и австралийские геологи называют его выступом Маунт-Айза (рис.26). Он состоит из метаморфических пород, терригенных отложений, базальтов и кислых эффузивных пород нижнего и среднего протерозоя, прорванных крупными гранитоидными интрузиями. По данным Р.Пейджа, магматические породы образовались в период от 2200 до 1500 мдн.лет (U - Pb метод по цирконам). Внутри него выделяются три цикла интенсивной вулканической деятельности. Первый датируется в 1850—1870, второй 1780—1790, третий

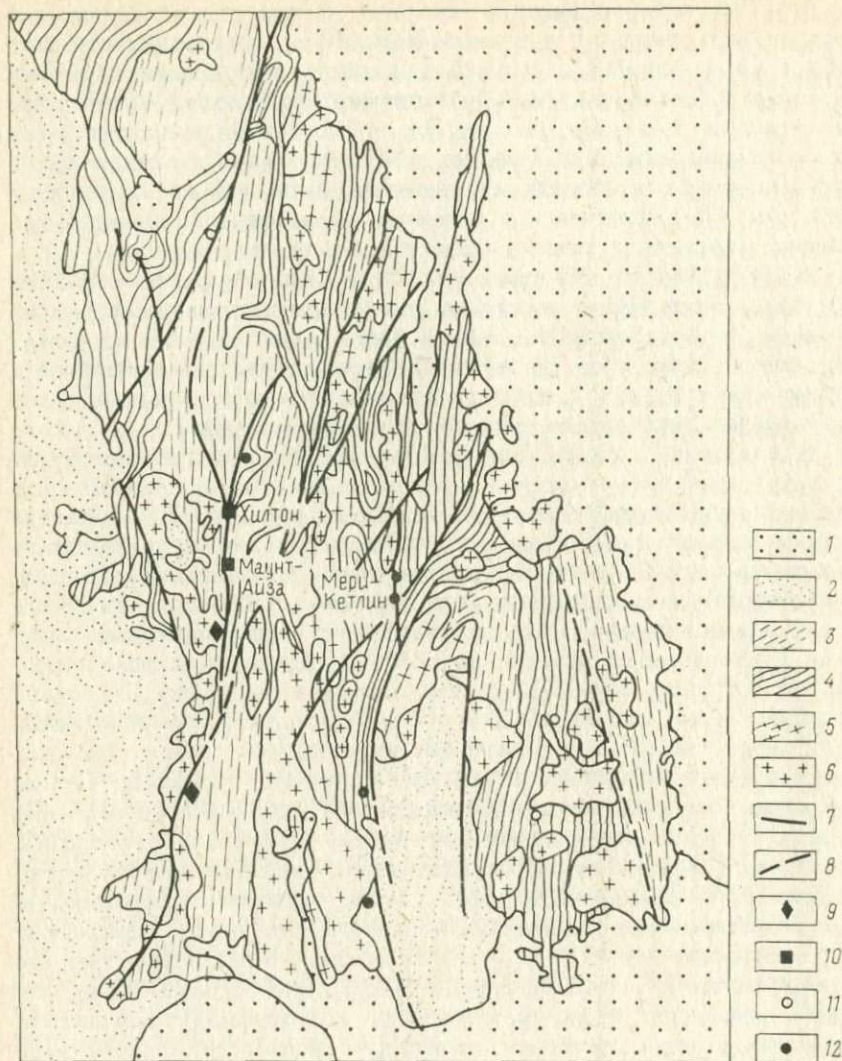


Рис.26. Схема геологического строения пояса Маунт-Айза. По Дж.Дерриксу:

1 – мезозойские и более молодые отложения; 2 – кембрийские и позднепротерозойские отложения; 3 – среднепротерозойские породы (верхний комплекс – формация Маунт-Айза и др.); 4 – среднепротерозойские породы (нижний комплекс – формация Корелла и др.); 5 – нижнепротерозойские метаморфические породы; 6 – граниты; 7–8 – разрывы: 7 – закартированные, 8 – предполагаемые; 9–12 – рудные месторождения: 9 – пегматитовые, 10 – медно-свинцово-цинково-серебряные, 11 – медные, 12 – урановые

1670–1680 млн.лет. Традиционно осадочно-вулканогенные толщи рассматривались как геосинклинальные или шельфовые. Затем было доказано, что одни терригенные осадки накапливались в мелководных бассейнах, другие — в приразломных впадинах. Некоторые риолитовые покровы, вероятно, образовались в субэвразийской обстановке, а основные лавы представлены толеитовыми базальтами континентального типа.

Для пояса Маунт-Айза характерны интенсивные многофазные тектонические дислокации складчато-блокового типа и общее меридиональное простирание структур. Его подчеркивают региональные разломы, крупные удлиненные гранитоидные интрузии, узкие зоны интенсивной мелкой складчатости, расщепления и перекристаллизации пород. Многочисленные диагональные и поперечные разрывы еще более усложняют картину.

По мнению Д.Блейка, тектоническая история пояса Маунт-Айза сводится к четырем фазам деформаций:

$D_0$  — растяжение и рифтогенез континентальной коры, отложение мощной толщи осадочных пород, бимодальный вулканизм, внедрение гранитных батолитов между 1870 и 1600 млн.лет назад;

$D_1$  — образование чешуйчатых покровных структур (около 1600 млн.лет);

$D_2$  — широтное сжатие с образованием крупных линейных и куполовидных складок и вертикальных зон скальвания (около 1550 млн.лет);

$D_3$  — формирование секущих разломов и зон скальвания, отдельные из которых были омоложены в позднем протерозое и фанерозое.

Следует заметить, что вывод о проявлении в поясе Маунт-Айза доскладчатых горизонтальных тектонических движений базируется на анализе мелких структурных форм и еще ждет подтверждения с региональных позиций.

В отличие от большинства колчеданосных провинций мира в поясе Маунт-Айза формирование свинцовых, цинковых и медных руд связано не с начальным, а с более поздним периодом геологического развития, когда вулканизм почти полностью прекратился и в отдельных прогибах накапливались терригенные отложения. Однако тектоническая дифференциация пояса Маунт-Айза началась гораздо раньше, вследствие чего разрезы протерозоя в его восточном и западном блоках резко отличаются между собой [46].

По данным Д.Блейка, Г.Деррика, Р.Пейджса, М.Эзериджа и других, граница между блоками примерно совпадает с полосой крупных субмеридиональных гранитоидных интрузивов и выделена зоной интенсивных складчатых деформаций и разломов. В западном блоке в основании находятся гранитоиды и кислые эффузивы Калькадун-Лейкхардт, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Многочисленные определения возраста U-Pb методом по цирконам дают сходящиеся значения от  $1852 \pm 7$  до  $1886 \pm 41$  млн.лет. Протерозойская осадоч-



но-вулканогенная толща залегает на них с четким угловым несогласием, имеет мощность 3–5 км и представлена базальтами и кварцитами Магна-Линн, риолитами, риолитовыми игнимбритами и туфами, дацитами, глинистыми сланцами формации Аргилла, метабазами, кварцитами, конгломератами, туфами формации Боттл и, наконец, основными и кислыми вулканитами, терригенными и карбонатными породами формации Корелла. Возрастной диапазон этого разреза определен тем же методом в 270 млн.лет (1870–1600 млн.лет).

В западном блоке фундамент сложен также гранитоидами и метаморфическими породами Калькадун-Лейкхарт, разрез имеет тот же возраст, но иной состав и гораздо большую мощность. Снизу вверх он подразделяется на три части. Нижнюю часть слагают кварциты Маунт-Гайд и Линдер (мощность свыше 1500 м), вулканиты Истерн-Крик, представленные метабазами с прослоями кварцитов, аргиллитов, доломитовых сланцев (3600–7200 м), и кварциты, аргиллиты, песчаники Джуденан (100 м). В средней части разреза находятся аргиллиты и риолиты Картерс-Бор возраста  $1678 \pm 1$  млн.лет (150 м), кварциты, конгломераты, известковистые песчаники Серпрайз-Крик (800 м). Наконец, верхняя часть разреза представлена группой Маунт-Айза, которая имеет мощность 4700 м и разделяется на две подгруппы. В нижней углеродистые сланцы содержат прослой доломитов и ортокварцитов, в верхней – туфогенных доломитовых пород. Все известные проявления колчеданных руд сосредоточены в сланцах Уркварт, расположенных в интервале 3200–4200 м от подошвы группы Маунт-Айза. Тонкие прослой туфов в сланцах Уркварт по данным U-Рb метода по цирконам имеют возраст  $1670 \pm 19$  млн.лет.

Сланцы Уркварт представлены так называемыми брекчированными "силико-доломитами", пиритотуффитовыми углистыми доломитовыми сланцами и кремнистыми осадками. Среди них выделяются несколько обогащенных маркирующих горизонтов, приуроченных к смене фаций и туфогенным материалом. Эти маркирующие горизонты отличаются постоянством мощностей на значительных площадях.

Породы группы Маунт-Айза смяты в складку, имеющую протяженность 3000 м с амплитудой около 190 м, рассеченную позднейшими сбросами и разломами.

Главным структурным элементом в месторождении является древний разлом, проходящий по контакту пород группы Маунт-Айза и вулканитов Истерн-Крик. Вдоль разлома развиты "силико-доломиты", которые представлены раскристаллизованными сланцами, кристаллическими доломитами, брекчированными доломитовыми сланцами и кремнистыми сланцами. Минеральный состав "силико-доломитов" определяется присутствием доломита и кварца, а также талька, хлорита и микроклина; к второстепенным относятся: кальцит, турмалин, серицит, мусковит, флогопит [43].

Одна из особенностей месторождения – резкое разграничение двух типов оруденения. Медное сосредоточено в пределах "силикодоломитов" и носит явно эпигенетический облик. Свинцово-цинковое зале-

гает в пирит-доломит-углистых сланцах в виде правильных пластовых залежей стратиформного типа (рис.27).

Свинцово-цинковое оруденение представлено сфалеритом и галенитом, в качестве главных минералов распространены также пирит и марказит. В участках широкого проявления сфалерита и галенита пирит почти полностью замещается пирротинном. Известны мельчайшие сфероиды марказита, подобно пириту развивающемуся по останкам тонкой органики. Серебро встречается в галените в виде включений фрейбергита размером 20—30 мк. Халькопирит лишь изредка встречается среди галенит-сфалеритовых руд, хотя свинцово-цинковые пласты почти непосредственно соприкасаются с "силико-доломитами", в которых отмечаются массивные халькопиритовые руды.

Для свинцово-цинковых руд типичны ритмичные тонкополосчатые текстуры. Их осложняют мелкие складки, возникшие в результате оползневых явлений и движения придонных вод.

"Силико-доломиты" и заключенные в них медные руды слагают крупную залежь столбообразной формы с почти горизонтальной осью. Она протягивается согласно с простиранием сланцев на 2600 м при ширине до 530 м и внизу ограничена волнистой поверхностью разлома, под которым находятся метаморфические породы неясного возраста. По минеральным ассоциациям они отвечают зеленосланцевой фации. Непосредственно в зоне разлома залегают мощные кварцевые жилы, на которые и "опираются" богатые халькопиритовые руды. Вверх по восстанию они становятся беднее, расщепляются на отдельные языки и затем постепенно выклиниваются на расстоянии 300—600 м от метаморфических пород фундамента.

Медные руды сложены халькопиритом, пирротинном и подчиненными кобальтином, арсенопиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом. В нижних и внутренних частях рудных тел они имеют массивную и брекчиевидную текстуру, в периферических — прожилково-вкрапленную.

В настоящее время наиболее обоснованной считается гипотеза первично-осадочного генезиса свинцово-цинкового оруденения. Предполагается, что черные сланцы группы Маунт-Айза отлагались в небольшом по площади бассейне, который был ограничен крупными разломами. Рудные элементы поступали в бассейн с глубинными рассолами, а затем отлагались в обстановке сероводородного заражения. Но при этом возникает вопрос: откуда могли приноситься такие гигантские количества свинца, цинка, серебра? На него пока нет удовлетворительного ответа.

Образование "силико-доломитов" и медных руд У.Перкинс убедительно связывает с эволюцией синтетектонической гидротермальной метасоматической системы (рис.28). На основании детального картирования подземных горных выработок и буровых скважин, петрографических и минералогических наблюдений В.Перкинс пришел к выводу, что доломитизация и окварцевание сланцев Уркварт, а также отложение медных руд представляют собой звенья единого гидротермального

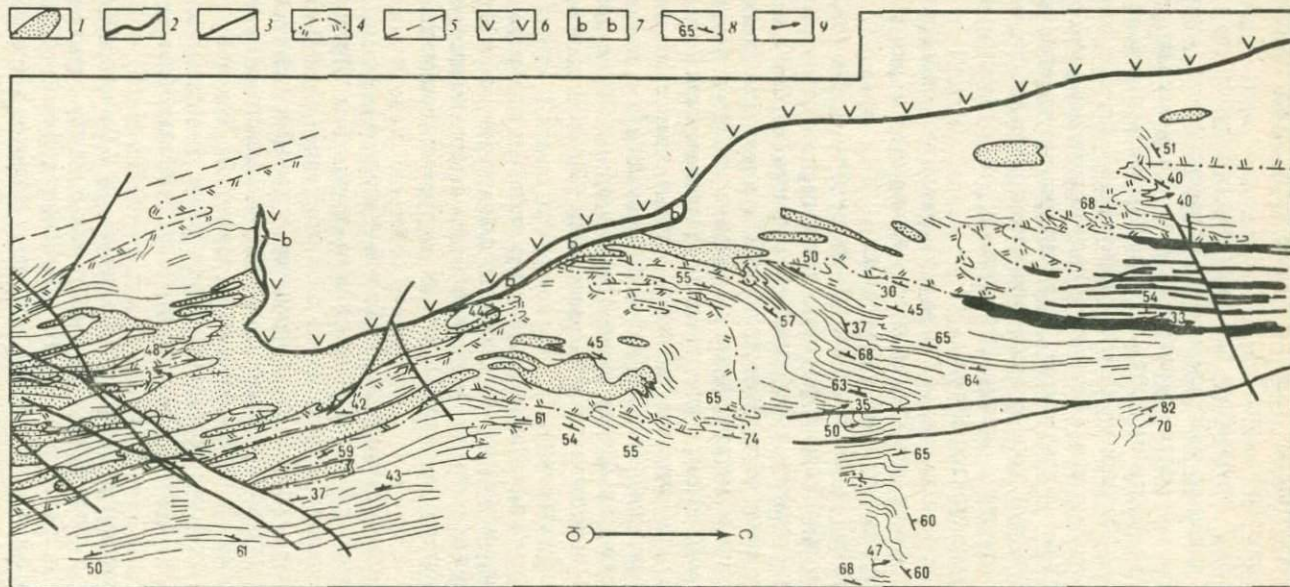


Рис.27. Геологический план 17-го горизонта месторождения Маунт-Айза. По У.Перкинсу [43]:

1 – медная руда; 2 – свинцово-цинковая руда; 3 – разлом; 4 – силикодоломит; 5 – геологическая граница; 6 – зелено-каменные породы фундамента; 7 – милониты; 8 – слоистость черных сланцев; 9 – погружения осей складок

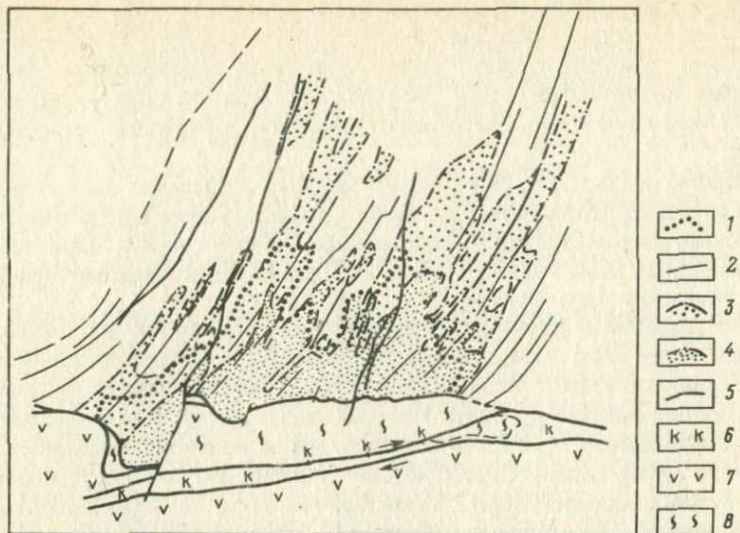


Рис.28. Соотношения медных руд, силико-доломита и пород фундамента на месторождении Маунт-Айза. По У.Перкинсу [43]:

1 — медная руда; 2 — слоистость; 3—4 — силико-доломит: 3 — доломитовая брекчия и перекристаллизованный сланец, 4 — кремнистая брекчия; 5 — разлом, 6 — массивный кварц из зоны разлома; 7 — хлоритовые сланцы и кварциты; 8 — углеродистые сланцы и милониты

процесса, связанного с наложением на складчатые структуры вмещающих пород  $D_2$ , диагональных разрывных нарушений  $D_3$ . Установлено, что переход от периферии к центру метасоматического ореола сопровождается закономерным изменением состава новообразованных минеральных ассоциаций, а также их текстур. Сначала сланцы подвергаются перекристаллизации с сохранением слоистости, затем она исчезает, количество доломита возрастает и появляются кварцевые прожилки. Далее кварц замещает доломит, и, наконец, образуются брекчии с кварцевым цементом. Именно в зонах окварцевания и сосредоточены медные руды.

Нетрудно убедиться, что эта схема отвечает теории метасоматической зональности, разработанной Д.С.Коржинским. Согласно определению В.А.Жарикова, медные руды Маунт-Айза могут быть охарактеризованы как сопутствующие низкотемпературным гидротермальным изменениям. Однако происхождение рудоносных растворов неясно. Гипотезе о метаморфическом генезисе растворов и заимствовании меди из основных вулканитов Истерн-Крик противоречат очень слабый метаморфизм последних (низы зеленосланцевой фации) и локализация богатых медных руд в ограниченном объеме горных пород. Связь с гранитными интрузиями на глубине не выходит за рамки общих предположений. Вряд ли медные руды и метасоматическая зональность опирают-

ся на крупные разрывы, мощные жилы массивного кварца и зелено-каменные породы. Последние явно слагают инородное тело среди осадочных отложений группы Маунт-Айза. Если предположить, что это поздний интрузивный шток, то геологическая позиция медных руд станет более понятной. Но это предположение нуждается в доказательствах.

Кроме свинцового, цинкового и медного оруденения в поясе Маунт-Айза известны бериллиевые пегматиты, железорудные и редкометалльно-урановые месторождения. С генетических позиций наибольший интерес представляет ныне отработанное скарновое редкоземельно-урановое месторождение Мери-Кетлин.

По данным В.Хоукинса, оно располагается среди метаморфизованных осадочных пород формации Корелла, прорванных диоритами, гранитами, аплитами, кварц-полевошпатовыми порфирами и долеритами. Редкоземельно-урановая минерализация приурочена к массивным и брекчированным скаполит-диопсидовым и полевошпат-кварц-скаполитовым гранулитам, своеобразным галечникам и конгломератам. Для рудовмещающих пород характерно резкое выклинивание одних горизонтов и фациальное замещение их другими. Предполагается, что они сформировались в условиях мелководного замкнутого бассейна. Насыщенные остатками водорослей известняки относятся, возможно, к рифогейным образованиям.

Рудные тела Мери-Кетлин имеют форму грибообразных залежей. В верхней части они имеют пологое падение, овальную форму и большую площадь. С глубиной падение рудных тел становится более крутым, они приближаются к разлому Мери-Кетлин и превращаются в серию линз, вытянутых в меридиональном направлении.

Промышленные концентрации урана заключены в ортите. Ортитовые тела располагаются в массивных гранатовых скарнах, содержащих диопсид, скаполит и альбит. Гранаты принадлежат к андрадит-гроссуляровому ряду. Уранинит рассеян в ортите, встречается также в стиллвелите (силикат Са, Се, В) и фторapatите. Более поздними по отношению к ортиту, стиллвелиту, фторapatиту и ураниниту являются прожилковые скопления роговой обманки, пренита и кальцита. Иногда на месторождении встречаются сульфиды, количество которых достигает 2 % объема вмещающих их пород. Сульфиды представлены пирротинном, пиритом, марказитом и халькопиритом. Кроме этих минералов иногда встречаются галенит, сфалерит, молибденит, пентландит, борнит и линнеит.

Существует несколько точек зрения на генезис месторождения Мери-Кетлин. Наиболее распространено представление о нем как о контакто-метасоматическом скарновом с сопутствующей редкоземельно-урановой и сульфидной минерализацией. В последние годы отмечается связь промышленных концентраций урана с породами формации Корелла. Изучение этих пород позволило высказать предположение о возможности перераспределения урана в результате метаморфических процессов 1500–1450 млн лет назад и о формировании промышленных

рудных тел термальными растворами в благоприятных структурных ловушках. Следующее за метаморфизмом внедрение диоритов и гранитоидных тел массива Берстелл сопровождалось постмагматической гидротермальной деятельностью, приведшей к скарнированию пород и формированию сопутствующей скарново-редкоземельной, урановой и сульфидной минерализации. По данным Р.Пейджа, обнажающиеся вблизи месторождения граниты Берстелл и Уонга имеют возраст 1740 млн лет (U - Rb метод по цирконам), метаморфизм рудовмещающих пород происходил 1620–1500 млн. лет назад, а урановые руды образовались 1550 млн. лет назад.

Таким образом, в поясе Маунт-Айза возрастные границы осадочно-вулканогенного комплекса датируются в 1870–1600 млн лет, а колчеданного свинцово-цинкового и редкоземельно-уранового оруденения в 1670 и 1550 млн лет. И то и другое оруденения связаны с поздним этапом развития пояса. Но месторождение Маунт-Айза локализуется в зоне максимального прогибания, а Мери-Кетлин — в относительно приподнятом блоке с сокращенным разрезом протерозоя. Этот факт доказывает, что протерозойским подвижным поясам присуща не только продольная, но также поперечная тектоническая и металлогеническая зональность.

## ПОЯС ПАЙН-КРИК

Подвижный пояс Пайн-Крик служит примером тех раннепротерозойских структур, за которыми вплоть до настоящего времени сохраняется название геосинклиналь. Он приобрел широкую известность в связи с открытием в конце 60-х — начале 70-х годов крупных урановых месторождений так называемого межформационного типа, входящих в Северо-Австралийскую урановую провинцию (рис.29).

Геологические и геохронологические данные по этой провинции по состоянию на 1976 г. суммированы Н.П.Лаверовым. Они показывают, что раннепротерозойская эпикратонная геосинклиналь Пайн-Крик формировалась на позднеархейском фундаменте. Непосредственно в районе Аллигейтор-Ривер, где находятся урановые месторождения Наберлек, Джабилука, Рейнджер, наиболее древними являются гнейсы, мигматиты и граниты комплекса Нанамбу. Раннепротерозойские вулканические, терригенные и карбонатные отложения сматы в крупные брахиформные и линейные складки, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой — амфиболитовой фации и прорваны магматическими телами основных, средних и кислых пород.

Верхняя часть разреза сложена песчаниками, алевролитами, углеродистыми сланцами, доломитами и подразделяется на несколько формаций, в том числе рудовмещающую формацию Кулпин. Все они принадлежат к единой литологической и стратиграфической серии раннепротерозойских осадков, образовавшейся в прибрежно-морских условиях вблизи от выступов архейского основания.

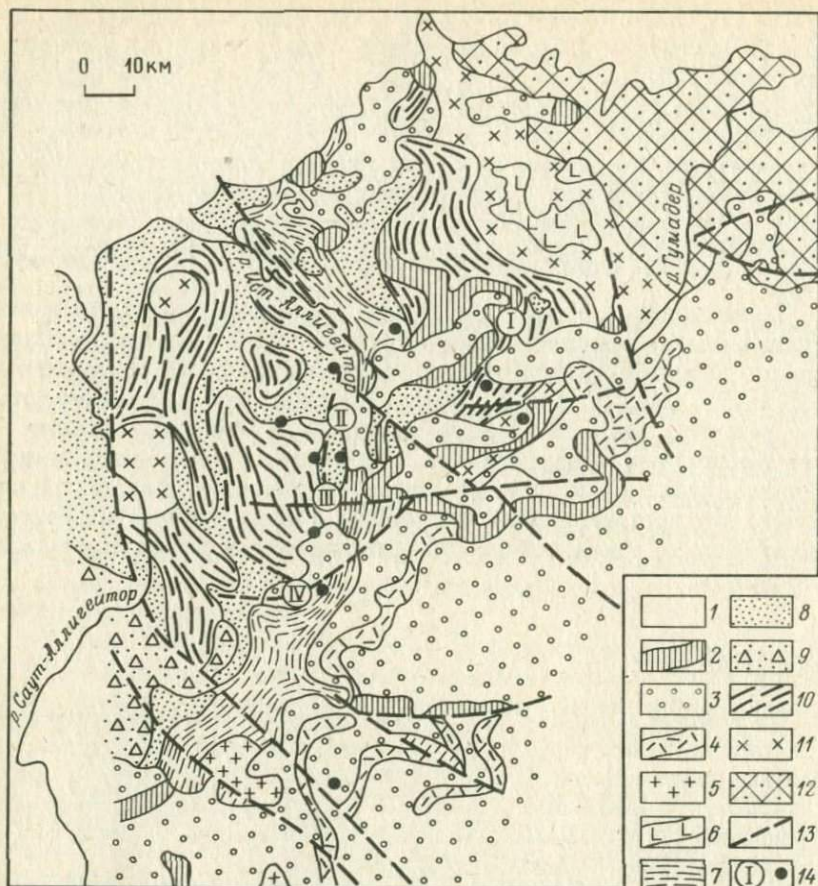


Рис.29. Схема геологического строения пояса Пайн-Крик в бассейне Аллигейтор Риверс [42]:

1 – меловые и более молодые отложения; 2–4 – породы формации Комболджи: 2 – силлы и секущие тела долеритов, 3 – кварцевые песчаники, конгломераты, граувакки с прослоями туфов, 4 – силлы и покровы пород основного–среднего состава; 5 – граниты; 6 – долериты; 7 – метаморфизованные алевролиты (Фишер-Крик); 8 – сланцы различного состава (формации Кулпин); 9 – грубозернистые метаосадки (формации Маунт-Партридж); 10–12 – комплексы метаморфических пород (10 – послойно инъецированные гнейсы, сланцы, амфиболиты, пегматоиды, 11 – мигматиты, 12 – гранитоидное ядро Нимбуваг); 13 – разрывы; 14 – месторождения и рудопроявления урана (I – Наберлек, II – Джабилука, III – Рейнджер-I, IV – Кунгарра)

Раннепротерозойские отложения прорваны сложной серией магматических тел. Среди них выделяются два комплекса пород: основного–среднего состава и более поздних гранитов и кислых вулканических пород. Ранний комплекс диоритов и более поздний комплекс долеритов и их дифференциатов образуют секущие тела и многочисленны силлы.

Предполагается, что долериты Оенпелли внедрились до охлаждения вмещающих их мигматитов и по времени близки к наиболее интенсивному метаморфизму пород раннего протерозоя (1800 млн лет). Кроме того, в главную фазу магматической деятельности были образованы крупные массивы палингенных гранитов, приуроченные в основном к купольным структурам.

Среднепротерозойские отложения залегают не только на породах геосинклинали Пайн-Крик, но и с угловым несогласием на более древних мигматитах фундамента. Они представлены слабометаморфизованными граувакками, кварцевыми песчаниками, конгломератами и алевролитами, перемежающимися с вулканитами основного состава. Залегают, как правило, полого и нарушены крупными разломами близ меридионального и северо-западного направления. Движения по зонам разломов датируются поздним рифеем.

Все урановые месторождения располагаются в формации Кулпин, в обрамлении купольных структур непосредственно под покровом осадочных пород среднепротерозойской формации Комболджи. Рудоносные зоны, как и другие древние структурные элементы Северной Австралии, имеют северо-восточное, близкое к меридиональному простирание. Они сопровождаются серией продольных и поперечных разрывов. Наибольшие концентрации урана выявлены в верхней части разреза раннепротерозойских отложений, в толще, в которой чередуются доломиты и углеродистые сланцы. Рудные тела залегают в зонах послонных и секущих разрывов среди интенсивно хлоритизированных пород.

Месторождения состоят из одной или нескольких стратиформных залежей богатых прожилково-вкрапленных руд. В них кроме урана в заметных количествах присутствует золото. Во многих рудных телах установлена прямая корреляционная зависимость между содержаниями урана и золота. В рудах имеется также небольшое количество сульфидов железа, меди и свинца (в основном радиогенного).

подавляющая часть урана заключена в первичных рудах. Настуран и реже уранинит образуют вкрапленность, прожилки и послонные скопления в мощных зонах нацело хлоритизированных пород. На отдельных участках округлые скопления настурана в хлорите достигают в диаметре 10–15 см. Характерным околорудным изменением пород является развитие магнезиальных карбонатов. В метасоматитах встречаются пирит, марказит, халькопирит, галенит, гематит и самородное золото. Наиболее высокие концентрации золота типичны для верхних частей рудных тел, примыкающих к толще графитовых сланцев.

Совокупность перечисленных данных и позволила выделить месторождения Рейнджер, Наберлек, Джабилука в особый тип, связанный с зонами межформационного несогласия. Происхождение их стало предметом дискуссий. Согласно наиболее ранней гипотезе, руды отлагались из магматогенных гидротермальных растворов. Вторая, более поздняя гипотеза связывает концентрацию урана с выветриванием обогащенных им углеродистых сланцев на различных этапах континентальной истории Северной Австралии: на границе раннего и среднего



протерозоя, в начале и конце позднего протерозоя и, наконец, на рубеже докембрия с фанерозоем. Третья гипотеза подразделяет рудообразующий процесс на три главных этапа:

1) сингенетическое накопление урана в богатых органическим веществом осадках нижнего протерозоя;

2) отложение урановых руд в благоприятных структурах из рудонесных растворов, возникших в результате метаморфизма осадков во время главной фазы тектономагматической активности;

3) последующие выщелачивание, перемещение и переотложение урана циркулирующими растворами на небольшом расстоянии от рудных залежей.

После 1976 г. в пределах геосинклинали Пайк-Крик и на урановых месторождениях были проведены обширные геологические, геохронологические и геохимические исследования, которые позволили более четко определить условия образования и локализации урановых руд.

С помощью Pb - Sr, U - Pb методов по цирконам и K - Ar метода по мусковиту, биотиту, роговой обманке были надежно датированы все интрузивные тела и разрез протерозоя, охватывающий промежуток времени от 1800 до 1645 млн.лет. Возраст (млн.лет) долеритов Заму оказался равным 1940, гранитов Наберлек и Тин Кемп — 1760, долеритов Оенпелли  $1688 \pm 19$ . Возраст рудовмещающих сланцев формации Кулпин оценен в 1800 млн.лет, а перекрывающих их песчаников формации Комболджи — в 1700 млн.лет. Установлено, что сланцы Кулпин были сначала метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, а 1600 млн.лет назад подверглись локальному регрессивному метаморфизму и хлоритизации. В это же время возникли и настурановые руды месторождения Рейнджер. Их возраст U - Pb методом определен в 1610 млн.лет.

Опираясь на результаты детального картирования и новейшие геохронологические датировки, геологическую историю пояса Пайн-Крик Р.Нидхем [42] представляет следующим образом. Она начинается с отложения на размытой поверхности архейских гранитов и гнейсов прибрежных конгломератов, аркозовых песчаников и алевролитов, среди которых выделяются древние речные конусы выноса. Постепенное прогибание сменилось пологой складчатостью, вследствие чего в основании группы Саут-Аллигейтор наблюдается угловое несогласие. Присутствие в разрезе группы пиритсодержащих, углеродистых и гематитовых сланцев указывает на изменение окислительно-восстановительных условий в бассейне седиментации, а туфов Герови — на подводную вулканическую деятельность. Седиментация закончилась внедрением силлов долеритов Заму, которые вместе с вмещающими породами были смяты в складки, метаморфизованы и прорваны гранитами. Группа Ривер залегает на этих породах с размывами и угловым несогласием и по ассоциации пород, пологому падению небольшой мощности, отсутствию метаморфизма близка к платформенным формациям. Считается, что долери-

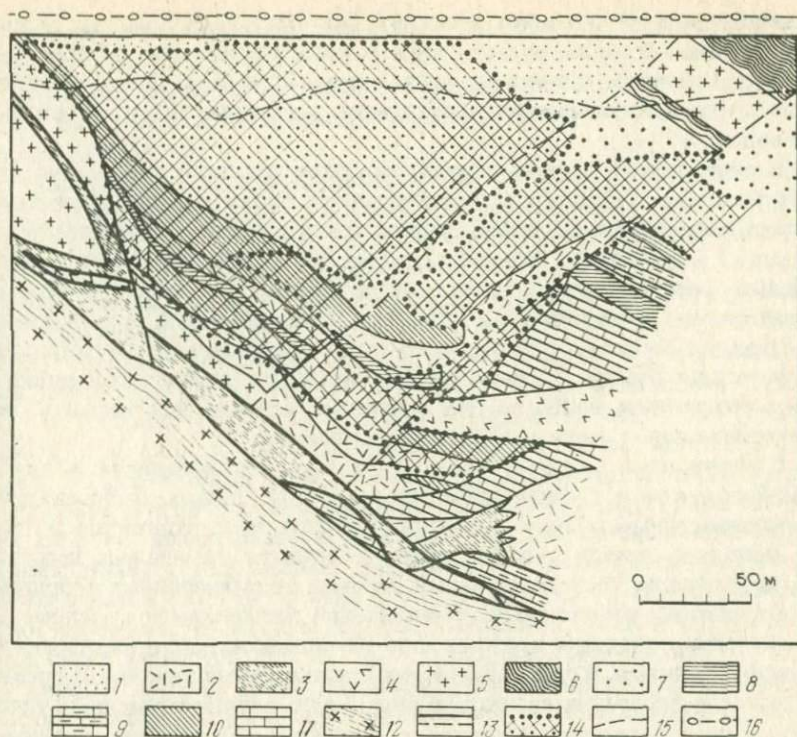


Рис.30. Геологический разрез через месторождение Рейнджер. По Г.Эйпину и др.:

1 – зона поверхностного окисления; 2 – хлоритизированные породы; 3 – зона рассланцевания лежащего бока; 4 – долериты; 5 – пегматоидные граниты; 6 – сланцы висячего бока; 7 – верхние рудные сланцы; 8 – нижние рудные кремнистые сланцы; 9 – хлорит-доломитовые породы; 10 – плитчатые сланцы; 11 – перекристаллизованные доломиты; 12 – хлоритизированные гнейсы и граниты лежащего бока; 13 – разрывы; 14 – рудные тела; 15 – границы зоны окисления; 16 – реконструированная поверхность несогласия

ты Оенпелли внедрялись в виде силлов на глубине до 2 км от ранее существовавшей поверхности и что базальты, трахибазальты, риолиты Нунбальгарн изливались прямо на дневную поверхность. Вплоть до начала мела вся территория находилась в стабильном состоянии, а затем испытала несколько малоамплитудных поднятий и опусканий.

Р.Биннз и другие установили, что урановые рудные тела окружены мощными ореолами гидротермальных изменений, которые распространяются и в несогласно лежащие песчаники Комболджи. При этом метapelиты и метабаты амфиболитовой фации, отвечающие силиманитовой зоне ( $T = 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 500\text{ Па}$ ), интенсивно брекчированы и замещены хлоритом, септхлоритом, мусковитом, кварцем, магнезитом. Метасоматические процессы сопровождалась отложением настурана

и происходили в статических условиях. Образование рудоносных хлоритизированных брекчий не было связано с тектоническими деформациями. Предполагается, что они возникли в результате растворения вмещающих пород или вследствие избыточного давления гидротермальных растворов.

В свете новых данных становится более понятной приуроченность месторождения Рейнджер к клиновидному блоку сланцев формации Кулпин, залегающих на более древних гранитогнейсах и несогласно перекрытых песчаниками Комболджи (рис.30). Показательно, что здесь мощные ореолы хлоритизации накладываются на расланцованные гранитогнейсы и пегматиты, а уплощенное изометричное тело рудоносных брекчий включает различные по литологическому составу горизонты формации Кулпин. Следовательно, именно в вершине клиновидного блока создавались наиболее благоприятные условия для массовой дезинтеграции пород, метасоматоза и рудоотложения.

Следовательно, формирование урановых месторождений в поясе Пайк-Крик, как и в фанерозойских складчатых поясах, было связано с заключительным этапом развития. Но этот пояс отличается от более молодых структур: в его разрезе, несмотря на угловые несогласия, наблюдается последовательный переход от субмаринных терригенно-карбонатных отложений к субаэральным песчаникам и конгломератам. Однако последние представлены не молассовыми, а платформенными формациями. В поясе Пайн-Крик базальтоидный вулканизм проявлялся после внедрения гранитных интрузий в субплатформенных условиях, а не в подводной обстановке, типичной для эвгеосинклиналей. Наиболее важная отличительная черта урановых месторождений Северной Австралии — их приуроченность к зонам стратиграфического несогласия, но причины этой эмпирической закономерности остаются неясными.

## КАТАНГСКИЙ ПОЯС

Позднедокембрийские складчатые сооружения Центральной Африки, в которых локализуются десятки стратиформных месторождений меди, кобальта, свинца, цинка, урана, являются характерным представителем энциалических геосинклинальных складчатых систем Гондваны. Н.А.Божко указывает следующие отличительные признаки таких систем. Они несогласно располагаются на архейских и раннепротерозойских комплексах и пересекают более древние структуры. В их разрезе преобладают терригенно-карбонатные отложения при незначительном развитии бимодальных вулканических серий. Широко проявлен гранитоидный магматизм. По простиранию системы резко затухают, имея торцовые сочленения со структурами фундамента, и не обнаруживают поперечной зональности. Внутренняя структура определяется комбинацией линейных и куполовидных складок с разломами, в том числе с шарьяжами. Региональный метаморфизм низких давлений обычно не превышает зеленосланцевой фации.

Катангский пояс представляет собой северо-восточное окончание Дамаро-Катангской складчатой системы. Наиболее рудоносной является северная часть Катангского складчатого пояса. Она имеет форму дуги, выпуклая часть которой обращена к северу. Эта дуга называется Луфулийской.

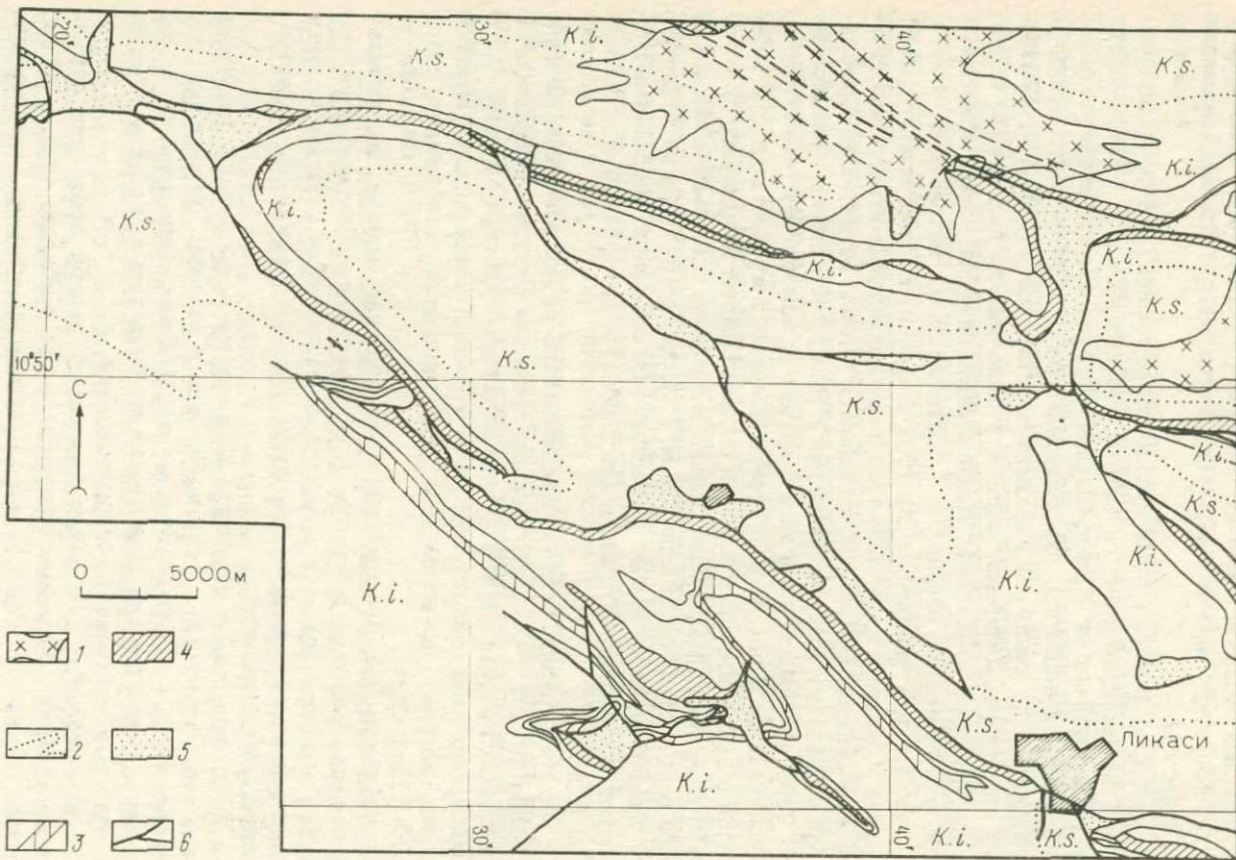
Согласно В.Е.Хайну, Катангский пояс возник на гранитизированном метаморфическом основании, образовавшемся 1700 млн. лет назад, и частично на более молодом, но целиком стабилизированном кибарском фундаменте, сформировавшемся 1650 млн. лет назад. В строении пояса участвуют две системы: Роанская и Кунделунгу. Роанская сланцево-доломитовая система в свою очередь разделяется на две серии: Нижнюю и Верхнюю. Нижняя серия сложена комплексом аркозов, конгломератов, кварцитов и сланцев общей мощностью 450 — 675 м; Верхняя мощностью до 1300 м состоит из трех толщ (Рудной, Дипета и Модия), представленных в основном доломитами и известняками. В системе Кунделунгу выделяются Нижняя серия, малый конгломерат, Средняя и Верхняя Кунделунгу. Нижняя Кунделунгу (мощностью до 2000 м) представлена конгломератами, кварцитами, песчаниками, известняками и доломитами, среди которых встречаются силлы долеритов и дайки основных пород. В составе Средней Кунделунгу преобладают песчаники, известковые сланцы, известняки и доломиты. Мощность этой серии варьирует от 0 до 750 м. В разрезе серии Верхняя Кунделунгу главное значение имеют грубозернистые песчаники с прослоями глинистых и кремнистых сланцев (до 2500 м) и красноцветные песчаники (до 1500 м).

Возраст группы Катанга определялся по радиологическим данным. Нижний предел (900—1100 млн. лет) совпадает с заключительной фазой складчатости системы Кибара, подстилающей Роанскую систему. Верхний предел определяется возрастом урановой минерализации Медного пояса, который по изотопным уран-свинцовым отношениям равен 620—520 млн. лет.

Особенностью Луфулийской дуги является наличие так называемой цепи гранитных выступов. В ее пределах преобладают структуры типа куполов и мульд, а также сложные линейные складки, которые в юго-западной краевой зоне дуги нередко опрокинуты, нарушены надвигами и шарьяжами.

Большую роль в структуре Катангского пояса играют осложняющие его поперечные перегибы складок и разрывы. Установлено, что в северном и северо-восточном направлениях интенсивность складчатости уменьшается и в районе плато Кунделунгу отложения позднего рифея—венда образуют пологие складки.

Металлогенический облик Катангской рудной провинции определяют стратиформные месторождения меди, кобальта, свинца, цинка, урана, образующие Медный пояс Центральной Африки. Геологическая характеристика месторождений Катанги содержится во многих печатных работах. Их анализ позволяет сделать вывод о полигенной природе оруденения. Действительно, на отдельных месторождениях Медного



пояса установлена минеральная зональность, параллельная древней береговой линии и выражающаяся в последовательной смене зоны халькозина и борнита зоной халькопирита, а затем пирита. Однако промышленные концентрации меди, кобальта, свинца, цинка и урана встречаются в различных по составу породах: известняках, доломитах, сланцах, песчаниках и кварцитах. В ряде случаев руды располагаются также в кристаллических породах основания. В целом для Медного пояса характерен значительный возрастной диапазон рудовмещающих пород, исключаяющий чисто осадочное происхождение руд. В последние годы отдельные исследователи обратили внимание на ярко выраженную прямолинейную ориентировку рудных площадей Медного пояса, их четкую приуроченность к двум узким "полосам" северо-западного простирания, ограничивающим выступы купола Кафуз. Такое расположение месторождений указывает на возможный их контроль крупными скрытыми разломами фундамента и на существенную роль эндогенных источников рудного вещества. Во всех районах есть жильные и трубчатые рудные тела, как правило, пересекающие стратиформные залежи медно-кобальтовых руд седиментогенного происхождения. Секущие рудные тела несут отчетливые признаки эпигенетического (по отношению к Рудной серии) образования.

В большинстве случаев рудовмещающие толщи интенсивно деформированы, а горизонты пластичных пород выжаты в ядра антиклиналей и зоны разломов. Так, в районе Шаба медно-кобальтовое оруденение, по данным Ж.Кальто, приурочено к интенсивно брекчированным карбонатным породам Рудной серии, которые пересекают менее деформированные отложения нижней и верхней Кунделунгу (рис.31). В обломках брекчий присутствуют строматолитовые глинистые и тальксодержащие доломиты, доломиты, мелкозернистые песчаники и туфы. Предполагается, что они образовались в небольшой лагуне и что оруденение располагалось в разрезе в таком порядке (снизу вверх): пиритовые, борнит-халькопиритовые, кароллитовые залежи. При этом кароллит  $CuSO_4 \cdot S_3$  считается диагенетическим минералом, подобно дигениту и халькозину.

Среди рудных месторождений Катанги особое внимание привлекает Шинколобве, не имеющее полных аналогов ни в геолого-структурном, ни в минералого-геологическом отношении. Согласно Ж.Дерриксу и Ж.Васу, оно находится в центральной части Катангского пояса в окружении многочисленных медно-кобальтовых месторождений (в них развиты и пластовые, и жильные рудные тела) и приурочено к сланцево-доломитовым породам Рудной серии, слагающим одну из тектонических чешуй, надвинутых на более молодые отложения системы

Рис.31. Схема геологического строения центральной части Катангского пояса. По Ж.Кальто:

1 — гранитоиды; 2 — система Кунделунгу (*K.s.* — верхняя, *K.i.* — нижняя); 3 — маркирующий горизонт *K.i.* 122 нижней Кунделунгу; 4 — горизонт *R.4.* серии Роан; 5 — горизонты *R.1, R.2, R.3* серии Роан; 6 — разломы

Кунделунгу. Породы Рудной серии смяты в крупные опрокинутые складки, разбиты продольными и поперечными разломами. Вдоль одного из поперечных разломов произошло внедрение куполообразной протрузии тальково-глинистых сланцев, разорвавшей массивные доломиты. Здесь же развиты вертикальные трубчатые тела брекчий и интенсивно проявлены процессы дорудного магнезиального метасоматоза пород.

Непосредственно на месторождении тела магматических пород отсутствуют, но в его окрестностях известны небольшие силлы и дайки долеритов и трахитов, пересекающие Рудную серию. Эти данные свидетельствуют о несомненном проявлении магматизма в районе месторождения в период, близкий по времени к процессам уранового рудообразования.

Урановая минерализация располагается в основном в доломитовых сланцах Рудной серии. Рудные тела представляют собой группу жил и линейных штокверков, ориентированных в основном по простиранию сланцев. Наиболее высокие концентрации урана приурочены к интенсивно нарушенным кремнистым доломитам и доломитовым сланцам, расположенным под покровом оталькованных пород. Густая сеть прожилков уранинита, сульфидов, селеносульфидов никеля и кобальта, монацита и других минералов почти не проникает в купольную часть протрузии, играющей роль своеобразного экрана.

Ж.Деррикс и Ж.Вас считают, что месторождение образовалось в пять стадий. С первой они связывают формирование мощной магнетитовой жилы и магнезиальный метасоматоз. Во вторую стадию отложились первичные урановые минералы, среди которых резко преобладает уранинит. Кристаллы уранинита нередко нарастают на стенки залобандов жил, что указывает на отложение урана в открытых трещинах и пустотах. С третьей стадией связано выделение молибденита и монацита, возможно, селеновых минералов и пирита, сопровождаемых интенсивной хлоритизацией пород и слабым их окварцеванием. В четвертую стадию были отложены сульфиды, среди которых преобладают соединения никеля и кобальта, селена и теллура. После отложения сульфидов произошли их дробление, цементация доломитом, замещение халькопиритом. Отложение этих минералов связывается с завершающей пятой стадией минералообразования.

Эпигенетический характер рудных процессов на месторождении Шинколобве не вызывает сомнений. Датирование процессов рудоотложения U - Pb методом по ураниниту показало, что продуктивная гидротермальная деятельность на Шинколобве происходила 600—640 млн лет назад на завершающей стадии развития катангид.

Для объяснения генезиса стратиформных месторождений Катанги предложено много гипотез — от сингенетической до гидротермальной. В настоящее время предпочтение отдается происхождению руд с последующим их перераспределением при складчатости и метаморфизме. По данным А.Аннелса, месторождения ассоциируют с эвапоритами, которые возникли в результате поступления в бассейн седиментации

высокоминерализованных термальных рассолов. Нередко горизонты ангидрита замещены пиритом, а тот, в свою очередь, сульфидами меди и кобальта. Вместе с тем значительные массы руд заключены в глинистых сланцах с повышенным содержанием органического вещества. Согласно палеофациальным реконструкциям рудоносные сланцы протягиваются параллельно древней береговой линии. Предполагается, что при диагенезе органическое вещество частично превращалось в метан, который взаимодействовал с ангидритом с образованием сероводорода. Последний и осаждал сульфиды цветных металлов. Судя по составам кобальтсодержащих минералов, более поздние процессы переотложения руд происходили при температурах до 300 °С. Это соответствует общему слабому метаморфизму вмещающих пород, который не превышает зеленосланцевой фации.

\* \* \*

1. Тектоническая и металлогеническая дифференциация континентальной земной коры в протерозое по сравнению с археем увеличилась. Для протерозойских подвижных поясов характерен широкий спектр осадочно-вулканогенных формаций — от субмаринных базит-гипербазитовых до черносланцевых и карбонатных, резкие вариации магматизма, неодинаковая продолжительность развития от 400–500 до 200–300 млн. лет.

2. Хотя тектоническая систематика подвижных поясов еще не разработана, среди них выделяется несколько контрастных типов: краевые складчато-разломные зоны с мощным подвижным вулканизмом ультраосновного, основного и кислого состава (Ладожско-Ботнический пояс), асимметричные прогибы, заполненные железорудными формациями (Криворожский бассейн), энсиалические осадочно-вулканогенные (Маунт-Айза, Пайн-Крик) и карбонатные пояса (Луфулийская дуга).

3. История геологического развития подвижных поясов не укладывается в классическую схему превращения геосинклинали в платформу. Нередко в их разрезах геосинклинальные формации чередуются с субплатформенными. В Криворожском бассейне и Ладожско-Ботническом поясе отсутствуют гранитоидные массивы, поздние малые интрузии и орогенные вулканические толщи. В поясе Пайн-Крик базальтоидный магматизм проявляется на заключительном этапе развития, а не в начальный этап прогибания, типичный для эвгеосинклиналей.

4. Тектонические структуры подвижных поясов меняются как по простиранию, так и в поперечном сечении. Это свидетельствует об автономном развитии блоков земной коры, которое, в свою очередь, влияет на металлогеническую специализацию. Примером продольной металлогенической зональности служит Ладожско-Ботнический пояс, поперечной — пояс Маунт-Айза.



5. Металлогению подвижных поясов определяют прежде всего железистые кварциты и колчеданные месторождения цветных металлов. Положение их в разрезе, геологические обстановки рудообразования, интенсивность более поздних деформаций и метаморфизма меняются в широких пределах. При этом наиболее крупные колчеданные месторождения, независимо от палеотектонической обстановки и наложенных процессов, ограничены достаточно узким возрастным диапазоном 1,8–1,6 млрд. лет (Оутокумпу, Шеллефте, Брокен-Хилл, Маунт-Айза).

6. Для протерозойских подвижных поясов не менее характерны стратиформные месторождения цветных, благородных и радиоактивных металлов. Число их все время увеличивается за счет открытия ранее названных типов, например, урановых месторождений в зонах межформационного несогласия. Они приурочены к геохимическим специализированным толщам и образованы в результате сложных комбинаций осадочных, диагенетических, метаморфических и, возможно, магматических процессов. Важное практическое значение этих месторождений несомненно. Но их связь с теми или иными типами структур остается предметом дискуссий.

## Глава IV. ПРОТОПЛАТФОРМЫ И ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Параллельно с подвижными поясами в раннем протерозое формировались отрицательные структуры иного типа, заполненные слабометаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами. Тектоническая природа этих толщ остается предметом дискуссий. Одни исследователи считают их миогеосинклинальными, другие — древнейшим платформенным или протоплатформенным чехлом, третьи рассматривают как орогенные или протоорогенные формации. Автор присоединяется к мнению Е.В.Павловского и М.С.Маркова, которые отнесли систему Витватерсранд и недислоцированные гуронские отложения Канадского щита к протоплатформенным образованиям и указали на меньшую стабильность протоплатформ по сравнению с более молодыми платформами.

Характеристика фундамента протоплатформ была приведена, поскольку его образуют либо архейские кратоны, либо раннепротерозойские подвижные пояса, уже закончившие свое развитие и превратившиеся в консолидированную континентальную земную кору. Поэтому рассмотрим в этой главе строение и рудоносность самих протоплатформенных толщ, которые обычно заполняют изолированные эпикратонные впадины.

В различных районах протоплатформенные отложения охватывают разные временные интервалы — от позднего архея до середины протерозоя. В их разрезе преобладают молассовидные, пролювиальные, аллювиальные отложения, среди которых нередки покровы толеитовых базальтов. В некоторых впадинах развиты карбонатные или хемогенные кремнистые породы. Занимая сравнительно большие площади, измеряемые десятками и сотнями тысяч квадратных километров, протоплатформенные осадочные и вулканогенные породы, как правило, слабо деформированы, но в отдельных случаях нижние части разреза подвергнуты локальному метаморфизму и гранитизации вследствие реоморфических процессов в породах фундамента.

К раннепротерозойским эпикратонным впадинам приурочены крупнейшие месторождения металлоносных конгломератов (Южная Африка, Бразилия, Канада), некоторые месторождения железистых кварцитов (Канада, Австралия) и медистых песчаников (Восточная Сибирь). В качестве примеров приведено описание золотоносных и ураноносных конгломератов Витватерсранда, железистых кварцитов бассейна Хамерсли и медистых песчаников Кодаро-Удоканского прогиба.

Как уже отмечалось, осадочные чехлы древних платформ начали формироваться в рифее. В Восточной Сибири платформенный режим установился 1,6 млрд. лет назад. На примере Сибирской и некоторых других древних платформ Ю.Г.Старицкий выделил три основных этапа их развития. Первый охватывает рифей — начало палеозоя и характеризуется преобладанием континентального режима и медленным осадконакоплением в локальных впадинах. На периферии некоторых платформ в перикратонных прогибах в это время отлагаются мощные карбонатно-терригенные и эвапоритовые толщи. Второй этап (палеозой — начало мезозоя) отличается трансгрессией эпиконтинентальных морей, в которых отлагаются карбонатные, терригенные и угленосные формации. Наконец, третий этап (мезозой и кайнозой) сопровождается резкой дифференциацией тектонических движений, накоплением в приразломных впадинах терригенных и угленосных отложений, массовыми извержениями траптов, которые М.М. Одинцов связывает с базальтоидной активизацией.

С осадочными чехлами древних платформ ассоциируют крупные месторождения фосфоритов, железных руд, нефти, газа, каменных солей. Характеристика их выходит за рамки настоящей работы. Необходимо отметить, что исследования позднедокембрийских фосфоритовых бассейнов доказывают непрерывное развитие осадочных чехлов древних платформ при переходе от рифея к раннему палеозою.

Еще в 1964 г. А.Л.Яншин по незначительным проявлениям древних фосфоритов в Сибири выделил вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления. За последнее десятилетие крупнейшие месторождения этого возраста обнаружены в Австралии, Западной Африке, Центральной Азии.

По данным А.В. Ильина [14], Центрально-Азиатская фосфоритонос-

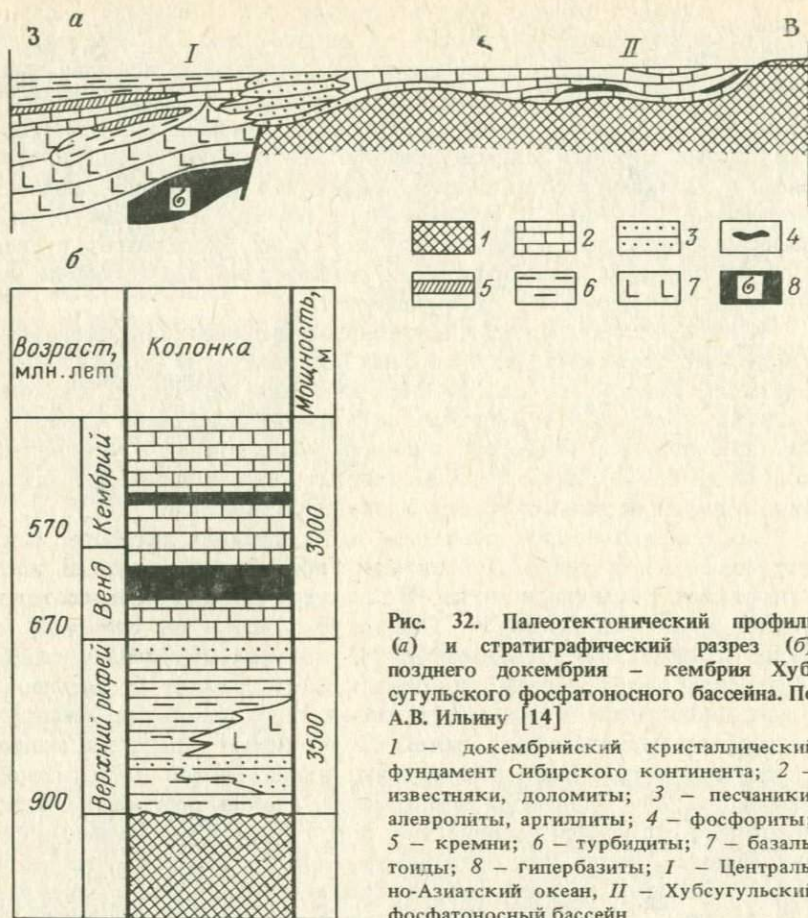


Рис. 32. Палеотектонический профиль (а) и стратиграфический разрез (б) позднего докембрия – кембрия Хубсугульского фосфатоносного бассейна. По А.В. Ильину [14]

1 – докембрийский кристаллический фундамент Сибирского континента; 2 – известняки, доломиты; 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – фосфориты; 5 – кремни; 6 – турбидиты; 7 – базальтоиды; 8 – гипербазиты; I – Центрально-Азиатский океан, II – Хубсугульский фосфатоносный бассейн

ная провинция приурочена к южной периферической части Сибирской платформы и распространяется в Северную Монголию, где в нее входит Хубсугульский фосфатоносный бассейн (рис. 32). Возраст фосфоритов меняется от позднего рифея (800 млн.лет) до кембрия (500 млн.лет), но самые мощные горизонты относятся к венду. Фосфоритоносные отложения несогласно перекрывают кристаллический фундамент и делятся на две толщи. Нижняя вулканокластическая заполняет древний рифтогенный прогиб, верхняя – карбонатная представлена шельфовыми фациями. Фосфоритоносные карбонатные отложения смяты в крутые складки. Согласно палеотектоническим и палеофациальным реконструкциям зона фосфатонакопления имела ширину 20 – 30 км и располагалась в 200–300 км от края океанического бассейна, в котором накапливались вулканогенные и кремнисто-граувакковые формации.

В карбонатных породах чехла древних платформ локализуются также стратиформные месторождения свинца и цинка. Некоторые из них формируются в перикратонных прогибах. Примером этих структур служит Юдомо-Майский прогиб.

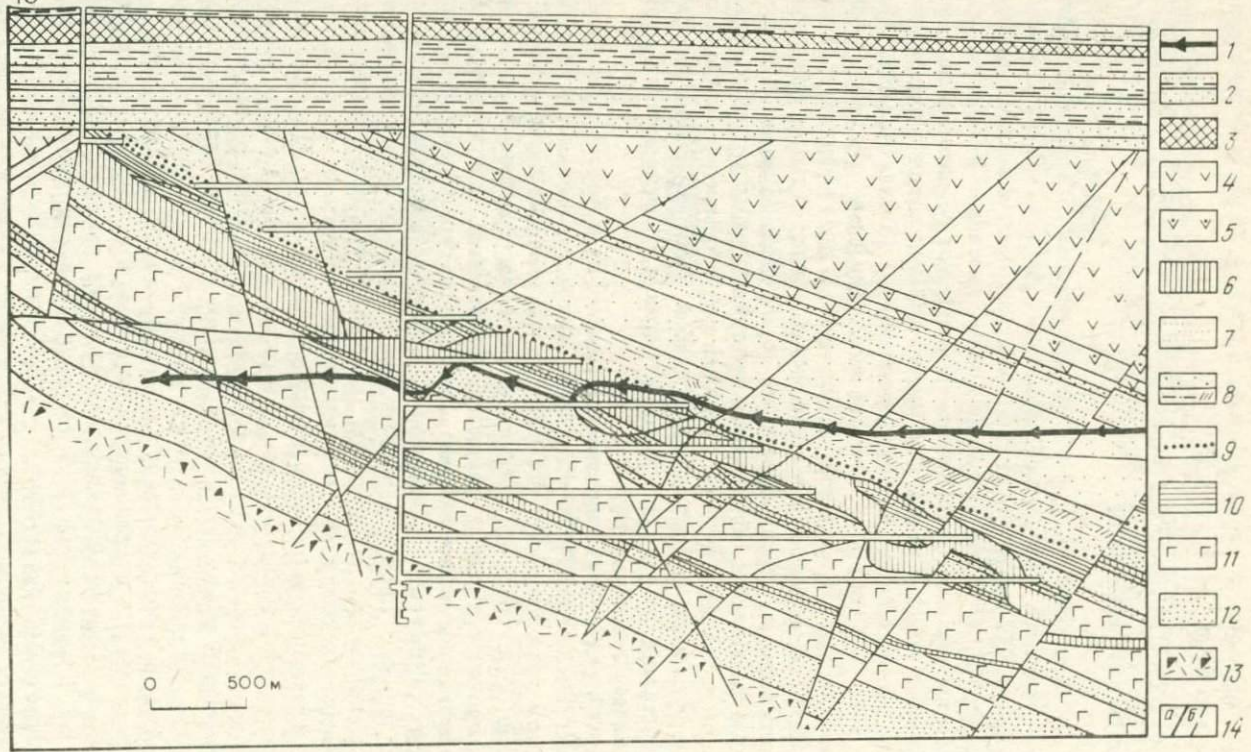
#### ВПАДИНА ВИТВАТЕРСРАНД

Л.И.Салоп отметил, что во многих районах — в Южной Африке, Канаде, Бразилии, Финляндии — металлоносные конгломераты залегают в основании или нижней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий, которые сформированы в интервале 2,8—2,0 млрд. лет и с резким угловым несогласием перекрывают гранитогнейсы и зеленокаменные породы архея. Они имеют близкий состав и располагаются либо во внутренних частях протоплатформ (Южная Африка, Бразилия), либо на границе с протогеосинклинальными поясами (Канада, Балтийский щит). Собственно металлоносные конгломераты постоянно ассоциируют с аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, отличаются высокой степенью сортировки обломочного материала, равномерной и невысокой концентрацией рудных компонентов в цементе. Конгломераты метаморфизованы в сравнительно слабой степени. В конгломератах Витватерсранда золото сочетается с ураном. Конгломераты Эллиот-Лейк золота почти не содержат.

Архейский кристаллический фундамент, на котором располагается впадина Витватерсранд, принадлежит кратону Каапваль и сложен в основном гранитоидными породами, среди которых располагаются небольшие по площади супракrustальные пояса. Наиболее ранними среди гранитоидных пород являются тоналитовые гранитогнейсы. Для них характерны куполовидные диапировые структуры, общий план которых согласуется с направлением супракrustальных поясов. В отдельных случаях тоналитовые плутоны оказывают на зеленокаменные породы контактное воздействие. Тоналиты и супракrustальные толщи пересечены позднеархейскими калиевыми гранитами и пегматитами с редкоземельными и радиоактивными минералами. Предполагается, что именно эти минералы при глубоком размыве кратона Каапваль испытывали последовательное обогащение и в итоге сконцентрировались в цементе ураноносных конгломератов. Наиболее вероятным источником золота считаются супракrustальные пояса, в которых локализуются многочисленные золоторудные месторождения жильного типа.

Золотоносные и ураноносные конгломераты приурочены главным образом к системе Витватерсранд, которая вместе с более древней системой Доминион-Риф и более молодыми системами Вентерсдорп и Трансвааль образует единый вулканогенно-осадочный комплекс. В нижней части комплекса развиты континентальные и прибрежные осадки примерно в равных соотношениях с вулканитами. Последние предс-

10



тавлены бимодальной циклически построенной серией с многократным чередованием основных и кислых вулканитов. Предполагается, что размеры впадины достигали 900 км в длину и 300 км в ширину. Доломитовая группа, залегающая в основании системы Трансвааль, знаменует эпоху временной стабилизации, увеличения площади бассейна вдвое и сходна с типичными платформенными отложениями. Вышележащие турбидиты Таймболл-Хилл начинают новый этап развития. Впадина резко углубляется, сокращается в площади, приобретает близкую к линейной форму и заполняется мощной ритмично-слоистой толщей песчано-глинистых пород.

Металлоносным конгломератам Витватерсранда посвящена огромная литература. Приведенная характеристика базируется на обзоре Ф.П.Кренделева. Отличительная особенность системы Витватерсранд — преобладание грубозернистых пород, отложившихся в субазальной обстановке или мелководном бассейне. Слои, включающие пласты конгломератов, образовались в пределах равнины, располагавшейся на уровне воды или близко к нему. Бассейн седиментации испытывал довольно интенсивное и длительное прогибание, о чем свидетельствуют состав пород и огромная мощность разреза. Закономерные изменения зернистости пород снизу вверх и ритмичность нескольких порядков говорят о том, что общие поднятия и опускания осложнялись локальными движениями или "вторичными" седиментационными циклами.

Для Витватерсранда характерны четкий литологический контроль золотого и уранового оруденения и закономерная связь этого оруденения с условиями седиментации. В большинстве случаев уран и золото ассоциируют с горизонтами конгломератов и значительно реже — с маломощными пластами пиритизированных кварцитов (рис.33). Вулканогенные породы золота не содержат. Рудные пласты прослеживаются по простиранию на десятки километров при мощности 1—2 м и обычно группируются в пачки. Установлено, что наиболее богатые золотом и ураном пласты конгломератовых пачек Мейн-Риф, Берд-Риф и Кимберли-Риф связаны с межформационными перерывами и залегают с угловым и стратиграфическим несогласием. Считается, что рудный пласт Мейн-Риф возник в результате интенсивной эрозии и переработки уже существовавших бедных рудными компонентами отложений на новом стратиграфическом уровне. Наиболее богатые рудные скопления в конгломератах Мейн-Риф-Лидер ограничиваются узкими каналами, которые врезаются в подстилающие породы и простираются в северо-западном

Рис.33. Разрез рудника Лесли-Голд. По К.Твидлу.

Система Карру: 1 — дайки долеритов, 2 — угленосные отложения, 3 — долериты; Вентерсдорпская система: 4 — амигалоидные лавы, 5 — порфириты и их туфы, 6 — диабазы (силлы лежащего бока); формация Кимберли-Элсбург: 7 — зона прерывистых рифов, 8 — зона кварцитов, 9 — риф Кимберли, 10 — сланцы Кимберли; формация Мейн-Берд: 11 — амигалоидные лавы, 12 — кварциты, 13 — голубые гравелиты; 14 — разрывные нарушения: а — выявленные, б — предполагаемые

направлении. Особенно показателен в этом отношении горизонт Контакт-Риф в основании системы Вентерсдорп. Его морфология и распределение в нем металлов всецело определяются рельефом подстилающих пород Витватерсранда и соотношениями древних эрозионных каналов с пластами конгломератов Карбон-Лидер и Мейн-Риф.

Обычно золото- и ураноносные конгломераты Витватерсранда представлены олигомиктовыми кварцево-галечными разностями. Кроме жильного кварца в гальках встречаются тонкозернистые кварциты и кремнистые известняки. Цемент слюдисто-кварцевый со значительным количеством пирита (от 2 до 16%). В большинстве случаев конгломераты с промышленными концентрациями золота содержат также практически интересные количества урана. Урановые и урансодержащие минералы приурочены к цементу конгломератов. Первые представлены уранинитом, урановой смолкой, тухолитом и браннеритом, вторые — цирконом, монацитом, сфеном и лейкоксеном. В конгломератах систем Доминион-Риф, Витватерсранд и Вентерсдорп преобладающим урановым минералом является уранинит. В конгломератах Трансвааля (Блек-Риф), обогащенных углеродистым веществом, наиболее широко развит тухолит. Уранинит образует овальные, округлые и реже угловатые зерна и обычно слагает гроздевидные скопления. На значительном расстоянии зерна уранинита имеют почти одинаковый размер (для конгломератов системы Витватерсранд — в среднем 75 мкм). Уранинит обычно ассоциирует с другими тяжелыми минералами цемента: золотом, монацитом, осмистым иридием, хромитом, касситеритом, цирконом и др.

По данным радиологических исследований конгломераты Витватерсранда отложились в позднем архее — раннем протерозое и дважды подверглись воздействию метаморфизма. С помощью Rb - Sr метода возраст "древних" гранитов, подстилающих Доминион-Риф, определен в Трансваале равным  $3200 \pm 60$  (5 проб) и 2900 млн.лет (одна проба). Валовые пробы руд Витватерсранда дают значения 3100–2700 млн.лет, а преобладающие значения возраста уранинитов по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (около 2 млрд. лет) совпадают с возрастом сиенитов, которые пересекают систему Трансвааль. Именно в этот период происходило основное метаморфическое преобразование урановых руд. Второй период метаморфизма датируется в 1000 млн.лет.

Происхождение металлоносных конгломератов Витватерсранда служило предметом длительных дискуссий. В.Н.Котляр сравнил четыре главные гипотезы образования металлоносных конгломератов — россыпную, осадочно-метаморфогенную, инфильтрационную, гидротермальную — и суммировал доказательства их первично-осадочного генезиса.

Не отрицая факта наличия эпигенетического оруденения, что подтверждается также определениями абсолютного возраста минералов, сторонники россыпной гипотезы считают его следствием метаморфизма (превращение оксидов железа в сульфиды, уранинита в браннерит, перекристаллизация золота и т.п.). И все же в россыпной гипотезе недостаточно разработаны вопросы о формах переноса урана, о причинах

избирательной локализации металлоносных конгломератов, о физико-химических условиях возникновения эпигенетического оруденения, о соотношении металлоносных конгломератов и продуктов основного магматизма. Ответы на некоторые из этих вопросов содержатся в последних публикациях по Витватерсранду и по докембрийской металло-гениии золота в целом.

Ключевое значение для россышной гипотезы имеет вопрос о наличии свободного кислорода в докембрийской гидросфере и атмосфере. Поскольку главная масса урана Витватерсранда заключена в обломочном уранините, который быстро разлагается в окислительных условиях с образованием растворимого комплекса  $[UO_2^+]$ , большинство исследователей считает, что 2,8–2,0 млрд лет назад, когда формировались металлоносные конгломераты, состав атмосферы был иным, чем в настоящее время. Однако, по мнению П.Симпсона, Дж.Боуэлса, наличие в конгломератах Витватерсранда обломочного уранинита не указывает на ранее существовавшую восстановительную атмосферу. Они доказали широкое распространение обломочного уранинита в современных речных отложениях Инда и его притоков и отсюда сделали вывод, что в условиях горного рельефа и быстрой эрозии он может мигрировать вместе с монацитом, касситеритом, цирконом, гранатом на значительные расстояния, почти не испытывая окисления. Кроме того, они установили закономерную связь более позднего настурана с органическим веществом и предложили бимодальную модель уранового рудообразования в конгломератах Витватерсранда. Согласно этой модели, уранинит транспортировался вместе с другим обломочным материалом в придонных частях потоков, где существовали восстановительные условия. Сами же речные воды были окислительными и содержали растворимые ионы  $[UO_2^+]$ . Быстрое отложение принесенного материала и последовательное погружение впадины Витватерсранд препятствовали окислению уранинита и органических остатков в процессе седиментации. На стадии диагенеза началась миграция захороненных вод и образовалась эпигенетическая урановая минерализация.

Палеофациальные и палеотектонические реконструкции впадины Витватерсранд не противоречат этому предположению. Совокупность литологических наблюдений позволила сделать Д.Преториусу вывод о том, что система Витватерсранд накапливалась во внутрикратонной межгорной впадине, ограниченной на северо-западе разломом. Рельеф в это время напоминал провинцию хребтов и бассейнов Северной Америки. Впадина представляла собой мелководное озеро или внутреннее море. Ее подвижность со временем увеличивалась, а размеры сокращались. Питающая речная система отличалась высокой энергией потока. Она проникала во впадину через узкий каньон, пересекающий краевую зону разломов, и отлагала обломочной материал в виде веерообразной дельты. Последовательное воздымание северо-западного борта сопровождалось неоднократным перемывом дельтовых отложений и все большей концентрацией золота и урана. Последние переносились в виде обломочных частиц, а также растворимых хлоридных и цианидных



комплексов. Осаждение золота и урана происходило под действием гравитационных и биохимических факторов.

Одной из загадок металлоносных конгломератов является исключительная по масштабам концентрация золота в Южной Африке по сравнению с Бразилией, Канадой, Финляндией, где докембрийские конгломераты также широко распространены. В этой связи Р.Хатчинсон обращает внимание на два обстоятельства. Конгломераты Витватерсранда возникли на 300—500 млн. лет раньше, чем в других регионах, когда архейская континентальная кора еще не была окончательно стабилизирована, и только в системе Витватерсранд древние россыпи перемежаются с мощными толеитовыми базальтами, с которыми в супракристалльных поясах ассоциируют гидротермальные золоторудные месторождения.

### БАССЕЙН ХАМЕРСЛИ

Как уже отмечалось, с протерозойскими подвижными поясами связаны крупные месторождения железистых кварцитов. Но из этой закономерности есть исключение — бассейн Хамерсли, в котором раннепротерозойские железистые кварциты залегают почти горизонтально. Это подтверждает вывод Ю.А.Косыгина и других [6] о том, что между вещественными и структурными характеристиками докембрийских комплексов нет полного соответствия. Действительно, по вещественным признакам железорудные толщи Хамерсли могут быть отнесены к геосинклинальным, по структурным — к платформенным. Но этим не ограничивается своеобразие бассейна Хамерсли.

В современном виде бассейн Хамерсли имеет площадь около 100 000 км<sup>2</sup>, протяженность с востока на запад 500 км, ширину 200 км. По данным А.Трендалла, которому принадлежат детальные описания бассейна, заполняющая его супергруппа Маунт-Брус состоит из трех групп: Фортеस्कью, Хамерсли и Терн-Крик (рис.34). Базальная группа Фортеस्कью достигает мощности 4,3 км и обычно начинается песчаниками или базальтами в палеодолинах гранитного фундамента. Выше по разрезу располагаются основные лавы и пирокластические породы с прослоями строматолитовых известняков, а затем — глинистые сланцы. Последние согласно перекрывает группа Хамерсли, она имеет мощность около 2,5 км и состоит из железистых кварцитов, глинистых сланцев, долеритовых силлов и кислых вулканитов Вунгарда, которые также рассматриваются как силлы.

Железистые кварциты по мощности превышают 1 км и подразделяются на 6 формаций. Одна из них — формация Брокман — была расплечена и прослежена в пределах всего бассейна А. Трендаллом. Детальные исследования пачки Дейлз-Гордж, входящей в формацию Брокман, доказали ее удивительную цикличность и стратификацию в масштабе от десятков метров до нескольких миллиметров. Подобно другим

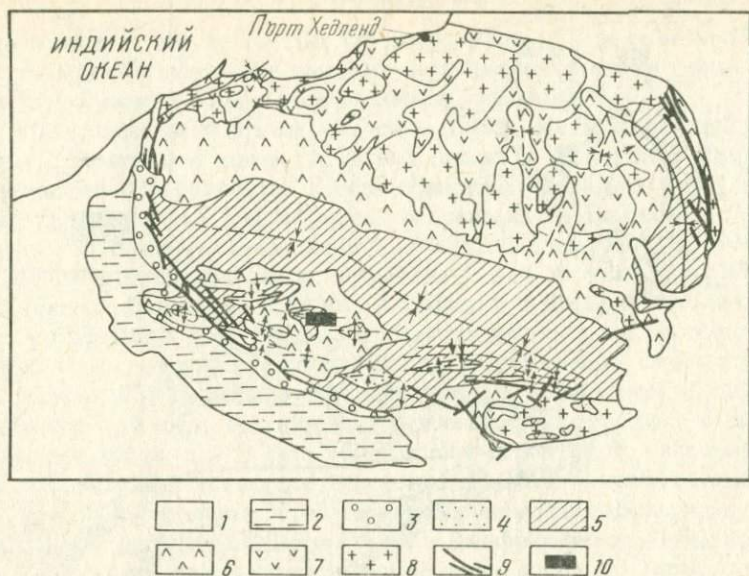


Рис. 34. Схема геологического строения бассейна Хамерсли. По А.Трендаллу:

1 — молодые отложения; 2–6 — протерозойские отложения бассейна Хамерсли: 2 — глубоководные и 3 — шельфовые фации группы Уилоу, 4 — группа Терн-Крик, 5 — группа Хамерсли, 6 — группа Фортеस्कью; 7–8 — архейские породы блока Пилбара: 7 — зеленокаменные породы, 8 — гранитоиды; 9 — разломы; 10 — месторождение Маунт-Том-Прайс

районам, железистые кварциты Хамерсли состоят из существенно кремнистых и богатых оксидами железа слоев. Последние содержат также и силикаты. В кремнистых слоях наблюдается еще более тонкая полосчатость (0,1–2 мм). Не только отдельные слои, но также их прослойки прослеживаются на расстояния в десятки километров. Самое большое расстояние, на котором проведена корреляция микрослоев, составляет 296 км. Предполагается, что микро- и макрослоистость является непрерывной во всех обнажениях железистых пород группы Хамерсли.

Породы группы Терн-Крик согласно залегают на группе Хамерсли. Ее мощность равна 4 км, из которых нижние 3 км представлены глубоководными и мелководными морскими глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, а верхний километр — дельтовыми и мелководными морскими песчаниками, конгломератами и доломитами. Интересной особенностью является присутствие трехсотметрового горизонта диамиктитов — терригенных грубосортированных пород, которые, возможно, представляют собой тиллиты.

По данным В.Компстона и других, железистые кварциты Дейлз-Гордж образовались 2,5 млрд.лет назад, а нижние горизонты группы Фортеस्कью имеют возраст около 2,8 млрд.лет.

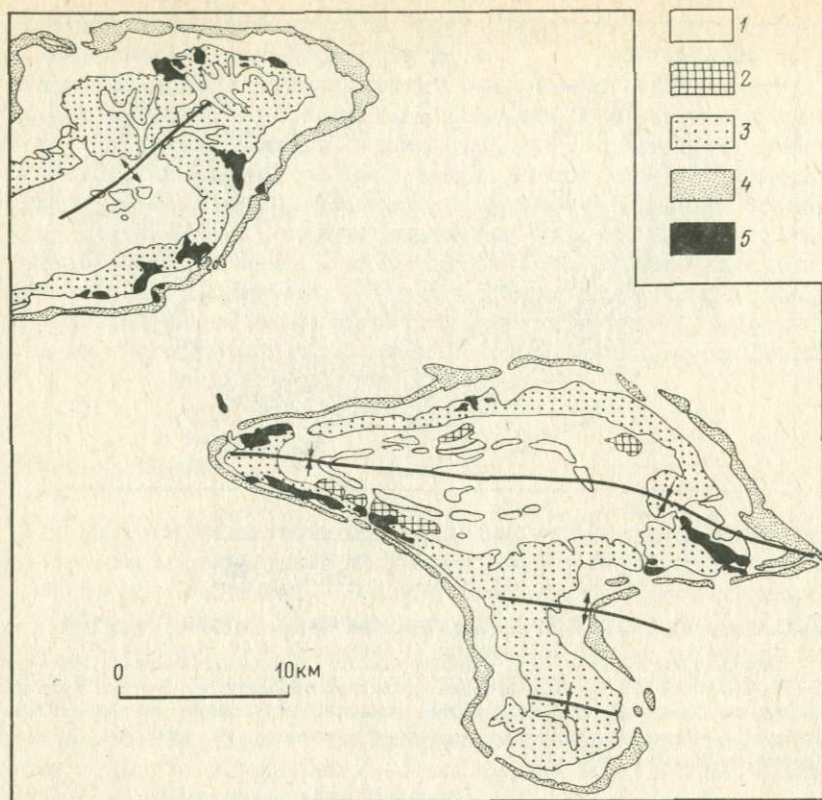


Рис.35. Распределение железорудных формаций группы Хамерсли на месторождении Маунт-Том-Прайс. По У.Гильому:

1-4 - железорудные формации: 1 - Булгида, 2 - Уилли-Уолли, 3 - Брокман, 4 - Марра Мамба; 5 - окисленные гематитовые руды

Вдоль северного борта бассейна Хамерсли базальные песчаники и базальты группы Фортескью несогласно налегают на архейские породы блока Пилбара и наклонены к югу под углами от 5 до 10°. Почти ненарушенное залегание слоев наблюдается в пределах всего бассейна, за исключением южной границы выходов, где развиты крупные линейные и брахиформные складки (рис.35). Примыкающая к ним более молодая (около 2 млрд.лет) группа Уилоу отделена от супергруппы Маунт-Брюс четким угловым несогласием, заполняет глубокий узкий прогиб вдоль южной границы бассейна и представлена обломочными карбонатными и вулканогенными породами.

А.Трендалл доказал, что породы группы Хамерсли нигде не метаморфизованы и температура образования железистых кварцитов формации Брокман не превышала 160 °С. Изотопные соотношения кислорода

подтверждают, что железистые формации группы Хамерсли не подвергались воздействию более высоких температур, чем те, которые соответствуют нормальному геотермическому градиенту.

Многочисленные данные свидетельствуют о существовании в бассейне органической жизни. Х.Эдгилл описал в железистых кварцитах окремненные строматолиты, Г.Берг обнаружил скелетные карбонатные структуры в пачке Дейлз-Гордж, А.Трендалл и Дж.Блокли позднее нашли подобные же образования в железистой формации Марра-Мамба. Водорослевые строматолиты встречены также в доломитах Кэрэвин и в группах Фортеस्कью и Уилоу. А.Трендалл и Дж.Блокли предполагают, что во время образования железистых кварцитов в бассейне было много водорослевой массы. Возможно, водорослевый слой регулировал одинаковое ежегодное осаждение железа независимо от интенсивности его привноса; органической деятельностью, вероятно, был обусловлен и различный состав микрослоев; кроме того, водорослевая масса могла защищать осадки от действия волн и изменений погоды.

Как уже отмечалось, в разрезе супергруппы Маунт-Брюс присутствуют вулканы. В пачках Дейлз-Гордж и Джофр зафиксированы прослои стильномелана с реликтами вулканических пород, но мощность этих прослоев составляет всего 1—5 см, следовательно, вулканическая деятельность в главной своей части предшествовала образованию группы Хамерсли.

В период отложения группы Хамерсли бассейн осадконакопления был почти замкнут, но на западе соединялся с открытым океаном. Об этом, в частности, свидетельствует расположение изопахит пачки Дейлз-Гордж. Устойчивость микрополосчатости, которая, вероятно, отражает годовое осаждение желатиноподобных масс, свидетельствует о незначительности или отсутствии придонных волнений и штормов. Предположительно глубина бассейна не превышала 200 м. При отложении группы Хамерсли в бассейн не поступали кластические обломки. По-видимому, окружающая территория или была пустыней и не имела рек или реки были настолько мелки, что не могли переносить значительные по размеру обломки. А.Ф.Трендалл отдает предпочтение первой гипотезе.

## КОДАРО-УДОКАНСКИЙ ПРОГИБ

Удоканский хребет, давший название одноименному месторождению медистых песчаников и рудовмещающей серии, охватывает часть Байкальской и Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны. Последняя была выделена Л.И.Салопом в составе внешнего пояса байкалид, окаймляющего консолидированные выступы архея. В нее была включена территория, на которой в нижнем протерозое отлагалась удоканская серия. Однако дальнейшие исследования показали, что контуры бассейна седиментации определить трудно, и под Кодаро-

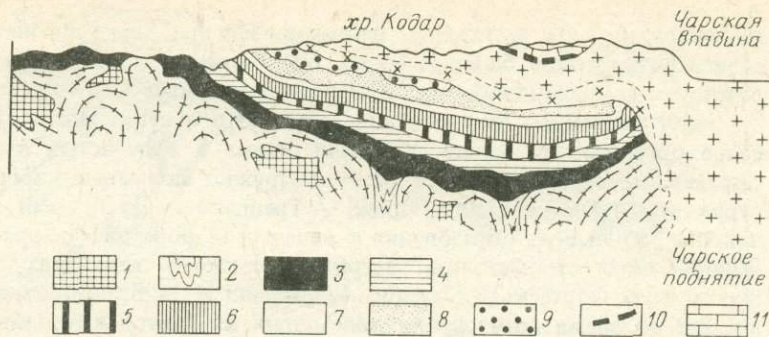


Рис.36. Идеализированный разрез через Кодаро-Удоканский прогиб и Кодаро-1 – архейские полиметаморфические образования чарской серии; Нижнепротероикабийская свита (3 – нижняя подсвита, 4 – средняя в Кодарской подзоне, 5 – 9 – верхняя читкандинская, 10 – александровская, 11 – бутунская; 12 – тая, 15 – пятая); 16 – намингская свита. Раннепротерозойские гранитоиды; 17 – 18 – постметаморфические порфиридные граниты кодарского комплекса (ра-

Кеменский лополит. По В.С. Федоровскому:

зойские образования: 2 – троговый комплекс; 3–16 – удоканская серия: 3–5 – верхняя) 6–11 – свиты: 6 – аянская, 7 – инырская, 8 – нижняя читкандинская, 15 – сакуканская свита (12 – первая подсвита, 13 – вторая, 14 – третья и четвертинметаморфические гранитоиды куандинского и ничатского комплексов, пакиви, гранодиориты и диориты краевой фации в подошве лополита)

Удоканской зоной стали понимать площадь современного распространения удоканской серии.

Следует подчеркнуть, что Кодаро-Удоканский прогиб располагается в одном из наиболее сложных и длительно развивающихся тектонических узлов Восточной Сибири. В его пределах субмеридиональные архейские структуры Чаро-Олекминского кратона сочленяются с северо-восточными субширотными складками и разломами Становика. Терригенная удоканская серия перекрывает архейские комплексы с резким угловым несогласием, но сама смята в складки и рассечена разломами. С юга-запада сюда распространяются неотектонические впадины и поднятия Байкальского рифта. Начиная с архея и вплоть до кайнозоя Удоканский район был ареной многообразного магматизма. Непосредственно удоканскую серию прерывают среднепротерозойский расчлененный габбро-анортозитовый Чинейский, Кодаро-Кеменский гранитоидный массивы. Кроме медистых песчаников известны архейские железистые кварциты, протерозойские магматические железотитановые и сульфидные медные руды, редкометальные пегматиты, разнообразные гидротермальные проявления.

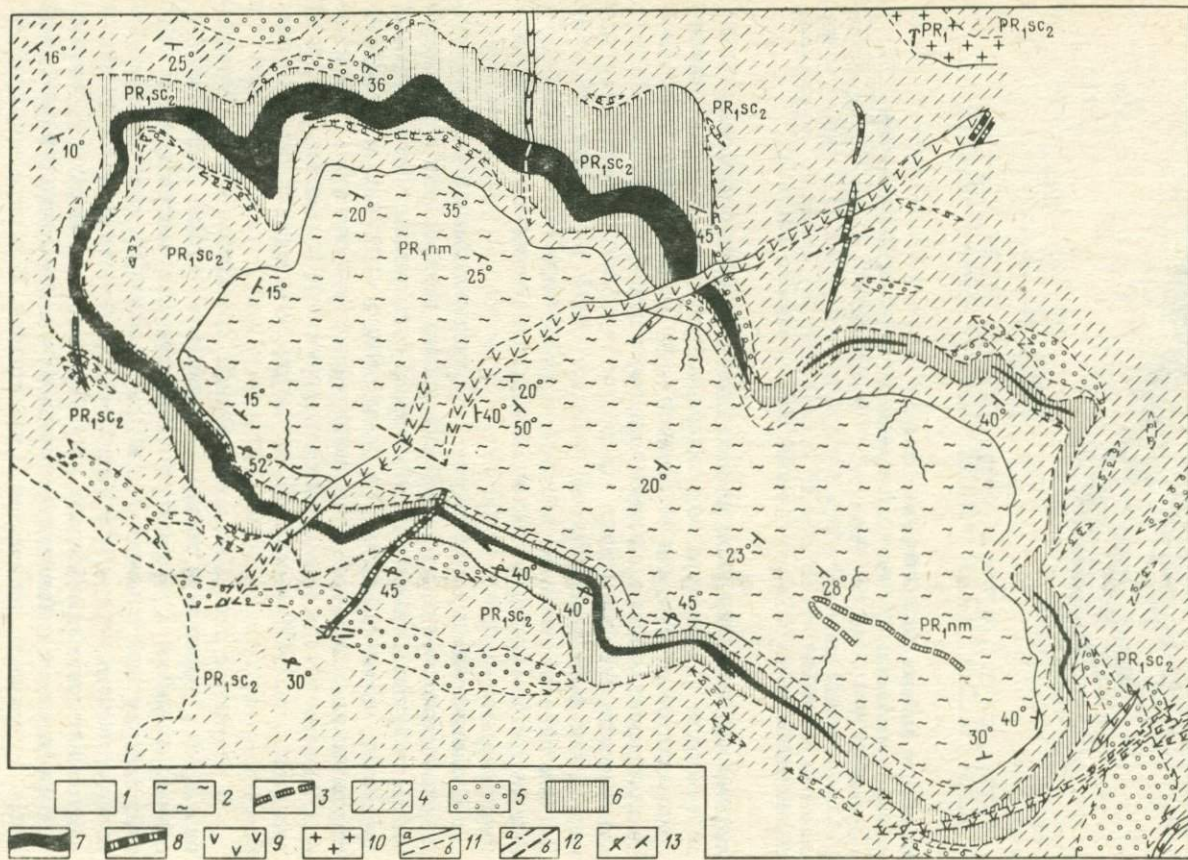
По данным В.С.Федоровского, во время накопления удоканской серии Кодаро-Удоканский прогиб был разделен на две почти равные зоны: Кодарскую и Удоканскую. Позднее удоканская серия испытала многофазные дислокации, зональный метаморфизм, и в нее внедрился гигантский Кодаро-Кеменский лополит. Эти процессы захватили также архейский фундамент, в котором возникли гранитоидные купола (рис.36).

Несмотря на то что гранитоиды локализованы в основном в архейском фундаменте, они имеют с удоканской серией активные контакты, для которых характерны мелкие дисгармоничные складки с

хаотической ориентировкой плоскостных и линейных элементов. Вблизи контакта температура метаморфизма удоканской серии отвечает силлиманитовой зоне, а в ее верхней части не превышает биотитовой зоны. Узкие линейные складки сопровождают также Кодаро-Кеменский лополит. В.Т.Свириденко показал, что слагающие его граниты принадлежат к формации пакиви. Кроме того, в удоканской серии В.С.Федоровский различает складки, трассирующие более ранние троговые структуры фундамента, и складки волочения, сопровождающие крупные разломы.

Геологические доказательства раннепротерозойского возраста удоканской серии принадлежат Л.И.Салопа. Их подкрепляют радиометрические датировки. Минимальный возраст гранулитового метаморфизма архейских пород определен Rb-Sr методом в 2800 млн.лет, синметаморфических гранитоидных интрузий в удоканской серии – в 2100 млн. лет (свинцово-изохронный метод), постметаморфических гранитов – в 1900 млн.лет (K-Ar метод по слюдам и валовым пробам).

В результате детальных исследований Л.И.Салопа, В.С.Федоровского и других удоканская серия расчленена на несколько свит. Непосредственно в районе Удоканского месторождения распространены пять свит (сверху вниз): намингская, сакуканская, бутунская, александровская, читкандинская. Их общая мощность составляет 6–10 км. В разрезе всех свит преобладают разнообразные песчаники, в намингской свите к ним добавляются аргиллиты и алевролиты, а в бутунской свите – горизонты доломитов и известняков. В разрезе сакуканской, александровской и читкандинской свит описаны конгломераты, гравелиты и конглобрекчи, но все они образуют маломощные линзы. По разрезу и по латерали с северо-востока на юго-запад намечается некоторое



уменьшение зернистости обломочных пород, что указывает на снос обломочного материала со стороны Алданского щита. В современной структуре отложения удоканской серии образуют ряд дугообразных синклиналильных складок, ограниченных гранитоидами Кеменской и Ингамакитской интрузий.

Геотектоническая природа удоканской серии вплоть до настоящего времени остается предметом дискуссий. Ю.В.Богданов рассматривает ее как платформенную и вместе с тем связанную с поздней стадией развития смежной складчатой области. По мнению Л.Ф.Наркелюна и других, удоканская серия накапливалась во внутриплатформенном прогибе и может быть разделена на пять формаций: песчано-сланцевую флишоидную; пестроцветную молассовую; терригенно-доломитовую слабосолюноватую; пестроцветную молассовую и глинисто-алевролитовую. Кроме того, существуют мнения о принадлежности удоканской серии к миогеосинклиналильным орогенным или протоорогенным, протоплатформенным отложениям. Автор присоединяется к последней точке зрения.

По данным Ю.В. Богданова, Ф.П. Кренделева, Л.Ф. Наркелюна, В.С. Четкина, горизонт медистых песчаников собственно Удоканского месторождения залегает в низах верхней подбиты сакуканской свиты и согласно с вмещающими породами протягивается по периметру синклиналильной складки, получившей название по р.Наминга. Отложения свиты наминга образуют замкнутое ядро складки. Мощность свиты достигает 520 м в северном крыле. Падение крыльев складки к центру; в южном крыле залегание слоев опрокинутое (рис.37).

Рудный горизонт располагается на 250–120 м ниже основания пород свиты наминга; это расстояние убывает с севера на юг, т.е. также в направлении сноса обломочного материала. Мощность рудного горизонта изменяется в том же направлении. Четких границ рудный го-

Рис.37. Литолого-фациальная схема Удоканского месторождения. По Ф.П.Кренделеву и др.:

1 — четвертичные отложения, литолого-генетические типы нижнепротерозойских отложений; 2–5 — отложения мелководного бассейна: 2 — тонкослоистые алевритоглинистые осадки мелководной фации, часто осушающейся прибрежной части бассейна с большим количеством знаков ряби, течений и трещин высыхания, 3 — меденосные тонкослоистые алевритоглинистые осадки мелководной фации прибрежной части бассейна, 4 — мелкозернистые песчаные осадки подводной фации дельты с неясной косою слоистостью, 5 — хорошо отсортированные песчаные осадки фации прибрежной зоны волнений с прослойками зерен естественно тяжелого шлиха; 6,7 — осадки надводной дельты: 6 — сравнительно слабо отсортированные косослоистые песчаные осадки русловых фаций с линзами песчано-глинистых осадков пойменно-озерных (?) фаций со знаками течения и трещинами высыхания, 7 — меденосные отложения надводной дельты, аналогичные 6; 8–9 — дайки: 8 — гранит-аплитов, кварцевых порфиров, 9 — габбро-диабазов; 10 — граниты порфиroidные биотитовые; 11 — геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 12 — зоны тектонических нарушений достоверные (а) и предполагаемые (б); 13 — элементы залегания пород

ризонт не имеет. Медистые песчаники представляют собой типично дельтовые отложения и приурочены к зоне замещения грубозернистых отложений мелкозернистыми. Установлено, что они сохраняют свое стратиграфическое положение на площади в десятки квадратных километров, что рудные тела имеют пластовый характер и участвуют в строении складчатых структур согласно с вмещающими толщами.

Мощность горизонта коррелируется с мощностью сакуканской свиты и ее подсвет, а уменьшение мощностей совпадает с направлением сноса обломочного материала, установленного по измерениям наклона косых слоев, валиков ряби, следов течения и других признаков, сохраняющихся на поверхности напластования. Принципиальных различий в химическом и минеральном составе рудовмещающих песчаников и рудных тел не наблюдается, если исключить обогащение рудных слоев медью, серой и сульфидами железа. Одинаковыми оказываются и комбинации сопутствующих элементов-примесей.

Руды подразделяются на три минеральных типа: пирит-халькопиритовый, халькопирит-борнитовый и борнит-халькозиновый. В их размещении намечается зональность по латерали и в разрезе меденосной толщи. Как правило, борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовому, а пирит-халькопиритовые — к более глубоководным фациям. Таким образом, литологические и минералого-геохимические признаки доказывают осадочное происхождение медистых песчаников Удокана. Однако, по мнению Ю.В.Богданова, седиментационные концентрации меди были небольшими, а промышленные руды возникли в результате диагенеза и катагенеза. Ф.П.Кренделев и другие различают на Удоканском месторождении пять парагенетических ассоциаций минералов, возникших в такой последовательности: I этап — осадконакопление и диагенез; II этап — эпигенез; III этап — региональный метаморфизм; IV этап — контактовый метаморфизм; V — постмагматический гидротермальный метаморфизм.

Реликтовые минеральные ассоциации I—II этапов включают гидрослюда, гидроксиды железа, регенерационные каемки обломочных кварцевых зерен и, возможно, халькопирит, борнит, халькозин, пирит. Основная масса руд относится к III этапу и представлена перекристаллизованным сульфидно-кварц-кальцит-серицитовым цементом песчаников с переменными количествами борнита, халькопирита, халькозина. Вне рудных тел цемент сложен кварцем, кальцитом, серицитом, что доказывает одинаковые низкотемпературные условия регионального метаморфизма медных руд и вмещающих пород. Эпигенетические ассоциации IV и V этапов обычно развиваются в виде прожилков и тяготеют к контактам гранитных интрузий и основных даек, пересекающих меденосные горизонты. При этом вторичный борнит замещает халькопирит, а в краевых частях габбро-диабазов происходит ассимиляция меди из окружающих рудоносных песчаников.

Один из наиболее сложных вопросов геологии Удокана связан с выяснением источников меди. Палеофациальные реконструкции пока-



зывают, что терригенный материал переносился речными потоками с севера. Предполагается, что медь транспортировалась в растворенном виде и отлагалась в результате смешения пресных вод с солоноватыми водами озера или мелководного морского бассейна. Однако остаются неясными причины избирательной концентрации меди на небольшой площади.

Предполагается, что она могла поступать с Алданского щита в результате размыва архейских медно-железных месторождений. Но существование таких месторождений пока не доказано. Кроме того, медистые песчаники располагаются в верхней части многокилометрового разреза удоканской серии, и границы бассейна седиментации также неясны.

### ЮДОМО-МАЙСКИЙ ПРОГИБ

Зоны перикратонных опусканий выделены Е.В.Павловским в качестве платформенных структур первого порядка. Их отличает унаследованное развитие в течение нескольких геологических периодов, большая мощность осадочных пород, наличие смежных геосинклинальных зон. Согласно В.Е.Хаину, перикратонные прогибы представляют собой широкие (до 1000 км) полосы резко погруженного фундамента, которые отделяются от щитов и плит крупными разломами фундамента и обладают наиболее полными разрезами чехла, включая самые молодые отложения.

Юдомо-Майский перикратонный прогиб в целом отвечает этим определениям [4]. Он протягивается вдоль восточной границы Алданского щита на несколько сотен километров, будучи отделен от него Нельканским разломом, и заполнен мощными (до 10–12 км) карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего протерозоя и кембрия (рис.38). Фундамент прогиба, вероятно, сложен архейскими — нижнепротерозойскими ультраметаморфическими породами. Сейчас он опущен на большую глубину и недоступен для непосредственного изучения. На протяжении всей зафиксированной геологической истории в пределах прогиба сохраняется устойчивая тенденция к опусканию. Намечаются два полных и один неполный циклы осадконакопления, соответствующие уянской, учурской, майской, и уйской сериям среднего — верхнего протерозоя. Каждый из циклов начинался с формирования трансгрессивной серии терригенных осадков и заканчивался образованием существенно карбонатных отложений. Этап завершился формированием крупных продольных разломов, часть которых заложились в период накопления осадочных толщ. В кембрии подобная цикличность отсутствовала; разрез осадочных толщ представлен преимущественно карбонатными породами. В послекембрийское время тенденция к прогибанию выразилась в возникновении в центральной части прогиба среднепалеозойского Аллах-Юнского (Южно-Верхоянского) синклиория, унаследовавшего структурный план Юдомо-Майского прогиба. На остальной части прогиба

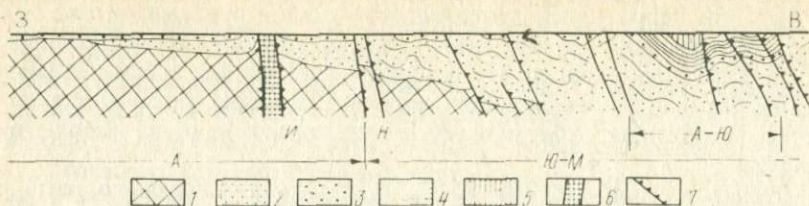


Рис.38. Схематический геологический разрез через восточную часть Алданского щита (А), Юдомо-Майский перикратонный прогиб (Ю-М) и Аллах-Юнский синклиниорий (А-Ю) [4]

1 - архейский кристаллический фундамент; 2 - терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя; 3 - карбонатные отложения венда-нижнего кембрия; 4 - карбонатно-терригенные отложения силура-карбона; 5 - терригенные отложения перми; 6 - позднепротерозойский ультраосновной - щелочной Инаглинский массив; 7 - разломы; Н - Нельканский разлом

этому времени соответствовало оживление движений в зонах разломов с формированием диабазов.

Тектонические структуры прогиба очень своеобразны. Разрывные нарушения преимущественно протяженные (до 300 км), продольные взбросы ориентированы согласно складчатым сооружениям. Складки представлены гребневидными, реже сундучными и килеобразными антиклиналями и пологими широкими (корытообразными) синклиналями. Для них характерна линейная вытянутость в меридиональном направлении и резко проявленная асимметрия складок, обусловленная надвиганием антиклинальных структур с востока на запад по крупным взбросам и уменьшением в том же направлении общей дислоцированности пород и интенсивности перемещений по разломам.

Существуют две точки зрения на время образования складчатых структур. Согласно первой они связаны с эпохой предкембрийской структурной перестройки Сибирской платформы. Вторая - предполагает сопряженность этих структур с мезозойскими движениями Верхояно-Колымской области и тесную генетическую связь складчатых дислокаций с разрывными нарушениями.

Анализ гравитационного и магнитного полей, а также морфологии складчатых и разрывных нарушений позволил А.Л.Ставцеву сделать вывод о том, что даже крупные разломы не проникают в кристаллический фундамент и что в современном виде Юдомо-Майский прогиб представляет собой чешуйчато-надвиговую зону. В то же время основные разломы возникли в докембрии. В частности, рифейский возраст Нельканского, Челатского, Улаханбамского разломов, а также поперечных субширотных Дыгдинского и Урахаинского устанавливается по заметным изменениям фаций и мощностей отложений уйской серии верхнего протерозоя.

Предполагается, что в поздней юре глубокопогруженная окраин-

ная часть платформы, в пределах которой кристаллический фундамент был перекрыт мощной толщей терригенно-карбонатных пород, испытала интенсивное сжатие, обусловленное формированием Южно-Верхоянской складчатой системы. В результате в осадочном чехле возникли сплошные срывы, параллельные поверхности фундамента, по которым и произошло движение масс горных пород в западном направлении.

Наиболее пластичные верхнепротерозойские аргиллиты, слагающие мощные и выдержанные пласты в нижней части разреза осадочного чехла (омнинская, тоттинская свиты, пачки аргиллитов в маильской свите), послужили, вероятно, горизонтами скольжения. Одновременно активизировались зоны древних меридиональных разломов, породы чехла деформировались в узкие гребневидные антиклинали, и в зонах крупных разломов на поверхность местами были выведены низкие горизонты осадочного чехла, которые по линиям разломов пришли в соприкосновение с палеозойскими и юрскими породами.

Металлогению Учуро-Майского перикратонного прогиба определяют стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных отложениях венда, незначительные пластовые залежи окисленных и сидеритовых железных руд и фосфоритов в терригенных породах протерозоя, а также проявления гидротермальной минерализации в связи с мезозойскими интрузиями.

Наибольший интерес представляют свинцово-цинковые месторождения Сарданского района. Рудовмещающая юдомская свита здесь имеет мощность 220–230 м, стратиграфически несогласно залегают на верхнерифейских терригенных отложениях и выше по разрезу без перерыва сменяется глауконитсодержащими известняками нижнего кембрия. Ее возрастные границы определены М.А. Семихатовым в  $675 \pm 25$  и  $570 \pm 10$  млн. лет.

По данным Г.В. Ручкина и других, юдомская свита подразделяется на нижнюю терригенно-карбонатную и верхнюю карбонатную пачки и вместе с рифейскими и кембрийскими отложениями смята в субмеридиональные асимметричные складки, которые осложнены крупными продольными разломами. Восточные крылья антиклиналей пологие, западные — крутые, местами опрокинутые.

Четкая стратиграфическая приуроченность свинцово-цинковых руд к карбонатным породам верхнеюдомской подсвиты, пластовый характер большинства рудных залежей, связь их с зонами конседиментационных поднятий, наличие галенита в фосфатных конкрециях свидетельствуют о первично-осадочной природе рудных концентраций. В то же время некоторые признаки свидетельствуют об эпигенетическом происхождении рудных залежей: их локализация в интенсивно доломитизированных известняках; выклинивание около диагональных и поперечных разрывных нарушений; многостадийный характер процесса рудообразования, включающий пирит-сфалеритовую, галенит-сфалеритовую и доломит-кальцитовую стадии; высокие температуры гомогенизации первичных газово-жидких включений в сфалеритах, доломитах, кальцитах ( $260-320^\circ\text{C}$ ).

Возраст свинцово-цинкового оруденения Сарданского района и его источники точно не определены. Предполагается, что первичные концентрации металлов возникли на стадии позднего диагенеза — раннего катагенеза карбонатных пород венда и что перераспределение рудного вещества относится к более поздним периодам геологической истории, включая мезозой. Пириты вмещающих пород характеризуются широкими вариациями  $\delta^{34}\text{S}$  (от  $-15$  до  $+29\%$ ), указывающими на биогенный источник серы. В пиритах, галенитах, сфалеритах рудных залежей сера имеет более однородный изотопный состав, соответствующий сульфатной сере.

Исследования изотопного состава свинца галенитов Сарданского района, выполненные И.В.Чернышевым и Д.И.Павловым, показали, что вариации изотопов отвечают единой эволюционной кривой, интерпретированной как результат смещения свинцов с модельным возрастом 750 и 150 млн. лет.

Таким образом, свинцово-цинковые месторождения имеют многие признаки месторождений типа Миссури-Миссисипи, которые залегают в палеозойских карбонатных породах во внутренних частях древних платформ. Но они имеют более древний возраст и локализируются в перикратонном прогибе. Очевидно, в истории формирования Юдомо-Майского прогиба и свинцово-цинковых месторождений Сарданы мы видим сочетание двух разновозрастных процессов. Первый из них — образование перикратонного опускания и первичное обогащение вендских карбонатных отложений рудными компонентами, второй — мезозойская тектономагматическая активизация краевой части Сибирской платформы, перераспределение рудных компонентов и возникновение свинцово-цинковых месторождений в их современном виде.

\* \* \*

1. Длительный и сложный процесс консолидации континентальной земной коры завершился 2,6–3,0 млрд. лет назад, когда на размытой поверхности архейских кратонов начали формироваться протоплатформенные осадочно-вулканогенные чехлы. Они заполнили изолированные эпикратонные впадины, с которыми связаны крупные месторождения золота, урана, железа, не имеющие аналогов в более поздние периоды геологической истории.

2. Ведущая роль экзогенных процессов в образовании этих месторождений подтверждается все новыми фактами, будь то механическая транспортировка золота и урана или химическое осаждение железа и меди. Тем не менее источники рудных компонентов и причины концентрации руд в отдельных впадинах остаются неясными. Не исключено, что пространственное положение металлоносных конгломератов Витватерсранда, медистых песчаников Удокана, железистых кварцитов

Хамерсли связано с латеральной изменчивостью не только поверхностных, но и глубинных зон литосферы.

3. Осадочные чехлы древних платформ возникли на рубеже 1,6 — 1,4 млрд. лет и продолжали свое развитие в фанерозое. Отсутствие резких изменений на границе докембрия и кембрия подтверждает приуроченность фосфоритов верхнего протерозоя и кембрия к единой серии карбонатно-терригенных отложений, а также сходство стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах венда и палеозоя.

## Глава V. ОБЛАСТИ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как уже отмечалось, в конце архея — начале протерозоя стабилизированные блоки континентальной земной коры были рассечены крупными разломами и испытали интенсивные деформации, сопровождавшиеся субаэральным вулканизмом и осадконакоплением, внедрением интрузий ультраосновного, щелочного и кислого состава, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, мощным и разнообразным эндогенным оруденением.

О тектонической и металлогенической активизации континентальных блоков земной коры в докембрии писали многие исследователи. Но границы докембрийской активизации не были точно определены, и разные исследователи связывали с ней образование разных месторождений полезных ископаемых.

С.Е.Колотухина одной из первых высказала идею о связи "молодых гранитов" Африки и сопровождающих их месторождений с зонами рифейской активизации. А.А.Бухаров и П.М.Хренов отметили, что среднепротерозойский Прибайкальский вулканический пояс по своей геотектонической позиции, истории развития и металлогеническим признакам обнаруживает значительное сходство с эпиконтинентальными мезозойскими вулканическими поясами Восточной Азии. В.Т.Свириденко на примере Чарско-Алданского района выделил пять магматических формаций областей протерозойской активизации: расслоенных габбро-норит-анортозитов; мигматит-гранитовую; гранитов-рапакиви; докембрийских траппов и габбро-сиенит-монцонитовую. По данным Я.К.Белевцева, на Украинском щите проявлены две эпохи активизации: среднепротерозойская (1,9—1,6 млрд.лет) и верхнепротерозойская (около 1,2 млрд. лет). С первой связано внедрение микроклиновых гранитов кировоградского типа, гранитов-рапакиви и анортозитов, формирование рудоносных тектонометасоматических зон, со второй — вулкано-

тектонических структур, массивов щелочных гранитов, проявление калиевого метасоматоза и др. Л.В. Григорьева выделила на Балтийском щите три этапа протерозойской активизации (1,8 – 1,6; 1,4 – 1,3 и 1,0 – 0,9 млрд лет) и отметила, что в металлогеническом отношении наиболее продуктивным был первый этап (месторождения титана, железа, олова, вольфрама, молибдена и др.).

В большинстве работ основное внимание уделено тем особенностям геологического процесса, которые являются общими для областей докембрийской и мезозойской активизации. Действительно, в тектоническом и металлогеническом отношении области протоактивизации обнаруживают большое сходство с областями тектономагматической активизации, возникшими в фанерозое. Их объединяют наложение новых тектонических движений на ранее консолидированные массивы, решающая роль дизъюнктивных нарушений, преобладание субаэральных осадочных и вулканогенных отложений, интенсивный магматизм, широкое развитие магматогенных рудных месторождений. Но между теми и другими областями есть и большие различия в новообразованных структурах, характере магматизма и эндогенного оруденения [19].

Области протоактивизации возникли в результате деструкции архейских кратонов, протоплатформ и консолидированных протогеосинклинальных поясов; области тектономагматической активизации — на месте древних и молодых платформ, а также складчатых поясов палеозойского и кайнозойского возраста. Протоактивизация началась в конце архея, достигла максимума в середине протерозоя и закончилась в рифее. Тектономагматическая активизация происходила в течение фанерозоя, получив максимальное развитие в мезозое. Системы крупных разломов протерозоя, как правило, представлены зонами дислокационного метаморфизма наиболее глубинного типа — инъекционными мигматитами, бластомилонитами амфиболитовой фации и т.д. Более молодые разрывы относятся к близповерхностному типу, частично наследуют положение докембрийских разломов, частично развиваются по своему особому плану. Эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные толщи сложены вулканитами основного и кислого состава и в отдельных случаях переходят в мелководные морские фации. Для наложенных структур в областях тектономагматической активизации характерны терригенные угленосные отложения в сочетании с эффузивными и пирокластическими породами среднего—кислого состава. Отличительная особенность областей протоактивизации — внедрение гигантских мантийных интрузий ультраосновного, основного, кислого состава и первых в геологической истории полиформационных магматических комплексов центрального типа. В областях тектономагматической активизации преобладают гипабиссальные и субвулканические интрузии кислого, субщелочного и щелочного состава. Как и для других раннедокембрийских структур земной коры, для областей протоактивизации типично широкое проявление метаморфизма. В мезо-кайнозойских зонах активизации метаморфизм ограничен контактными ореолами

молодых интрузий. Соответственно типоморфные рудные месторождения в областях протоактивизации представлены магматическими залежами медно-никелевых, хромитовых, платиновых и титановых руд в ассоциации с базитами-гипербазитами, метаморфогенными редкометальными и слюдоносными пегматитами, постметаморфическими гидротермальными месторождениями типа щелочных метасоматитов. Областям тектономагматической активизации присущ широкий набор постмагматических гидротермальных месторождений олова, вольфрама, молибдена, поствулканических гидротермальных месторождений золота, урана, флюорита, стратиформных месторождений свинца и цинка, редкометальных карбонатитов и алмазоносных кимберлитов.

В зависимости от ведущего рудообразующего процесса области протоактивизации были разделены автором на четыре типа: тектоноплутонический, тектоновулканический, тектонометаморфический и тектонометасоматический. Следует отметить, что первые два типа выделяются и при других подходах к тектоническому районированию докембрия. Так, например, вулканические пояса акитканского типа и граниты рапакиви в мобилистском варианте геосинклинальной теории рассматриваются как показатели становления раннедокембрийской континентальной земной коры. Все исследователи относят расслоенные основные—ультраосновные комплексы к особой группе магматических формаций. Чаще всего их трактуют как платформенные интрузии. Но внедрение этих интрузий и формирование субаэральных вулканических поясов акитканского типа несомненно было связано с изменением тектонического режима, новыми крупными расколами ранее стабилизированной земной коры.

Следует отметить, что количественные соотношения между осадочными, эффузивными и плутоническими породами в вулканических поясах колеблются в широких пределах. Меняется и состав магматических пород от кислого до основного и ультраосновного. В некоторых районах осадочно-вулканогенные толщи претерпели интенсивные деформации и метаморфизм и превратились в шовные зоны.

Н.А.Божко показал, что многие раннедокембрийские метаморфические комплексы Африки, Южной Америки, Индии испытали повторное, иногда неоднократное воздействие тектоники, магматизма, метаморфизма в эпохи значительно более поздние, чем время их первичной консолидации, что вызвало соответствующее радиогеологическое омоложение. Эти явления Н.А.Божко обозначил термином "тектонотермальная переработка". По мнению автора, такая переработка — лишь одно из выражений процесса протоактивизации.

Как правило, верхние части рудоносных тектонометасоматических зон уничтожены эрозией. Однако, в тех редких случаях, когда размыв невелик, можно проследить их связь с депрессиями, заполненными субаэральными отложениями.

Примеры для детального описания выбраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать разные типы областей протоактивизации: текто-

ноплутонический (Великая Дайка Зимбабве, Бушвельд и комплекс Палабора), тектоновулканический (Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона и Аkitканский вулканический пояс), тектонометаморфический (Северо-Байкальский полиметаморфический пояс) и тектонометасоматический (впадина Атабаска и ее обрамление).

#### **ВЕЛИКАЯ ДАЙКА ЗИМБАБВЕ, БУШВЕЛЬД И КОМПЛЕКС ПАЛАБОРА**

По справедливому замечанию Г. Уиндли [50] внедрение в раннем и среднем протерозое гигантских основных—ультраосновных интрузий обозначило новую стадию в развитии земной коры, когда древнейшие континентальные массивы впервые были рассечены системами крупных региональных разломов. Эти интрузии представлены стратифицированными мафит — ультрамафитовыми комплексами (Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка Зимбабве, Мончегорский и Чинейский плутоны) и поясами долеритовых даек. Интрузии пересекают архейские супракратальные пояса, окружающие поля гранитогнейсов и местами проникают в слабометаморфизованные протоплатформенные отложения. В последнем случае их наложенный характер относительно архейских кратонов очевиден. Но если протоплатформенный чехол отсутствует, геологические и геохронологические данные допускают различную интерпретацию геотектонической природы рассматриваемых интрузивных комплексов.

Особый интерес в этом плане представляет Великая Дайка Зимбабве (рис.39). Она протягивается на расстояние 550 км при ширине 4 — 12 км от южной до северной границы кратона Зимбабве и явно наложена на его более древние структуры. На основании геологического картирования, выполненного в 50-е годы, Б.Ворст пришел к выводу, что дайка состоит из четырех стратифицированных комплексов (Музенгеци, Хартли, Селюкве и Ведза), которые имеют более пологое падение к центру дайки, чем ее контакты. Каждый комплекс начинается циклической серией ультраосновных пород и заканчивается габброидами. В основании цикла располагается хромитовый горизонт, затем следуют серпентиниты и пироксениты. В комплексе Хартли известно 11 хромитовых горизонтов, которые обладают небольшой мощностью (5—15 см) и одновременно удивительной выдержанностью на протяжении десятков километров. Габброиды имеют согласный контакт с циклической серией и снизу вверх представлены анортозитовыми габбро, габбро, норитовыми габбро и кварцевыми габбро. Считается, что ультрабазиты и базиты образовались в результате неоднократных инъекций мантийных магм и последующей внутрикамерной дифференциации. Что касается пологого синклинального залегания ультраосновных и основных пород внутри дайки, то оно объяснялось грабенообразным опусканием дна камеры.

Открытие богатого платиноносного горизонта в массиве Стиллуотер стимулировало повышенный интерес к расслоенным мафическим—



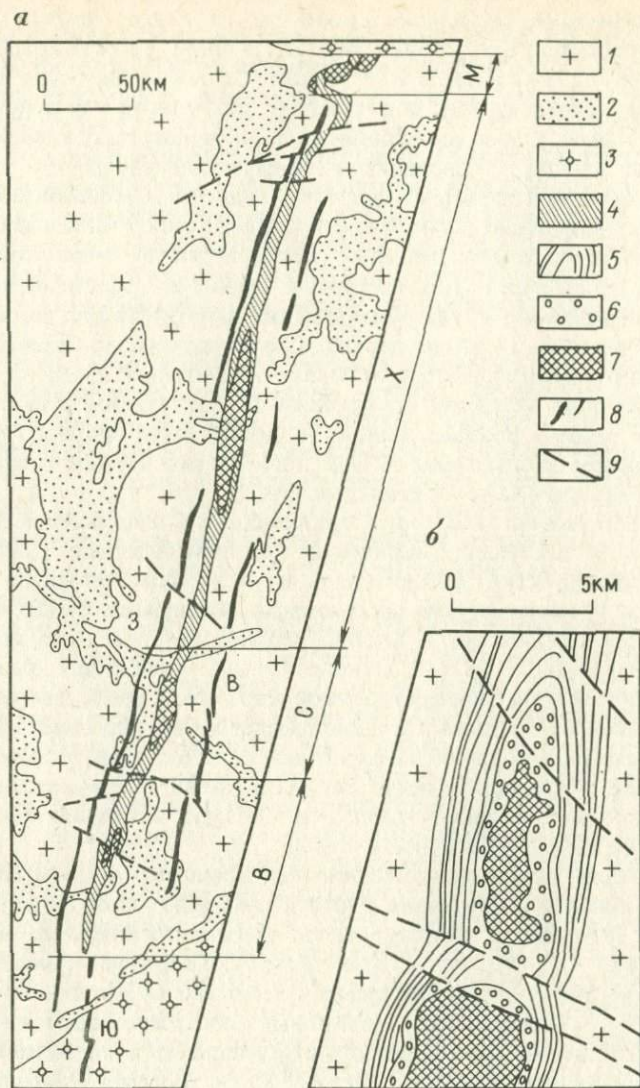


Рис.39. Геологическая позиция Великой Дайки Зимбабве (а) и ее внутреннее строение в районе шахты Ведза (б). По А.Вильсону и М.Прендергасту.

1 — архейские гранитоиды; 2 — архейские зеленокаменные породы; 3 — раннедокембрийские глубокометаморфизованные породы; 4–7 — Великая Дайка: 4 — ультрамафическая серия, 5 — циклическое чередование дунитов и пироксенитов, 6 — верхний горизонт пироксенитов с Главной сульфидной зоной, 7 — мафическая серия; 8 — спутные дайки (В — Восточная, З — Западная, Ю — Южная); 9 — разрывные нарушения. Мафит-ультрамафитовые комплексы: М — Музенгези, Х — Хартли, С — Селюкве, В — Ведза.

ультрамафическим интрузиям докембрия, и в том числе к Великой Дайке Зимбабве, где проявления платиновой минерализации были обнаружены еще в 1924 г. В результате за последние годы получены обширные новые данные о структуре, петрологии и рудоносности Великой Дайки. Согласно А. Вильсону и М. Прендергасту главные выводы из проведенных исследований заключаются в следующем.

Бурением подтверждено пологое — вплоть до горизонтального — залегание габброидов и циклической серии в осевой части дайки. Однако гравиметрические наблюдения показали, что по мере удаления от дневной поверхности горизонтальные размеры стратифицированной залежи мафических и ультрамафических пород быстро уменьшаются и на глубине в 2—3 км она переходит в почти отвесное плитообразное тело дунитов. Последнее имеет мощность около 1 км и прослежено геофизическими методами до глубины 12 км. Таким образом, в поперечном разрезе Великая Дайка Зимбабве имеет форму трубы или горна, причем наблюдаемая в ней пологая расслоенность характерна лишь для верхнего чашеобразного раструба.

Б. Ворст рассматривал поля габброидов как индикаторы каналов, по которым поступали мафические—ультрамафические расплавы, и представлял структуру каждого из четырех комплексов в виде длинной лодки. Но петрологические исследования обнаружили сходство между комплексами Музенгези и Хартли, с одной стороны, и комплексами Селюкве и Ведза, с другой. Одновременно с помощью геологических и геофизических наблюдений установлено, что в месте соприкосновения комплексов Хартли и Селюкве расслоенная серия имеет минимальную мощность, а подводящее дунитовое тело отсутствует. Отсюда возникла идея о том, что Великая Дайка Зимбабве образовалась в результате внедрения мантийных расплавов из двух самостоятельных магматических камер — Северной и Южной.

Мощность ультрамафитовой серии в комплексе Хартли составляет 2200 м. Нижняя часть серии сложена главным образом дунитами и содержит пять-шесть тонких слоев высококачественных хромитов ( $43-54\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Cr} : \text{Fe}$  от 2,6 до 3,5 : 1). В верхней части наблюдаются циклические переходы от дунитов через гарцбургиты и оливинные бронзититы к бронзититам. Хромитовые слои располагаются в основании циклов, имеют несколько большую мощность, но отличаются меньшими содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (36—49 %) и другими соотношениями  $\text{Cr} : \text{Fe}$  (2,8—3,2 : 1).

В вертикальном разрезе платиновая минерализация располагается на расстоянии от 10 до 50 м ниже габбро и норитов мафической серии в так называемой Главной сульфидной зоне или Потейто рифе. Эта зона имеет мощность 1—2 м, тяготеет к контакту бронзитита с вышележащим вебстеритом и содержит вкрапленность пирротина, халькопирита, пирита и пентландита. Элементы платиновой группы заключены главным образом в спериллите, мончите, меренските, холлингворзите. Повышенные концентрации платины и палладия фиксируются обычно

в верхней и нижней части Главной сульфидной зоны. При этом вблизи контактов Великой Дайки мощность зоны несколько уменьшается, а количество сульфидных минералов и отношение  $Pd : Pt$  и  $Cu : Ni$  увеличиваются.

Выше Главной сульфидной зоны среди вебстеритов иногда располагаются грубозернистые габбропегматиты. Они обогащены сульфидами, но не содержат платиновой минерализации. Лишены ее и хромитовые слои, располагающиеся ниже по разрезу. Нередко в Главной сульфидной зоне присутствуют водосодержащие силикатные минералы. Чаще всего это амфиболы, заместившие пироксены в конце магматического процесса.

Циклическая серия Великой Дайки обнаруживает большое сходство с расслоенными ультрамафическими сериями Бушвельда и Стилуотера. Совокупность геологических, петрологических и геохимических данных свидетельствует о том, что хромиты, а также сульфидная и платиновая минерализация в Великой Дайке также имеют магматическое происхождение. Предполагается, что более ранние кумулятивные сульфиды способствовали осаждению элементов платиновой группы из обогащенного ими жидкого слоя, перемещавшегося внутри магматической камеры.

Отметим, что реконструкция верхней части такой камеры применительно к Великой Дайке Зимбабве встречает большие трудности, поскольку от размыва сохранилась далеко не вся мафическая серия. В комплексе Хартли она имеет мощность 1150 м, в комплексе Селюкве — 270 м. Наблюдения вдоль восточной границы комплекса Ведза показывают, что кровлей мафической серии здесь служили архейские граниты и что субмеридиональные контакты Великой Дайки Зимбабве не везде сопровождаются разломами, но в некоторых участках имеют интрузивную природу с явными признаками закалки, появлением гибридных норитов, полевошпатовых пироксенитов и т.д.

Секущее положение Великой Дайки Зимбабве относительно более древних структур одноименного кратона станет еще более очевидным, если учесть, что она сопровождается сателлитными дайками, которые подразделяются на две группы. Дайки первой группы сложены гарцбургитами, оливинowymi гарцбургитами, бронзититами и служат естественным продолжением самой Великой Дайки. При этом Южная сателлитная дайка выходит за пределы кратона Зимбабве и распространяется в глубоко метаморфизованные породы подвижного пояса Лимпопо. Дайки второй группы проходят параллельно Великой Дайке на расстоянии 3—30 км от нее, имеют мощность 100—300 м и сложены габбро и габброноритами. Показательно, что более молодые широтные разломы смещают как Великую Дайку, так и ее сателлиты.

Вместе с тем внедрение Великой Дайки Зимбабве было связано с предшествующей геологической историей кратона Зимбабве, и Дж. Вильсон объединяет ее вместе с архейскими зеленокаменными поясами и гранитоидами в единый "комплекс основания". В южной части

кратона в обширных полях архейских гранитоидов обнаружены тоналиты, имеющие по данным Rb - Sr метода возраст 3,5 млрд.лет. Предполагается, что это реликты древнейшей сиалической коры, на которой формировались ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса. В разрезе тех и других наряду с кремнистыми сланцами, железистыми кварцитами, филлитами присутствуют кислые, основные и ультраосновные вулканы, в том числе коматиитовые базальты и коматииты, а также силлы мафических и ультрамафических пород, подвергшиеся складчатости и метаморфизму. Металлогению зеленокаменных поясов Зимбабве определяют жильные и стратиформные месторождения золота в железистых кварцитах, никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами, крупные хромитовые и асбестовые месторождения в метасулфидных породах.

Формирование позднеархейских зеленокаменных поясов завершилось внедрением гранитных интрузий. Многочисленные изохронные Rb - Sr определения датируют их в  $2625 \pm 25$  млн.лет. М.Хикман с помощью того же метода установил, что мафические породы Великой Дайки имеют возраст  $2514 \pm 16$  млн.лет. Результаты других исследователей согласуются с его оценкой. По мнению Дж.Вильсона мафит-ультрамафитовые комплексы Великой Дайки Зимбабве завершили многоэтапное проявление мантийного магматизма в интервале 3,5 — 2,5 млрд.лет. Образование позднеархейских зеленокаменных поясов было сопряжено с рифтогенезом более ранней сиалической коры. Великая Дайка Зимбабве также внедрилась в обстановке растяжения сиалической коры, которая к этому времени уже была полностью консолидирована, и Дж.Вильсон рассматривает Великую Дайку в качестве "недоразвитого аналога" зеленокаменных поясов.

Однако эта аналогия неприменима к другим расслоенным мафическим-ультрамафическим интрузивам и прежде всего — к Бушвельдскому комплексу, который располагается вблизи северной границы кратона Каапвааль и пространственно связан с раннепротерозойской впадиной Трансвааль (рис.40). Последняя заполнена неметаморфизованными осадочными и вулканогенными породами одноименной супергруппы и почти соприкасается со впадиной Витватерсранд.

Согласно традиционной точке зрения Бушвельдский комплекс внедрился 2 млрд.лет назад и кристаллизовался в две фазы в спокойной тектонической обстановке. Она способствовала глубокой дифференциации мафических-ультрамафических пород первой фазы, которые обладают четкой стратификацией, разделяются на нижнюю, переходную, критическую и главную норитовую зоны и содержат крупные месторождения хромитовых платиновых, титановых руд, в том числе знаменитый риф Меренского. Кроме того среди расслоенных пород первой фазы встречаются трубообразные пегматоидные тела ультраосновного состава с никелевым, титановым, ванадиевым оруденением. Ко второй фазе принадлежат граниты и гранофиры, которые сопровождаются пегматитовыми, грейзеновыми и гидротермальными месторождениями олова и гидротермальной свинцовой минерализацией.

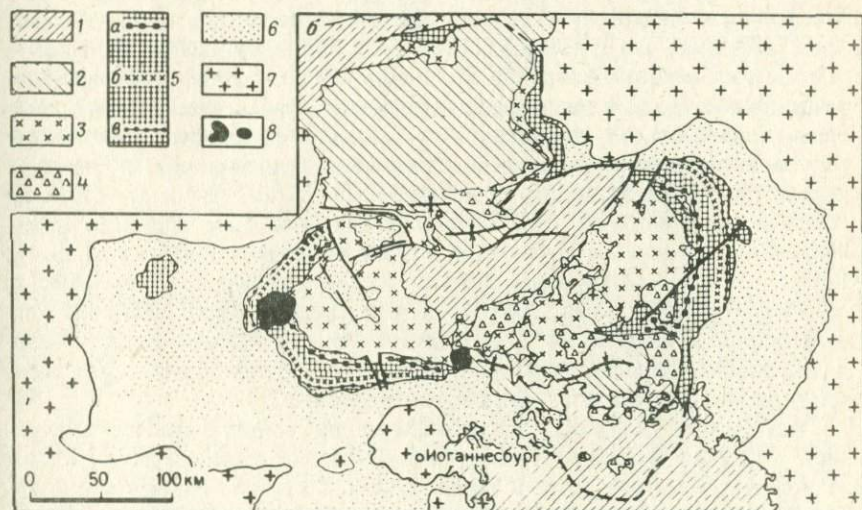
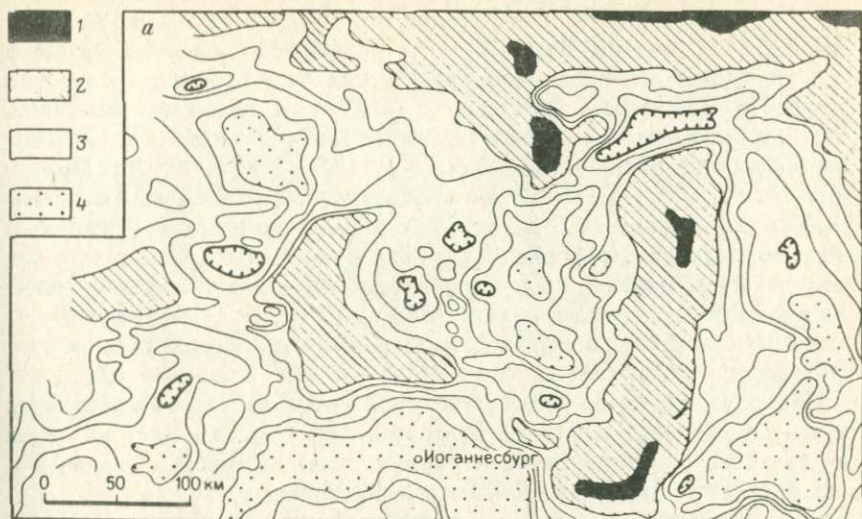


Рис.40. Отражение в гравиметрическом поле и геологическое строение Бушвельдского комплекса. По Т.Ирвину и др. [38].

*a* – интенсивность гравитационного поля ( $10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>): 1 – 110–80, 2 – 80–40, 3 – 40–0, 4 – 0– –30; *б* – геологическая карта Бушвельдского комплекса; 1 – супергруппа Карру; 2 – супергруппа Уотерберг; 3–5 – Бушвельдский комплекс: 3 – граниты, граптофиты, 4 – фельзиты, граптофиты, 5 – ультрамафиты (*a* – магнетитовый горизонт, *б* – риф Меренского, *в* – хромитовый горизонт); 6 – супергруппа Трансвааль; 7 – дотрансваальский фундамент; 8 – сиены, карбонатиты массива Пилансберг

Бушвельдский комплекс представляет собой крупнейший интрузив мира и изучается более 100 лет, но многие вопросы его геологии и рудоносности еще не решены. Критический обзор нерешенных проблем составлен Д. Хантером. Уже давно привлекают внимание расположение Бушвельдского комплекса на продолжении Великой Дайки Зимбабве, однако они имеют различный возраст (2,5 и 2 млрд лет) и разделены протерозойским подвижным поясом Лимпопо. Центральная часть Бушвельдского комплекса совпадает с осевой частью впадины Трансвааль, но гравиметрические данные свидетельствуют о сравнительно неглубоком залегании мафических и ультрамафических пород и об отсутствии их даек в более низких слоях земной коры. Согласно палеорекострукциям Бушвельдский комплекс формировался на сравнительно небольшом расстоянии от поверхности (около 4–5 км). В целом массив имеет коническую форму со сравнительно пологим падением стратификации к центру. Отсюда возникает проблема пространства, занятого ныне интрузивом. Наиболее вероятной представляется гипотеза о погружении и частичном переплавлении вмещающих пород.

Хотя отдельные дайки и штоки гранитов отчетливо пересекают расслоенную мафическую—ультрамафическую серию, Де Ваал высказал предположение, что главная масса кислых пород Бушвельдского комплекса, относимых ко второй фазе, возникла в результате перекристаллизации фельзитов, входящих в супергруппу Трансвааль. Г. фон Грюневальдт установил, что при внедрении основной магмы фельзиты подвергаются частичному плавлению с образованием гранофилов и гранодиоритов. Последние датировки с помощью U - Pb, Rb - Sr и Sm - Nd методов не противоречат этим предположениям и дают для всего Бушвельдского комплекса почти одни и те же значения, а именно (млн лет):  $2049 \pm 152$  для нижней зоны,  $2054 \pm 155$  для критической зоны,  $2085 \pm 155$  для главной зоны,  $2087 \pm 24$  для верхней зоны,  $2000 \pm 30$  для гранофилов и  $2010 \pm 20$  для гранитов. Тем не менее вопрос о генезисе гранитоидных пород второй фазы и их соотношениях с расслоенной серией нельзя считать окончательно решенным.

Как уже отмечалось, протоактивизация сопровождалась внедрением гранитов рапакиви и полиформационных магматических комплексов центрального типа. В Каапваальском кратоне первые представлены гранитным комплексом Габероне, вторые — ультраосновным — щелочным комплексом Палабора (рис. 41). Он имеет возраст 1,9 млрд лет, сложен в основном сиенитами, пироксенитами, перидотитами, карбонатитами и имеет вид почти вертикального концентрически-зонального тела. Формирование комплекса связано с несколькими фазами магматической и гидротермальной деятельности. В первую фазу внедрились пироксениты, образовавшие в результате взаимодействия с гранитогнейсами полевошпатовые пироксениты. Во вторую фазу произошли инъекция сиенитов и ультраосновных пегматоидов, фенитизация гранитогнейсов, в третью — образование фоскоритов и полосчатых карбонатитов, в четвертую — внедрение по трещинам секу-

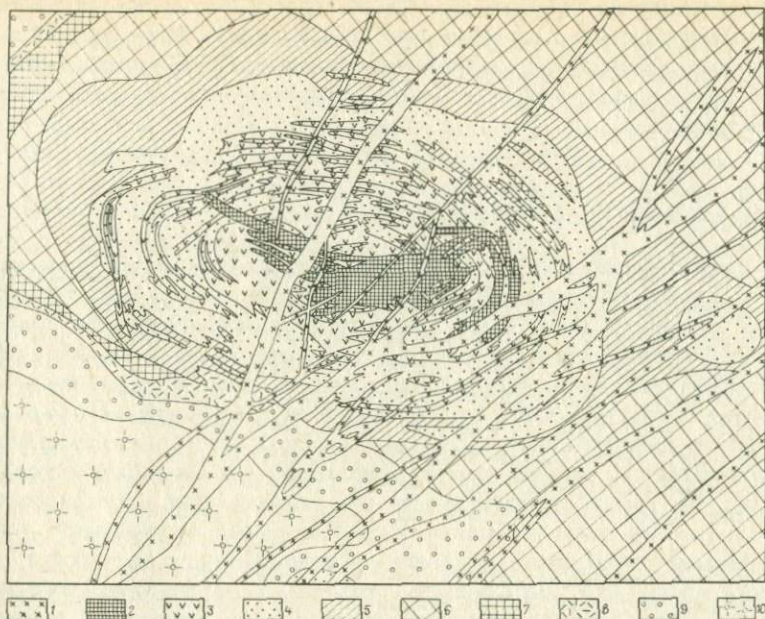


Рис.41. Геологический план горизонта 122 м рудного тела Лулекоп в ультраосновном—щелочном комплексе Палабора. По данным геологической службы рудника 1 — долериты; 2 — секущие карбонаты; 3 — полосчатые карбонаты; 4 — фоскориты; 5 — пироксеновые пегматоиды; 6 — слюдяные пироксениты; 7 — существенно слюдястые породы; 8 — полевошпатовые пироксениты; 9 — фениты, 10 — гранитогнейсы

щих карбонатитов и, наконец, отложение из гидротермальных растворов медных руд. Именно большие концентрации меди в сочетании с магнетитовой, урано-торианитовой, бадделитовой минерализацией выделяют карбонатиты Палаборы среди других карбонатитов мира [25].

По данным геологической службы рудника Палабора оруденение располагается в пироксенитовом ядре. Наиболее крупное рудное тело Лулекоп представляет собой вертикальную трубчатую залежь эллиптического сечения. Длинная ось эллипса равна 1,4 км, короткая — 0,8 км. Карбонатиты и окружающие магнетит-оливин-апатитовые породы (фоскориты) содержат сульфиды меди, апатит, титаносный магнетит, ураноторианит, бадделит. Концентрически-зональное строение рудного тела отчетливо фиксируется и по расположению основных типов пород, и по их полосчатости. Дolerитовые дайки пересекают концентрические структуры. Еще недавно эти дайки считались мезозойскими. Однако палеомагнитными исследованиями определен их гораздо более древний возраст (1,8 млрд.лет).

Пространственные отношения долеритов с ультраосновными — щелочными породами и карбонатитами отмечают принципиальную раз-

ницу в механизме образования поясов даек и магматических комплексов центрального типа. Как известно, последние формируются под действием вертикальных напряжений, которые обусловлены механической активностью расщелов, поднимающихся из мантии в верхние слои земной коры.

#### ПЕЧЕНГА-ИМАНДРА-ВАРЗУГСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА

Геотектоническая природа Печенга-Имандра-Варзугской зоны служила и служит предметом дискуссий. Долгое время ее считали карельской геосинклиналью. Было высказано предположение, что слагающие ее осадочно-вулканогенные толщи являются фрагментами древней океанической коры. В последние годы все большее признание получает идея о том, что часть из них возникла в субплатформенных условиях на древнем сиалическом основании. Мощность разрезов протерозоя здесь не меньше, чем в одновозрастных подвижных поясах карелид. Но общая направленность вулканизма иная — от андезитобазальтов к базальтам и пиритам, сопровождаемым основными — ультраосновными интрузиями. Тектонику Печенга-Имандра-Варзугской зоны определяют крупные глубинные разломы и пластины осадочных и магматических пород, испытавшие метаморфизм в диапазоне от пренип-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций.

Как структура шовного или мобильно-проницаемого типа Печенга-Имандра-Варзугская зона была выделена К.О.Кратцем. В ее геологической истории обособляются два этапа: 1) растяжение земной коры и вулканизм; 2) сжатие и метаморфизм. Поэтому, рассматривая первый этап, мы будем пользоваться термином "Печенга-Имандра-Варзугский вулканический пояс", а второй этап и современную структуру — "шовная зона".

Предшествующая геологическая история Кольского полуострова, как и всей восточной части Балтийского щита, подразделяется на две эпохи — архейскую (3,5–2,7 млрд.лет) и раннепротерозойскую (2,6–2,1 млрд.лет). К первой относится формирование беломорского комплекса, кольской серии, фундамента карелид, ко второй — сравнительно узких прогибов, в которых накапливались железистые кварциты, высокоглиноземистые породы, диабазы, спилиты, кератофиры и т.д. Вторая эпоха завершилась интенсивной складчатостью и метаморфизмом, захватившим также более древние комплексы, внедрением интрузий разнообразного состава — от ультраосновных — основных до кислых. Металлогенический профиль архейской эпохи, согласно Т.В.Билибиной, определяют месторождения кварц-гиперстен-магнетитовых руд, раннепротерозойской — месторождения кианитовых сланцев (свита кейв), железистых кварцитов, серноколчеданных меденосных руд, некоторые медно-никелевые и железотитановые месторождения в базитах и гипербазитах, керамические и мусковитовые пегматиты [11].



Простираение Печенга-Имандра-Варзугского вулканического пояса в общем совпадает с направлением более древних тектонических структур Кольского полуострова и контролируется системой крупных глубинных разломов. Имандра-Варзугский вулканический комплекс подразделяется на две части. Нижняя часть представлена последовательным рядом от базальтов к андезитам и дацитам, верхняя — трахибазальтами. Среди вулканогенных пород залегают пластовые тела габбродиабазов, меланократовых порфиритов и расслоенных габбронорит-перидотитовых интрузий. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс состоит из четырех вулканических толщ, разделенных туфогенно-осадочными горизонтами. Основная часть его разреза представлена хорошо дифференцированными терригенными породами (алевролитами, песчаниками, феллитами) и покровами базальтов и трахибазальтов. Среди них залегают тела габбродиабазов, комагматичных с эффузивами основного состава, и залежи габбро-перидотитов, представляющие собой самостоятельную и несколько более позднюю интрузивную формацию. Именно с этой формацией связаны известные медно-никелевые месторождения Печенгского района.

Г.И.Горбунов доказал, что они имеют первично-магматическое происхождение и вместе с тем испытали воздействие более поздних метаморфических и гидротермальных процессов. Собственно магматический этап включал ликвидацию сульфидов, дифференциацию и кристаллизацию силикатного расплава с образованием сплошных, брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд. При региональном метаморфизме произошла массовая серпентинизация ультрабазитов, руды испытали катаклиз, перекристаллизацию и частичное переотложение.

Свидетельства о негеосинклинальной природе Печенга-Имандра-Варзугского пояса накапливались постепенно. По данным А.А.Предовского и других, активные тектонические движения отразились только на составе нижних горизонтов печенгского комплекса, несогласно залегающих на гранитогнейсах и представленных конгломератами, андезитами, базальтами и их туфами. Г.Г.Дук отметила антидромный характер вулканического пояса и на основании петрохимических данных выделила в его разрезе три формации (снизу вверх): андезитобазальтовую, субщелочных базальтоидов и пикрит-базальтовую. Наиболее полно связь протерозойского вулканизма с рифтогенезом раннедокембрийской коры обоснована в работе В.Г.Загородного, А.Т.Радченко.

Эти исследователи рассматривают Печенга-Имандра-Варзугский пояс как составную часть карельского осадочно-вулканогенного комплекса и выделяют в этом комплексе два структурных этажа (рис.42).

Нижний этаж включает формационный ряд осадочных и вулканогенных образований внутрикратонных линейных зон, по ряду признаков сходных с рифтогенными. К нему относятся нижние толщи Имандра-Варзугской зоны — базальты, андезитодациты, высокодифференцированные осадочные породы мощностью 5000—6000 м. Они залегают резко несогласно на разных уровнях более древних глубокоэродирован-

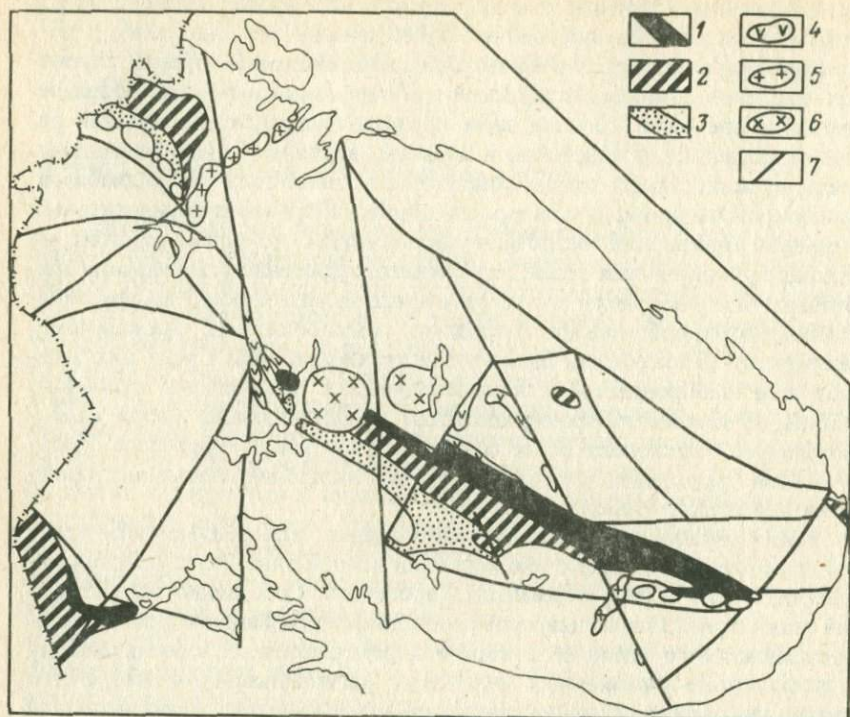


Рис.42. Схема размещения карельского осадочно-вулканогенного комплекса Кольского полуострова в современном эрозионном срезе. По В.Г.Загородному, А.Т.Радченко.

Отделы (структурные этажи): 1 – нижний, 2 – средний, 3 – верхний; 4 – массивы основных пород; 5 – гранитоидные тела; 6 – палеозойские массивы щелочных пород; 7 – разломы

ных комплексов и слагают автономные грабен-синклинали. Верхний этаж представлен осадочными и вулканогенными толщами мульдообразных приразломных прогибов общей мощностью не менее 7000–8000 м (варзугская и печенгская серии). Преобладают терригенно-карбонатно-сланцевые отложения, чередующиеся с пикрит-базальтовыми, трахибазальт-андезитовыми, толеит-базальтовыми вулканитами. Они залегают несогласно на нижнем этаже и на более древних комплексах.

Согласно палеотектоническим реконструкциям В.Г.Загородного и А.Т.Радченко, Имандра-Варзугская рифтовая зона возникла в центральной части удлиненного сводового поднятия. В дальнейшем осадочные и вулканогенные формации по существу развивались независимо друг от друга. Первые отражают эволюцию эпиplatformенного грабена. Базальная терригенная формация указывает на быстрое понижение поверхности эрозии ниже уровня коры химического выветривания на прилегающих площадях. Вышележащая карбонатно-терригенная форма-

ция возникла в результате выравнивания бортов грабена, после чего стало возможным появление в верхней части разреза феллаховой формации. Мощный, спорадически проявившийся вулканизм подавлял осадочный литогенез. Однако во время формирования карельского комплекса сохранялся компенсированный характер прогибания, несмотря на явно различные скорости накопления осадочных и вулканогенных пород. С последующими тектоническими движениями авторы связывают не только формирование современной структуры Печенга-Имандра-Варзугского пояса, но также внедрение на его периферии большого числа основных интрузий и массивов щелочных гранитов.

Непосредственно в Печенгском районе (рис.43) докембрийские породы подразделяются на три главных комплекса или серии: кольскую, тундровую и печенгскую. Кольская серия представлена разнообразными гнейсами и гранитогнейсами с прослоями железистых кварцитов. Радиологические данные о ее возрасте отрывочны и противоречивы. Единичные определения по Pb-Sr методу дают 2,7 млрд.лет и по изохронному Pb-Pb методу — 2,9 млрд.лет [7].

Тундровая серия протягивается вдоль юго-западного крыла Печенгской структуры на 60 км при ширине 3—12 км. Северо-восточная граница выходов тундровой серии имеет вид плавной дуги и совпадает с Порьяташским разломом; конфигурация юго-западной границы гораздо более сложная и определяется наличием реоморфических гранитных куполов, оказывающих активное воздействие на метаморфические породы тундровой серии. Последние представлены сланцеватыми амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, кварц-карбонатными, углистыми сланцами, кварцитами и т.д. Для тундровой серии типичны крутые падения пластов преимущественно в юго-западном направлении. Печенгский комплекс слагает северо-восточное крыло одноименной структуры. Оно разделяется на краевую часть с характерными дугообразными выходами осадочных и вулканогенных толщ и центроклинальным падением под углами 20—70° и внутреннюю — с автономными структурными элементами. По мнению некоторых исследователей, ядро Печенгской структуры состоит из двух чашеобразных брахисинклиналей второго порядка, разделенных перегибом и Луоттнинским разломом. Важную роль в тектонике печенгского комплекса играют крупные разрывные нарушения. К их числу, кроме Порьяташского разлома, относятся мощные межпластовые тектонические зоны, проходящие в основании продуктивной и третьей вулканогенной толщи, а также крутопадающие субширотные и субмеридиональные дизъюнктивы, расчленяющие Печенгскую структуру на блоки.

Подавляющая часть сульфидных медно-никелевых месторождений локализуется в четвертой туфогенно-осадочной толще, обнаруживая закономерную связь с интрузивами основных и ультраосновных пород [10]. Эти интрузивы имеют пластовую или линзовидную форму и погружаются к юго-западу под углами 30—60° согласно вмещающим породам. По внутреннему строению никеленосные интрузивы разделя-

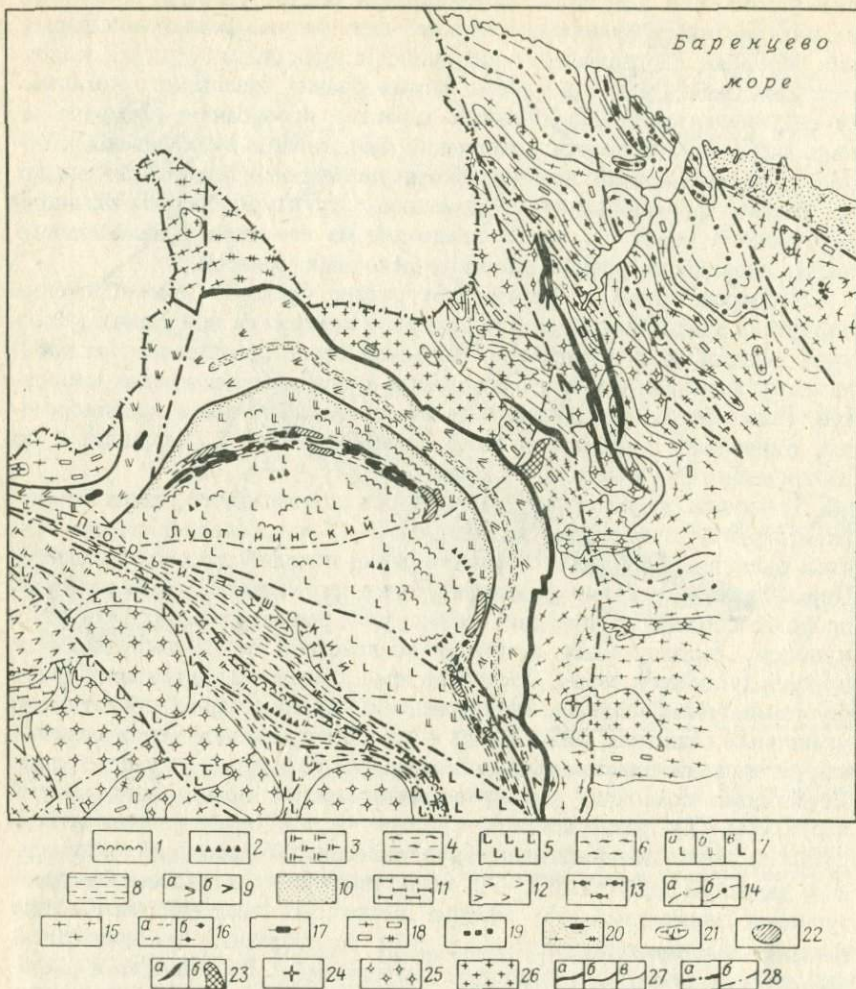


Рис.43. Геологическая карта Печенгского района. По В.С.Ланеву и др. [7] :

1-10 - печенгский комплекс: 1 - туфы и осадочно-туфогенные породы различного состава и сланцы по ним, 2 - вулканы базит-гипербазитового и гипербазитового состава и сланцы по ним; 3-6 - Южная зона (3 - андезитовые, андезит-базальтовые, базальтовые, метапорфириты и амфиболиты по ним, 4 - углистые туффиты, филлиты, алевролиты, песчаники и сланцы по ним, 5 - амфиболиты и амфибол-плаггиоклазовые сланцы по толеитовым базальтам, 6 - различные гнейсы и сланцы с углистым веществом по осадочным и туфогенно-осадочным породам), 7-10 - Северная зона (7-8 - никельская серия: 7 - метаморфизованные толеитовые базальты (а - диабазы, б - метадиабазы и зеленые сланцы, в - амфиболиты и амфибол-плаггиоклазовые сланцы), 8 - углистые филлиты, туффиты, алевролиты, песчаники), 9-10 - луостаринская серия (9 - метаморфизованные трахибазальты, трахиандезиты, андезитобазальты: а - метадиабазы, б - амфибол-биотит-плаггиоклазовые, биотит-плаггиоклазовые сланцы), 10 - ме-

тапесчаники, метаконгломераты, кварцитопесчаники, доломиты); 11-13 — тундровая серия: 11 — слюдисто-хлорит-актинолит-полевошпатовые и слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы и гнейсы, часто с гранатом, 12 — амфиболиты, часто с гранатом, 13 — биотит-гранат-амфибол-полевошпатовые сланцы и гнейсы; 14-20 — кольская серия: 14 — биотит-плаггиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (а — без кордиерита, б — с кордиеритом), 15 — биотит-плаггиоклазовые и амфибол-биотит-плаггиоклазовые гнейсы, 16 — биотит-плаггиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (а — без кордиерита, б — с кордиеритом), 17 — амфибол-биотит-плаггиоклазовые гнейсы с пироксеном и пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, 18 — амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы, 19 — кварц-магнетитовые сланцы; нижняя толща (комплекс основания): 20 — амфиболиты, пироксен-амфибол-плаггиоклазовые сланцы, гнейсы, гранитогнейсы, чарнокиты, эндербиты; 21-26 — интрузивные образования: 21 — андезитодациты (диориты), 22 — диабазы и габбро-диабазы, 23 — дифференцированные базит-гипербазиты (а — габбро-верлиты, б — габбро-нориты), 24 — микроклиновые граниты, 25 — микроклин-плаггиоклазовые граниты, гранодиориты и диориты, 26 — плаггиограниты и мигматиты; 27 — геологические границы (а — комплексов, б — толщ, в — серий), 28 — тектонические нарушения (а — главные, б — второстепенные)

---

ются на две группы: 1) дифференцированные, сложенные снизу вверх измененными перидотитами — верлитами, пироксенитами, габбро и монцонитовыми габбро; 2) недифференцированные, состоящие из одних метаперидотитов. Характерной особенностью месторождений Печенги является асимметричное строение рудных тел, сочетание в них различных по генезису минеральных ассоциаций. Основу их составляют ликвационные вкрапленные руды, залегающие в нижних перидотитовых частях интрузивов. Содержание металлов во вкрапленных рудах увеличивается сверху вниз. У подошвы интрузивов по разрывным нарушениям, главным образом на контакте с осадочными породами, располагаются эпигенетические массивные и брекчиевидные сульфидные руды. На глубоко вскрытых месторождениях установлена четкая зональность оруденения по вертикали. Наиболее интенсивно оно проявлено в участках выклинивания материнских интрузивов по падению. При этом богатые массивные и брекчиевидные руды продолжают ниже самого интрузива, удаляясь от него на десятки и сотни метров. Таким образом, эпигенетические руды, с одной стороны, тесно связаны с вкрапленным оруденением в серпентинизированных перидотитах, а с другой — контролируются наложенными разрывными структурами [10].

Большинство медно-никелевых месторождений сосредоточено в пределах двух рудных узлов — Западного и Восточного. Месторождения Западного рудного узла сильно эродированы. Для Восточного рудного узла характерны слабоскрытые рудные залежи преимущественно вкрапленных руд.

В пределах Восточного узла главный рудоносный интрузив имеет чашеобразную пластовую форму, осложненную на флангах флексурными перегибами и поперечными разрывными нарушениями. Его нижняя краевая зона сложена измененными пироксенитами. Выше залегают оруденелые серпентинизированные перидотиты и пироксеновые оливи-

ниты с вкрапленными сульфидными рудами, затем безрудные серпентинизированные перидотиты и, наконец, габбро, составляющие до 65 % общего объема массива. Центральное рудное тело, самое крупное в Восточном узле, приурочено к области максимального прогиба дна интрузива, имеющего здесь наиболее полный разрез. Нередко в перидотитах прослеживаются так называемые всячие горизонты вкрапленных руд. Богатые вкрапленные, сплошные и брекчиевидные руды локализуются в благоприятных структурах только на контакте массива с подстилающими породами. Показательно, что оруденелая тектоническая зона, выполненная брекчиевидными рудами, сопровождается апофизами, которые также содержат медно-никелевое оруденение. Особое место занимает прямолинейная сульфидная жила, получившая название Северной залежи. Она проходит среди филлитов и песчаников вблизи третьей вулканогенной толщи, сложена богатыми брекчиевидными рудами и содержит линзы интенсивно рассланцованных и оруденелых серпентинитов (рис.44).

Наиболее детально такие "отщепленные" залежи богатых руд изучены в Западном узле на месторождении Каула. Главная оруденелая тектоническая зона здесь имеет субширотное простирание и падает на юг под углами 35–40°. Вблизи от поверхности она приурочена к нижнему контакту ультраосновного интрузива с подстилающими филлитами, в центральной части месторождения пересекает этот интрузив и продолжается ниже в туфогенно-осадочные породы. Смещения, происходившие по извилистой поверхности этой зоны, вызвали образование оперяющих трещин скола и отрыва. Крупные трещины отрыва выполнены сульфидами и представляют собой клиновидные жилы, отходящие от главной оруденелой зоны преимущественно в северном направлении.

Относительно внутреннего строения Печенгской структуры и закономерностей локализации в ней никеленосных интрузий существуют разные точки зрения. Наиболее детально эти вопросы освещены Г.И.Горбуновым и другими. Они рассматривают Печенгскую структуру как асимметричный синклиний, возникший в результате карельской складчатости, и отводят главную роль в локализации рудоносных интрузий поперечным синклиналим складкам с размахом крыльев от 400 до 1500 м, межпластовым тектоническим зонам, диагональным и поперечным сбросам, сопряженным со складками. Соответственно история формирования рудоносных структур разделяется ими на пять этапов. С первым из них связаны излияния основных эффузивов и внедрение габбродиабазовых силлов; со вторым — интенсивная складчатость в результате сжимающих усилий с востока на запад, внедрение по глубинным разломам слабоминерализованных основных и ультраосновных пород; с третьим — смена направлений сжимающих усилий, образование поперечных складок, активизация интрузивной деятельности, формирование никеленосных интрузий и генетически связанных с ними медно-никелевых месторождений. Предполагается, что никеленосные магматические расплавы поднимались вдоль Порьыташского и Луотнинско-

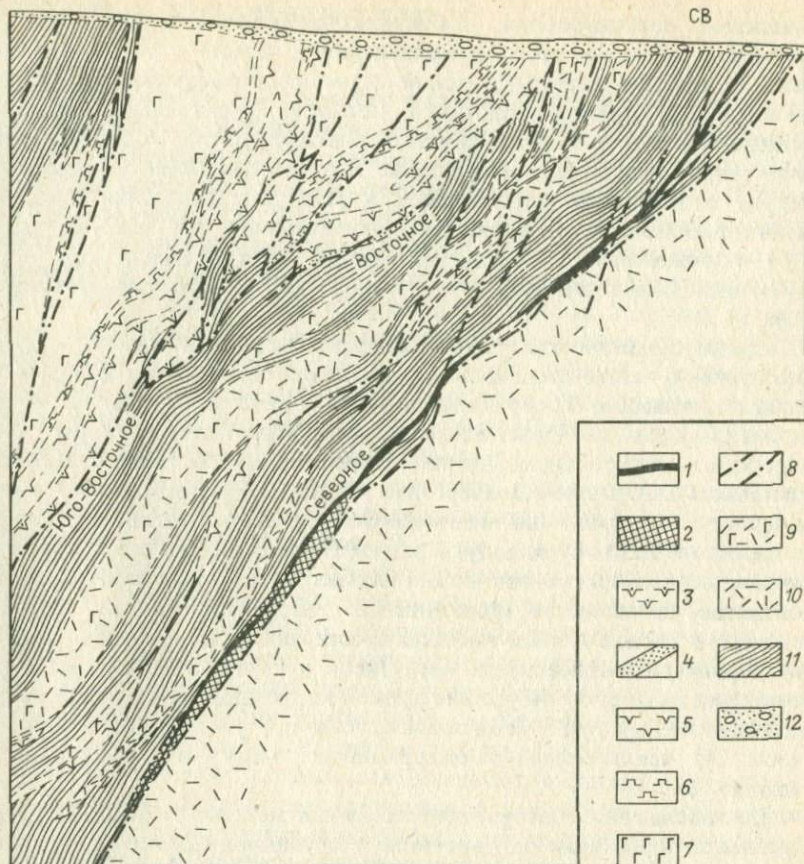


Рис.44. Геологический разрез Восточного рудного узла. По А.У.Корчагину:

1 — брекчиевидные и сплошные сульфидные медно-никелевые руды; 2 — богатые вкрапленные руды в серпентинитах Северного рудного тела; 3 — рядовые вкрапленные руды; 4 — оруденелые вмещающие породы; 5 — серпентиниты; 6 — пироксениты; 7 — габбро; 8 — тектонические нарушения; 9 — габбро-диабазы; 10 — эффузивные диабазы III покрова; 11 — метаосадочные породы; 12 — морена

го разломов. Четвертый этап характеризовался преобладанием хрупких деформаций, метаморфизмом вмещающих пород и руд, перемещением сульфидных масс в подстилающие туфогенно-осадочные породы; пятый — смещением рудных тел по дизъюнктивным нарушениям с глинками трения.

Согласно представлениям Х.Вяюрюнена, наблюдаемая в Печенгском районе последовательная система вулканических и осадочных пород обусловлена серией надвинутых с юга чешуй, ограниченных текто-

ническими поверхностями. А.С.Новикова привела дополнительные аргументы в пользу этого представления и вместе с тем высказала мысль о том, что разрез Печенгской структуры по формационным признакам сходен с океанической корой. Согласно ее точке зрения, незначительные размеры тел габбро-диабазов и ультрабазитов, их интенсивные деформации и бескорневое залегание в толще филлитов противоречат выводу о возникновении массивов в результате внедрения магматических расплавов и позволяют предполагать, что эти массивы являются отторженцами от основания разреза коры океанического типа, перемещенными в современное положение уже в дифференцированном виде.

Новые геологические материалы лучше всего согласуются с представлением о чешуйчато-надвиговом строении печенгского комплекса. Однако слагающие его вулканогенные и осадочные породы не могут рассматриваться как фрагменты древней океанической коры. Они возникли в мелководном внутриконтинентальном бассейне, ограниченном разломами, а затем подверглись разрывным деформациям и метаморфизму. Материалы по медно-никелевым месторождениям Печенги не противоречат этому выводу, а, наоборот, подкрепляют его. В качестве дополнительных аргументов можно назвать: 1) тектонический характер контактов большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и висячего бока, так и по простиранию; 2) наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов и границ вкрапленных медно-никелевых руд; 3) отсутствие прямой корреляции между мощностью медно-никелевых руд и мощностью основных — ультраосновных интрузивов; 4) исключительную выдержанность медно-никелевых руд по падению [3].

По наблюдениям автора прогрессивный метаморфизм печенгского комплекса происходил одновременно с крупными перемещениями тектонических блоков, причем по мере возрастания интенсивности метаморфизма от пренит-пумшеллитовой до амфиболитовой фации увеличивалась степень деформации и перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород. Наиболее древние датировки вулканитов печенгского комплекса равны 2,2 млрд.лет. Завершение его прогрессивного метаморфизма по изохронному Rb - Sr методу определено Э.К.Герлингом в 1685±75 млн.лет.

Следует заметить, что существуют и другие мнения о геологической истории Печенга-Имандра-Варзугской зоны. А.А.Кременецкий и Л.О.Овчинников сопоставили петрохимические характеристики эффузивных и осадочных формаций печенгского комплекса и пришли к выводу, что на поздней стадии внутриконтинентальный рифт превратился в океанический. А.Бертельсон и М.Маркер, наоборот, полагают, что рассматриваемая шовная зона, которую они называют Кольской, возникла в результате столкновения двух литосферных плит. Подробнее это будет описано в гл. VII.



Принадлежность Аkitканского вулканического или вулканоплутонического пояса к особому неогeosинклинальному типу тектонических структур обоснована П.М.Хреновым, а связь этого пояса с проявлениями протоактивизации — А.А.Бухаровым. Пояс протягивается на 1000 км вдоль северо-западного берега Байкала и входит в систему краевых структур Сибирской платформы (рис.45). В целом пояс подчиняется генеральному простираению докембрийских складок и разломов и состоит из двух плавных дуг, обращенных выпуклой стороной на юго-восток и северо-запад. На западе вулканыты скрываются под верхнепротерозойским — нижнепротерозойским чехлом Сибирской платформы, на востоке ограничены глубинными разломами, за которыми располагаются интенсивно дислоцированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи протерозоя и палеозоя.

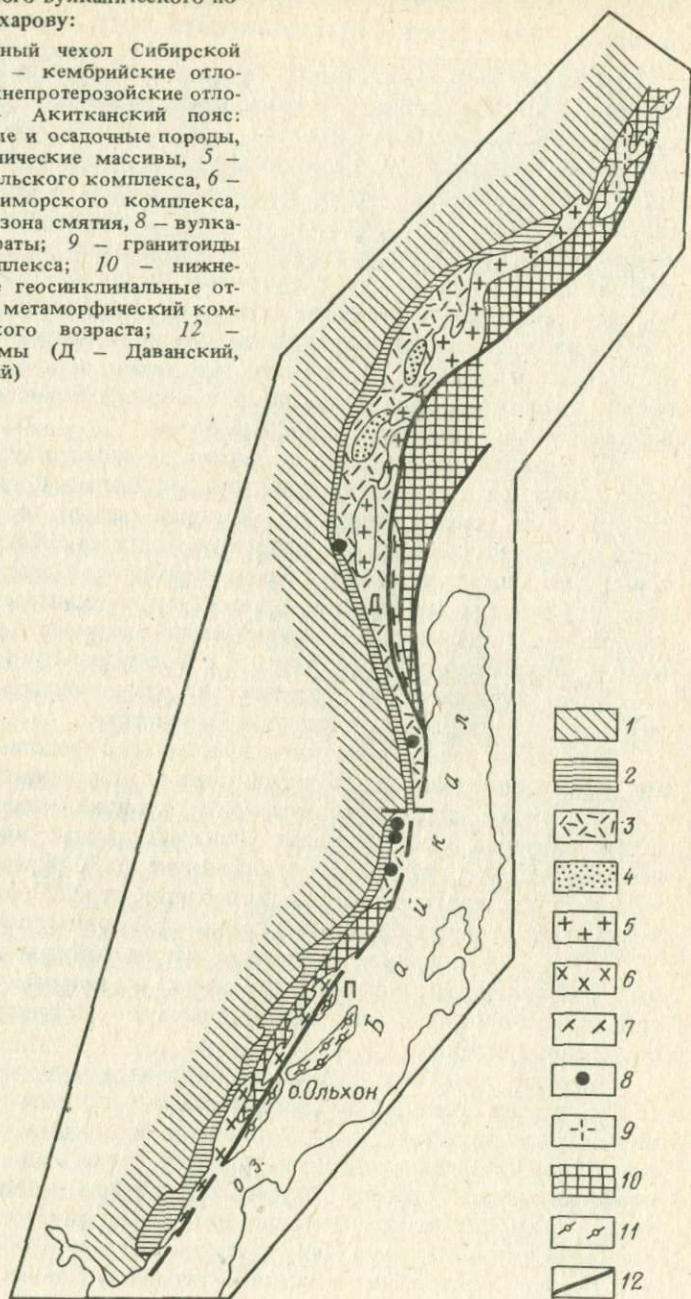
А.А.Бухаров показал, что по характеру вулканизма Аkitканский пояс отличается и от субмаринных геосинклинальных зон, и от эпиконтинентальных поясов фанерозоя. В конце раннего протерозоя здесь впервые произошли мощные трещинные излияния субщелочных риолитовых лав. Они чередовались с извержениями лав более основного состава, отложением терригенных пестроцветных толщ и сопровождались внедрением гипабиссальных гранитоидных интрузий. По геологическим и геохронологическим данным в Аkitканском поясе выделено несколько вулканических комплексов, различающихся по составу, разрезам, соотношениям с интрузиями и возрасту.

Так, самый ранний домугдинский комплекс представлен трахитовыми, трахиандезитовыми, трахидацитовыми порфирами. Подчиненное значение имеют андезитовые порфириты, а также фельзитовые и кварцевые порфиры. В определенных фациальных зонах залегают терригенные отложения и туфы, местами слагающие до 30 % разреза. Мощность вулканотерригенных отложений колеблется от 2000 до 4000 м. Субвулканические и гипабиссальные гранитоиды слагают крупные массивы (1,5—2) x 10 км, а также небольшие купола, дайки и штоки. Фациальные разновидности интрузивных пород — диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, реже сиенит-порфиры — образуют между собой постепенные переходы.

Чайский комплекс образован пестроцветными, зелено-серыми и светло-серыми континентальными песчано-конгломератовыми отложениями и алевролитами, среди которых на большей части площади залегают туфы кварцевых порфиров, туффиты, лиловые и серые кварцевые порфиры, миндалекаменные базальтовые порфириты. Мощность его достигает 3000—3500 м. Комплекс залегают на домугдинских эффузивах без видимого углового несогласия, но отделен от них перерывом. Терригенные породы образовались в континентальных условиях и представляли собой предгорно-верные отложения крупной речной системы.

Рис. 45. Схема геологического строения Аkitканского вулканического пояса. По А.А. Бухарову:

1-2 - осадочный чехол Сибирской платформы: 1 - кембрийские отложения, 2 - верхнепротерозойские отложения; 3-8 - Аkitканский пояс: 3 - эффузивные и осадочные породы, 4 - субвулканические массивы, 5 - гранитоиды ирельского комплекса, 6 - гранитоиды приморского комплекса, 7 - Даванская зона смятия, 8 - вулканические аппараты; 9 - гранитоиды чуйского комплекса; 10 - нижнепротерозойские геосинклинальные отложения; 11 - метаморфический комплекс архейского возраста; 12 - главные разломы (Д - Даванский, П - Приморский)



Вулканогенные и резко подчиненные им терригенные толщи ошеконского комплекса сложены алевролитами, песчаниками, алевролитоглинистыми сланцами, кварцсодержащими флюидными порфирами, игнимбритами, пепловыми и кристаллокластическими туфами кварцевых порфиров. Общая мощность разреза 800–900 м. Субвулканическая фация образована гранитами, граносиенитами, кварцевыми монцонитами, пегматоидными граносиенитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми порфирами.

Малокосинский комплекс объединяет разнообразные по цвету, структуре, текстуре песчаники и конгломераты с отдельными горизонтами алевролитов, туфоалевролитов, туфов, базальтовых порфиритов и реже кварцевых порфиров — обычно плохо отсортированные грубообломочные отложения. Мощность меняется от 20–30 до 100 и более метров. Преобладающий красный цвет пород, а также резкая фациальная неустойчивость свидетельствуют о континентальных условиях седиментации.

В составе мужинайско-тонгодинского комплекса выделяются кристаллокластические туфы кислых эффузивов, туффиты, фельзитовые порфиры, туфолавы, кварцевые порфиры, базальтовые порфириты. Интрузивные комагматы представлены гранитами, граносиенитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, аплитовидными гранитами, реже гнейсогранитами.

Нижняя возрастная граница акитканской серии определяется по залеганию базальных конгломератов малокосинского и домугдинского комплексов на филлитовидных сланцах и коре выветривания плагиогранитов нижнего протерозоя. Верхняя возрастная граница датируется по стратиграфическому несогласию между вулканическим поясом и голоуспенской свитой верхнего протерозоя. Радиологический возраст магматических пород вулканического пояса, близкий ко времени их кристаллизации, оценивается цифрами от 1910 (U - Pb изохронный метод по цирконам) до 1700 + 20 млн. лет (Rb - Sr изохронный метод).

В результате детального геологического картирования А.А.Бухаровым, В.В.Булдыгеровым, А.Е.Ескиным и другими в Акитканском поясе выявлены вулканические аппараты и установлена закономерная смена во времени одних типов другими. Так, например, в домуглинском комплексе Черепуховский палеовулкан представляет собой вулканотектоническую структуру с линейно-центральным типом извержений в начальные фазы и полигональный кальдерой проседания в заключительные фазы.

В современном срезе вулканические аппараты мужинайско-тонгодинского и малокосинского комплексов представляют собой глубокие эродированные корни вулканов с почти полностью разрушенными постройками. В деятельности вулканов отчетливо устанавливаются два периода: ранний — эксплозивный и поздний — существенно эффузивный. В завершающий период активности вулканов формировались экстре-

зии и силы кварцевых порфиров, после чего вулканическая деятельность полностью прекратилась. Чередование потоков с туфовым материалом позволяет относить вулканические аппараты к группе полигенных смешанных вулканов. Ранние периоды эксплозивной вулканической деятельности сравнимы с пелейским либо катмайским типами современных извержений. Поздние периоды деятельности, выраженные мощными накоплениями кислых (очень вязких) лав, по-видимому, не имеют аналогов в известных типах современных вулканических извержений.

Для сравнительной оценки интенсивности вулканизма Аkitканского пояса А.А.Бухаровым предложен параметр удельной плотности энергии вулканического процесса. Сравнение протерозойского вулканизма Аkitканского пояса, девонского вулканизма Средней Сибири, пермо-триасового Сибирской платформы, юрско-мелового Забайкалья, мел-третичного Охотско-Чукотского пояса, кайнозойского Курильской островной дуги, Кавказского сегмента Альпийской орогенной зоны, Кенийского и Байкальского рифтов свидетельствует о наибольшей интенсивности вулканизма в среднем протерозое и о снижении энергии вулканических процессов от докембрия к кайнозою. Тепловая энергия Тонгодинского палеовулкана в Аkitканском поясе почти вдвое превышала энергию самого мощного из известных исторических извержений вулкана Тамбора.

Комагматичность эффузивных и магматических пород Аkitканского пояса подтверждена обширными петрохимическими данными. Важно подчеркнуть, что большинство гранитоидов ошеконского, мужинайско-тонгодинского и приморского комплексов (их порфировидные и овоидные разновидности) по петрохимическим параметрам попадают в поле распространения гранитов рапакиви. Часть гранитоидов можно отнести к формации рапакивиобразных гранитоидов, остальные относятся к формации субвулканических гранитоидов (гранитовой, гранит-граносиенитовой). Закономерности изменения эффузивных и интрузивных ветвей от серии к серии определяют их принадлежность к единой вулканоплутонической ассоциации.

Главная роль в образовании магматических очагов в Аkitканском поясе принадлежала зонам пересечения осевых продольных разломов с поперечными разломами фундамента. Последние являлись длительно существующими термостатированными структурами и обеспечивали поступление тепловых потоков в верхние горизонты земной коры. Предполагается, что анатектическое и палингенно-метасоматическое гранитообразование происходило в широком вертикальном диапазоне — от архейско-раннепротерозойского фундамента до базальных вулканических серий пояса. Сочетание наземных вулканических пород с субвулканическими породами периферического магматического очага и с метаморфическими образованиями и метасоматитами фундамента, по мнению А.А.Бухарова, отражает особый вулканоплутонометаморфический режим протерозоя. Для Аkitканского пояса им также устанавливается

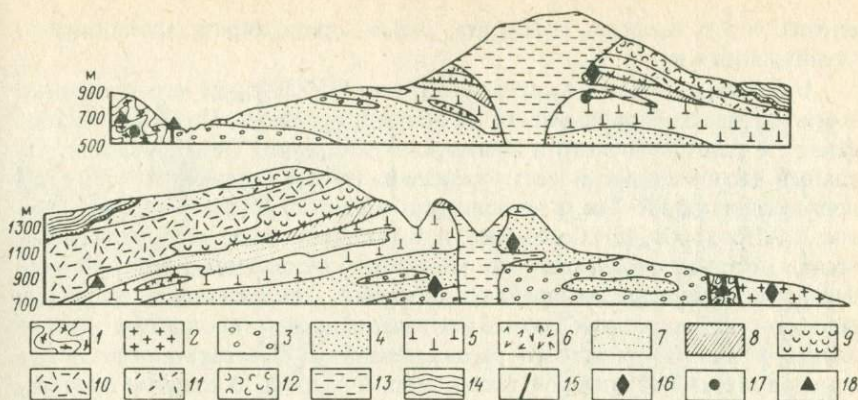


Рис.46. Геологические разрезы палеовулкана Солнечный. По А.А.Бухарову:

1 – зеленосланцевые образования раннепротерозойского возраста; 2 – порфиробластические граниты ранне-среднепротерозойского возраста; 3–15 – среднепротерозойские околожерловые фации: 3 – конгломераты, туфоконгломераты и туфопесчаники, 4 – туфопесчаники, туфоалевролиты и пепловые литокристаллокластические туфы, 6 – потоки андезитобазальтовых порфиритов, 7 – лиловые пепловые туфы и турбидиты, 8 – кластолавы, туфобрекчи, 9 – фельзиты и пизолитовые туфы, 10 – игнимбриты и туфолавы, 11 – покровы дацитовых порфиров, 12 – покровы кварцевых порфиров, 13 – кварцевые порфиры экструзивной (жерловой) фации, 14 – терригенные песчано-конгломератовые кварцево-полевошпатовые образования позднего протерозоя; 15 – разломы; 16–18 – проявления минерализации: 16 – редкометалльной, 17 – медной, 18 – оловянной

радиально-эшелонированное размещение магматических очагов в земной коре, подтверждаемое данными Rb - Sr изотопного анализа.

В пределах Аkitканского пояса пока не известно промышленных месторождений, но в гранитно-метаморфическом фундаменте пояса обнаружены редкометалльные зоны, олово-вольфрамовые и висмутовые проявления. Медные рудопроявления установлены как в зеленосланцевых породах фундамента, так и непосредственно в вулканогенно-терригенных отложениях. С зонами разломов, пересекающих околожерловые фации, связаны проявления полиметаллов, вольфрама и др. Близжерловые образования вторичных кварцитов и пропицитов минерализованы медью, свинцом, цинком, мышьяком, редкими металлами. Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры периферических очагов содержат оловянную и флюоритовую минерализацию (рис.46).

Специально отметим вторичные кварциты Кедрово-Тонгодинской группы палеовулканов, используемые в качестве абразивного сырья. По минеральному составу они занимают промежуточное положение между пропилитами и собственно кварцитами и состоят в основном из кварца, халцедона, калиевого полевого шпата, серицита и мусковита, кроме того, в них присутствуют эпидот, цоизит, пренит, карбонат и

вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, арсенопирита, молибденита и др.

На большей части Аkitканского пояса слагающие его осадочные и магматические породы почти не метаморфизованы. Но на его южном фланге в зоне Даванского и Приморского разломов фиксируется интенсивный дислокационный метаморфизм на уровне амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Так, в тектоническом развитии Даванской зоны смятия К.В.Прохоров, В.Н.Собаченко, А.В.Татаринев выделяют два главных этапа, которые отличаются по характеру дислокационного метаморфизма и разделены внедрением интрузий. Тектонические движения первого этапа захватили гнейсовую толщу нижнего протерозоя и выразились в виде интенсивного рассланцевания и бластокатаклаза пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В среднем протерозое вдоль бластокатаклазитов внедрились гранитоиды ирельского комплекса и образовались широкие ореолы сиенитизации, изменившие тектониты первого этапа. При этом высокая щелочность постмагматических растворов снижалась по мере удаления от интрузивов. Одновременно температура растворов уменьшалась от 500—550 до 350—400 °С. Щелочной метасоматоз сопровождался разрушением очковых бластокатаклатических текстур древних тектонитов и присущей им ориентировки оптических осей кварцевых зерен (рис.47). Затем возникли зоны регрессивного дислокационного метаморфизма. Для них характерна ассоциация эпидота, клиноцоизита, биотита, хлорита с альбитом и кварцем, что указывает на диафторез фации зеленых сланцев.

Размещение эндогенной минерализации в Даванской зоне смятия подчиняется этой метаморфической зональности. На периферии зоны в породах фации зеленых сланцев отмечены рассеянная вкрапленность и прожилки сульфидов меди, цинка и свинца. Проявления гранулированного кварца располагаются в поле метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, но приурочены к наложенным разрывным нарушениям зеленосланцевой фации. Редкометалльная акцессорная минерализация локализуется в высокотемпературных щелочных метасоматитах, среди которых различаются две группы: 1) маломощные гроссуляр-эпидот-кварц-альбитовые и лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновые зоны и жилы, связанные с гранитизацией и формированием массивов сиенитов и ранним щелочным метасоматозом; 2) слюдисто-полевошпат-кварцевые метасоматиты, образовавшиеся в результате постмагматического кислотного выщелачивания. Первые развиты на более низких, а вторые на более высоких отметках рельефа.

Аналогом Аkitканского вулканического пояса на юго-востоке Алданского щита является улканский вулканоплутонический комплекс.

А.М. Ленников и П.Г. Недашковский объединяют в этот комплекс кварцитовидные песчаники и гравелиты, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, их туфы и игнимбриты, диабазы, миндалекаменные андезиты, трахиандезиты, туфопесчаники, среди которых залегают два крупных

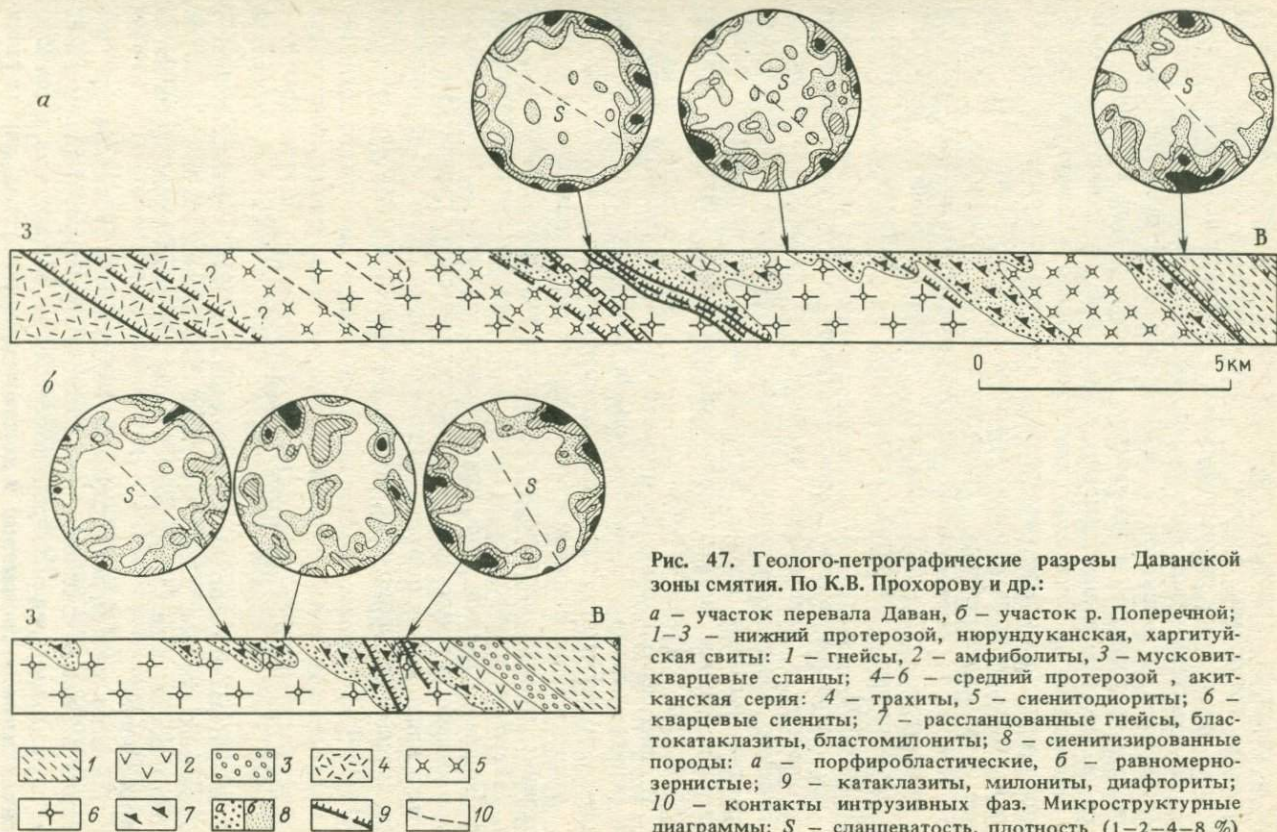


Рис. 47. Геолого-петрографические разрезы Даванской зоны смятия. По К.В. Прохорову и др.:

*а* — участок перевала Даван, *б* — участок р. Попереchnой; 1-3 — нижний протерозой, нюрундуканская, харгитуйская свиты: 1 — гнейсы, 2 — амфиболиты, 3 — мусковит-кварцевые сланцы; 4-6 — средний протерозой, акитканская серия: 4 — трахиты, 5 — сиенитодиориты; 6 — кварцевые сиениты; 7 — рассланцованные гнейсы, blastsкатаклизиты, blastомилониты; 8 — сиенитизированные породы: *а* — порфиробластические, *б* — равномерно-зернистые; 9 — катаклизиты, милониты, диафориты; 10 — контакты интрузивных фаз. Микроструктурные диаграммы: *S* — сланцеватость, плотность (1-2-4-8 %)

интрузива рапакививидных гранитоидов. Первый — Южно-Учурский площадью 1500 км<sup>2</sup> приурочен к южной границе вулканитов с массивом анортозитов и сложен преимущественно граносиенитами и гранофировыми гранитами; второй — Северо-Учурский площадью около 700 км<sup>2</sup> размещается среди эффузивов в центре вулканической структуры и характеризуется многофазностью формирования — от ранних граносиенитов и аляскитов к разномасштабным биотитовым гранитам и щелочным гранитам и пегматитам. По возрастным взаимоотношениям и многочисленным данным абсолютной геохронологии развитие магматизма в Улканской зоне происходило в следующей последовательности: излияние лав кислого, среднего и субщелочного состава и внедрение гранофировых гранитов (1930—1840 млн.лет); внедрение рапакивиподобных граносиенитов и аляскитов (1800—1750 млн.лет); формирование мелкозернистых биотитовых гранитов и пегматитов (1750—1650 млн.лет); развитие щелочных астрофиллит-рибекитовых гранитов, пегматитов и бостонитов (1650—1550 млн.лет).

По петрохимическим характеристикам, структурно-текстурным особенностям и минеральным парагенезисам улканские вулканоплутонические образования сопоставляются с гранитами и вулканитами формации рапакиви других регионов мира. По содержанию фтора, редких и рудных элементов-примесей они также близки к геохимическому типу гранита рапакиви.

В генетической связи со штоками щелочных гранитов обнаружена редкометальная и редкоземельная минерализация, проявленная в щелочных пегматитах и гидротермальнометасоматических породах.

Формирование Улканской зоны (авлакогена) произошло во второй половине раннего протерозоя до образования платформенного чехла Сибирской платформы в связи с процессами протоактивизации. Необходимо отметить, что приразломные прогибы с аналогичными формациями субщелочных вулканоплутонических гранитоидов развиты и вдоль южной окраины Алданского щита. Время их формирования повсеместно датируется второй половиной протерозоя (от 1950 до 1450 млн.лет).

## СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКИЙ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

В результате длительных исследований Северо-Байкальского и Патомского нагорья в 50—60-е годы Л.И.Салопом была разработана геологическая модель байкалид, а сама эта территория признана их тектонотипом.

Согласно этой модели закрытие Байкальской геосинклинали произошло в раннем докембрии и ее главные структурно-металлогенетические зоны имеют рифейско-раннепалеозойский возраст, как и расположенные здесь мусковитовые и керамические пегматиты, полиметаллические и железорудные месторождения.



Однако новые геохронологические датировки и геологические наблюдения вошли в противоречие с этой схемой, явились основой для иной трактовки геологического развития Байкало-Патомского нагорья. С.П.Кориковский, В.С.Федоровский, Ю.М.Соколов и другие с помощью термозохронного Рb-Рb метода и структурно-метаморфического анализа выделили здесь архейский гранулитогнейсовый фундамент, раннедокембрийские зеленокаменные пояса и одну (а не три) моноциклическую эпоху среднепротерозойского (около 1,8 млрд.лет) зонального метаморфизма, а также эпоху палеозойской тектонометаморфической активизации.

Именно в этой новой интерпретации Байкальский полиметаморфический пояс с типичными для мусковитовых месторождений метаморфогенными пегматитами и рассматривается как область протоактивизаций тектонометаморфического типа.

Архейский — раннепротерозойский структурно-метаморфический цикл документируется по отдельным выходам гранулитов, которые сильно изменены среднепротерозойскими метаморфическими процессами. Эти процессы преобразовали также терригенно-карбонатные отложения мамско-бодайбинской серии с образованием низкоградиентной метаморфической зональности дистен-силлиманитового типа.

Согласно исследованиям Д.А.Великославинского, С.П.Кориковского и других среднепротерозойский метаморфизм отличают: а) постепенные переходы от серицит-хлоритовой зоны до амфиболитовой фации и мигматитов; б) резкий перепад температур и давлений от зоны граната до зоны силлиманита, что составляет  $720 - 480^\circ\text{C}$  и  $P = (4,5 - 6) \cdot 10^2$  Па; в) сохранность ставролита до начала силлиманитовой зоны и широкое развитие зеленосланцевой фации; г) локальная мигматизация; д) интенсивное проявление высоко- и среднетемпературного метасоматоза стадии кислотного выщелачивания. Метасоматоз, сопровождавшийся гидролизом полевых шпатов, и завершил формирование метаморфогенных мусковитовых пегматитов Байкальского пояса.

По данным Г.М.Другова, все известные пегматитовые месторождения Мамского района заключены в одноименной толще, сложенной ритмично-слоистыми терригенно-карбонатными отложениями. Для них характерны значительная мощность, неоднократное переслаивание и выдержанность по простиранию основных литолого-стратиграфических подразделений, прежде всего высокоглиноземистых пород. Мамская толща смята в линейные складки северо-восточного простирания, осложненные флексуобразными изгибами и разломами, и в целом образует антиклинорий. Характеристика метаморфизма мамской толщи по минеральным парагенезисам метапелитов и известково-кварцсодержащих пород, а также метаморфогенных жил приведена в табл.7. Там же дана оценка возможных пределов температуры и давления, а также соотношений  $\frac{P}{P_{\text{общ}}}$  по метаморфическим зонам.

Весь комплекс первично-осадочных отложений мамской толщи залегает со стратиграфическим или тектоническим несогласием на

Таблица 7

Характеристика метаморфических зон Мамского района. По Г.М.Другову

Фация метаморфизма	№ зоны	Зона и ее характеристика	Жильные образования	T, °C	$P_{\text{общ}} \cdot 10^2$ Па	$P_{\text{H}_2\text{O}} / P_{\text{общ}}$
Зеленых сланцев	I	Хлорит-серицитовая (зона филлитовидных серицитовых сланцев). Пирофиллит, хлоритоид, диаспор в высокоглиноземистых метапелитах; сидерит в известковых кварцосодержащих породах		430	$3,2 \pm 1,0$ $5,2 \pm 0,7$	0,9
	II	Биотит-хлоритовая (зона биотит-хлоритовых сланцев и слюдястых филлитов). Биотит, мусковит (дистен) в метапелитах, биотит, гранат, графит и актинолит в известковых кварцосодержащих породах	Кварцевые жилы	500	$6,0 \pm 0,7$	
	III	Гранат-хлоритовая (зона мусковит-ставролитовых и пятнистых слюдястых сланцев). Гранат, ставролит, дистен (ставролит, появляется несколько позднее граната), плагиоклаз, графит в метапелитах; цоизит и сфен в известковых кварцосодержащих породах				
Эпидот-амфиболитовая	IV	Гранат-мусковитовая (зона узловатых гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев). Роговая обманка и скаполит в известковых кварцосодержащих по-	Пегматиты с зеленым и обычным мусковитом без биотита	575	$6,6 \pm 0,5$	-

Продолжение табл. 7

Фация метаморфизма	№ зоны	Зона и ее характеристика	Жильные образования	T, °C	$P_{\text{общ}} \cdot 10^2$ Па	$P_{\text{H}_2\text{O}} / P_{\text{общ}}$
Амфиболитовая	V	родах; исчезает хлоритоид на границе III и IV зон, появляются пегматиты Гранат-биотит-мусковитовая (зона крупнокристаллических дистен-гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев). Появляются роговая обманка в известковых метапелитах и диопсид в известковых кварцосодержащих породах	Пегматиты с мусковитом и биотитом	620	$7,0 \pm 0,5$	-
	VI	Биотит-роговообманковая (зона двуслюдяных гнейсов с дистеном и силлиманитом). Исчезает мусковит в известковых кварцосодержащих породах, в метапелитах мусковит еще устойчив	Пегматиты с биотитом без мусковита и с гранатом	740	$7,5 \pm 0,4$	0,7
	VII	Скаполит-роговообманковая (зона биотитовых гранито-гнейсов и мигматитов с магнетитом). Исчезает мусковит в метапелитах	Пегматиты с биотитом, гранатом и магнетитом	800	$8,2 \pm 0,4$	-

высокометаморфизованных и гранитизированных породах чуйской серии. В юго-западной части района они обнажены на поверхности, на остальной площади дешифрируются по гравиметрическим наблюдениям в виде блоков, расположенных на разной глубине.

В современном эрозионном срезе фундамента находится на расстоянии 3–5 км от поверхности, причем это расстояние увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток. Поднятие блоков происходило в основном после формирования линейных северо-восточных складок, так как эти складки деформированы по поперечным разломам в фундаменте. Отмечается приуроченность высокотемпературных мета-

морфических зон к наиболее проницаемым структурам фундамента — разломам глубокого заложения. Физико-химические условия минералообразования в зонах влияния сквозных разломов, проникающих сквозь мамскую толщу и скрытых, проявляющихся в толще в виде пластических деформаций, существенно различны. Так, в сквозных разломах дистен неустойчив, и вместо него присутствуют ассоциации силлиманит+кварц, мусковит+кварц, кордиерит+силлиманит+кварц. В высокотемпературных зонах, приуроченных к скрытым разломам, дистен, как правило, устойчив.

На общем слабом фоне мусковитизации Мамского района промышленно-слюдоносные пегматиты встречаются в виде кустов и узлов, объединяемых в слюдоносные поля и месторождения (рис.48).

Использование сейсморазведки и гравиметрии позволило выявить тектонические структуры, контролирующее размещение слюдоносных кустов и узлов. Они представляют собой поперечные и продольные тектонические зоны (разломы) глубокого заложения, которые в верхних горизонтах мамской толщи трансформируются в приразломные складчатые сооружения, в сводовых частях и крыльях которых и формируются слюдоносные пегматиты. Для образования достаточно крупных концентраций слюдоносных жил-узлов необходимы экраны, роль которых играют горизонты переслаивания глиноземистых (дистеновых), гнейсо-сланцевых и известково-силикатных пород. Промышленно-слюдоносные жилы обычно формируются в породах экрана — плагиоклазовых пегматитовых телах, которые сменяются на глубине плагиоклазмикроклиновыми пегматитами. При этом последние часто пересекают плагиоклазовые пегматиты, что объясняется продолжительностью и многостадийностью формирования слюдоносного узла.

Согласно В.М.Другову, слюдоносный узел представляет собой одно из звеньев глубинной магматической колонны. Причины возникновения таких колонн — высокая интенсивность метаморфогенных флюидов, наличие тектонически активной зоны, благоприятный состав пород и наличие экрана. Установлена вертикальная зональность слюдоносных узлов, выраженная в последовательной смене морфологических типов пегматитовых тел и слюдоносных зон от корневой части к кровле слюдоносного узла: от тел столбообразной (трубообразной) формы через уплощенные конусо- и грибовидные к жилам килевидного и челночного типа с последовательным разветвлением подводящих каналов от корней слюдоносного узла к его кровле. Достаточно четко выражена такая зональность и по латерали: в центральной части узла обычно выделяются более крупные слюдоносные жилы и кусты, а по периферии — более мелкие. В кровле слюдоносного узла развиты преимущественно отдельные промышленно-слюдоносные жилы с интенсивно проявленным кварц-мусковитовым замещением.

Связь мусковитовых пегматитов Байкальского пояса с тектонометаморфической протоактивизацией обоснована Ю.М.Соколовым. Он установил, что они относятся к особому метаморфогенному типу или формации и образуются в определенной геохимической среде при зако-

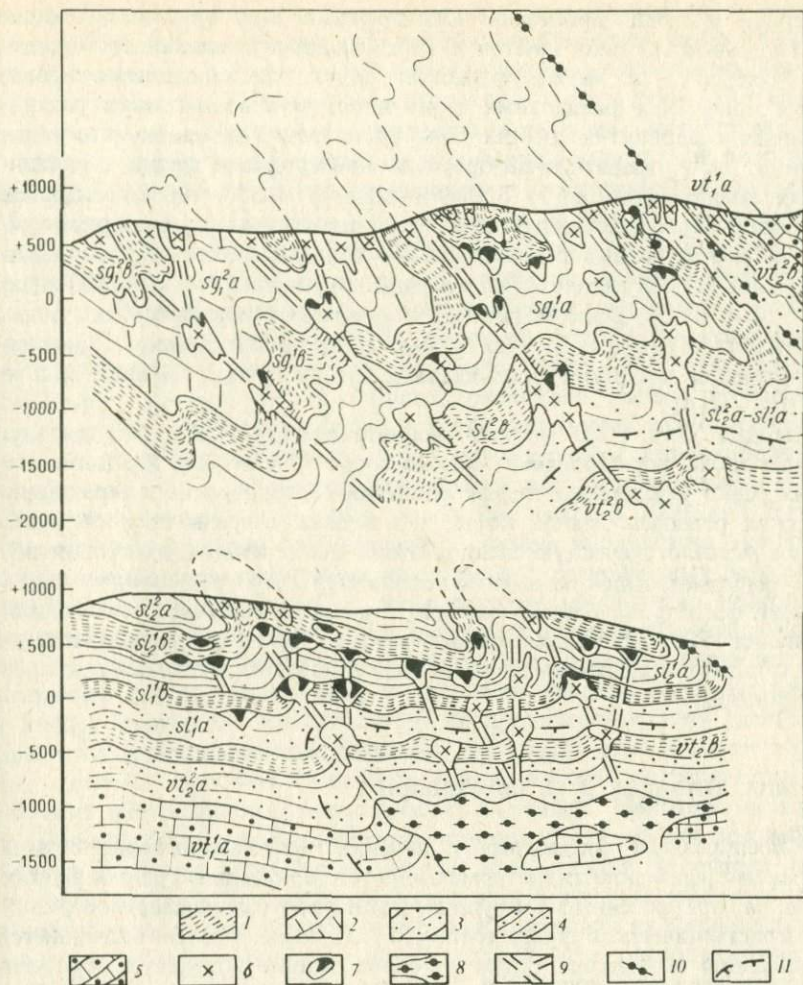


Рис.48. Условия локализации мусковитовых пегматитов в полиметаморфической мамской толще. По Г.М.Другову:

1-9 — метаморфические породы: 1 — дистен-гранат-двуслюдяные гнейсы, 2 — известково-силикатные породы с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, 3 — узловатые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, 4 — гранат-биотитовые гнейсы, кварцито-гнейсы и известково-силикатные породы, 5 — гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы и известково-силикатные породы, 6 — пегматиты мамско-оронского комплекса, 7 — слюдоносные жилы, 8 — гнейсограницы; 9 — тектонические зоны, установленные сейсморазведочными работами на гольцах Третий — Второй (Слюдянка) и предполагаемые на гольцах Стланниковый, Чужой, Медвежий (Олонгро); 10 — тектонические нарушения типа надвигов; 11 — граница высокотемпературного метаморфизма (VI и VII зон). Стратиграфические горизонты метаморфических пород без дистена (горизонты *a*) и высокоглиноземистых пород с дистеном (горизонты *в*): согдинская, слюдянская и витимская свиты; нижний индекс обозначает порядок подсвет, верхний — пачек

номерной эволюции процессов метаморфизма. Благоприятные условия для гидролиза полевых шпатов и образования промышленного мусковита создаются в метаморфических поясах дистен-силлиманитовых низкоградиентных фациальных серий и приурочены к зонам распространения ставролит-биотит-дистен-мусковитовой, дистен-биотит-мусковитовой, дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов ( $P = 600-900$  МПа,  $T = 550-700$  °С). Другие формации метаморфогенных пегматитов возникают при иных режимах. Так, метаморфогенные редкометальные пегматиты ассоциируют с амфиболитовой фацией андалузит-силлиманитовой серии ( $P = 200-400$  МПа,  $T = 520-670$  °С), редкометальные керамические локализуются в зонах силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой и силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации ( $P$  до 1100 МПа,  $T = 750$  °С) [14].

Период 1750–2000 млн.лет рассматривается Ю.М.Соколовым как главная эпоха формирования мусковитовых пегматитов. Именно в это время резко усиливается дифференциация тектонических и термодинамических режимов земной коры, что, в свою очередь, обуславливает разную металлогеническую специализацию пегматитоносных провинций. Если редкометальные пегматиты появляются даже в раннем архее и продолжают формироваться до кайнозоя, то мощный импульс мусковитообразования  $1900 \pm 100$  млн.лет назад отражает переход от высокоградиентного к низкоградиентному метаморфизму, перелом в тепловом режиме земной коры.

## ВПАДИНА АТАБАСКА И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЕ

Своеобразным индикатором явлений протоактивизации служат постметаморфические гидротермальные месторождения урана и редких металлов, приуроченные к крупным, длительно развивающимся разломам кристаллического фундамента [25]. Разломы в целом подчиняются простиранию складчатых структур более раннего возраста и образуют сложные системы либо в пограничных зонах архейских кратонов, либо в консолидированных протерозойских поясах. Основу разломов создают зоны инъекционных мигматитов, биотит-амфиболитовых бластомилонитов и бластокатаклазитов, которые возникли на больших глубинах в температурных границах амфиболитовой фации. Нередко они сочетаются с более поздними эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклазитами, зонами дробления и трещиноватости.

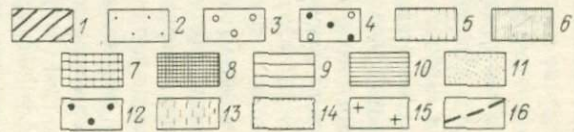
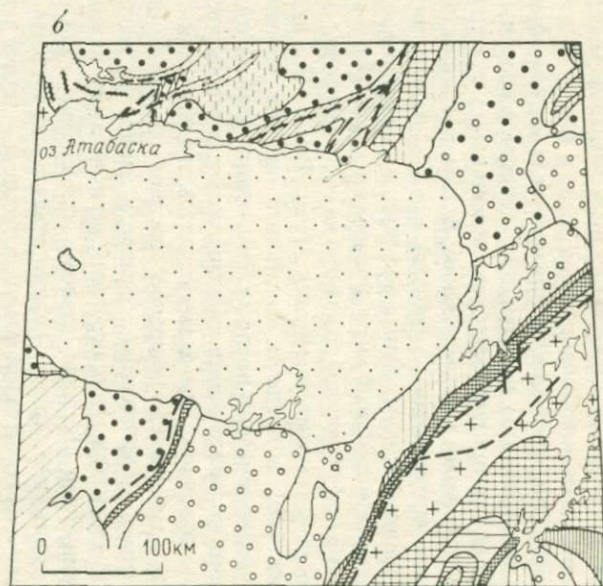
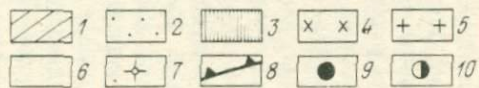
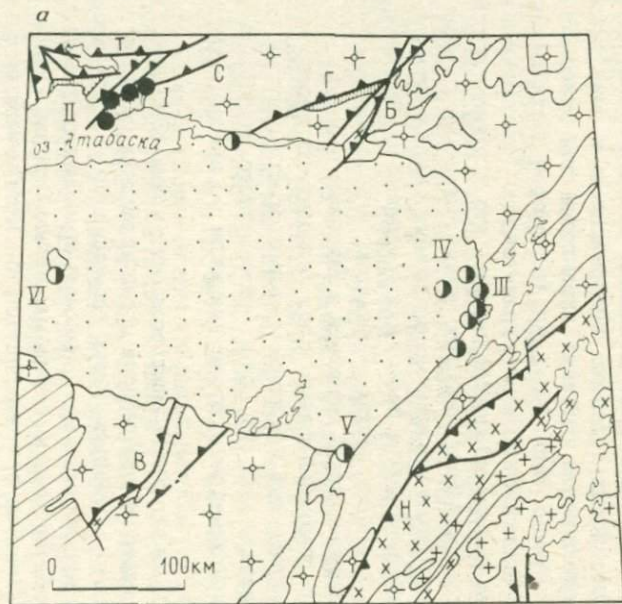
По формационным признакам щелочные метасоматиты делятся на три типа. К первому относятся высокотемпературные калиевые метасоматиты с бериллием, ко второму — высокотемпературные натриевые с танталом и ниобием, к третьему — среднетемпературные ураноносные альбититы.

Верхние части рудоносных региональных разломов обычно уничтожены эрозией, и лишь в редких случаях они сохранились от размыва

вместе с континентальными отложениями, возникшими в эпоху протоактивизации. Такая ситуация наблюдается на Канадском щите в Северном Саскачеване, где уже давно известны гидротермальные месторождения урана жильного и штокверкового типа и где в конце 70-х годов открыты крупные межформационные никель-урановые месторождения.

И те и другие локализируются на периферии обширной впадины Атабаска, заполненной среднепротерозойскими песчаниками, и контролируются крупными разломами в ее основании. В западной части района песчаники Атабаска перекрывают архейский кратон, в восточной — протерозойский подвижный пояс. Для архейских и раннепротерозойских пород характерен региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации. В зонах крупных разломов на него наложены интенсивный катаклиз и регрессивные изменения (рис. 49). По данным Дж.Льюри и других [40], в пределах архейского кратона реликтовые парагенезисы гранулитовой фации представлены ассоциацией пертитового и антипертитового полевого шпата, ортопироксена, клинопироксена, голубого кварца и ильменита. Эти парагенезисы в значительной степени замещены новой ассоциацией минералов: роговой обманкой, биотитом, куммингтонитом, антофиллитом, сфеном и эпидотом. Наиболее сильные изменения характерны для крупных региональных разломов, таких, как Верджин-Ривер. В этом разломе установлено несколько фаз тектонических движений, причем ранняя отвечала термодинамическим условиям низов амфиболитовой фации, а поздняя — низам зеленосланцевой фации. Тектонические движения поздней фазы затронули и массив протерозойских гранитов, внедрившихся в зону разломов. Аналогичная геологическая ситуация характерна для наиболее крупной системы разломов Нидл-Фолз, вдоль которой вытягивается гигантский плутон посткинematических гранитоидов. Некоторыми исследователями было высказано предположение, что в раннем докембрии система разломов Нидл-Фолз являлась зоной сжатия на границе двух литосферных плит. Первичная природа осадочных и вулканогенных толщ в протерозойском подвижном поясе, как и условия их метаморфизма, известны лишь в общих чертах. Считается, что термодинамические условия метаморфизма здесь менялись в широких пределах от гранулитовой до зеленосланцевой фации и что складчатость протерозойских отложений сопровождалась внедрением разновозрастных гранитоидных интрузий. Предполагается, что зоны регрессивного дислокационного метаморфизма в архейском кратоне возникли во время протерозойской складчатости.

Жильные и штокверковые месторождения урана (Эйс-Фей, Ганнар и др.) залегают севернее оз.Атабаска среди архейских гранитов и гнейсов группы Тейзин в мощных зонах регрессивного дислокационного метаморфизма и сопровождаются широкими ореолами гидротермально-измененных пород, близких к натриевым метасоматитам. Гнейсы образованы за счет кварцитов, аркозов, аргиллитов, конгломератов и в меньшей степени за счет вулканогенных пород. Архейские граниты подразделяются на две возрастные группы. К более древней относятся батолиты



топодобные тела синтетектонических адалелитов и гранодиоритов, к более молодой — мелкие интрузии переменного состава — от кварцевых диоритов до щелочных гранитов и пегматитов. Радиологический возраст архейских пород по данным Rb - Sr и U - Pb методов оценивается в 2,2—2,5 млрд. лет. Я. Крупица, Г. Сассано показали, что в зонах разломов практически все породы группы Тейзин испытали наложенные деформации и регрессивный метаморфизм. В первую фазу деформации происходили путем пластического течения при достаточно высоких температурах, о чем свидетельствует устойчивость роговой обманки и биотита, и сопровождалась ростом порфиробластов микроклина и граната. Во вторую фазу эти тектониты подверглись брекчированию, тонкому дроблению и перетиранию вплоть до образования ультрамилонитовых швов. Наконец, с последней фазой связаны зоны скалывания с прожилками позднего калиевого полевого шпата, эпидота, хлорита, кальцита, ангидрита и пирита, который, в свою очередь, замещается урановой смолкой. Детальные микроскопические исследования показали также, что так называемые аргиллиты в зоне крупного ураноносного разлома Сент-Луи в действительности являются продуктами многофазной деформации и ретроградного метаморфизма гранитогнейсов, а не реликтами осадочных пород в разрезе группы Тейзин, как предполагали многие исследователи.

По данным массовых замеров установлено, что подавляющая часть настурановых прожилков совпадает со сланцеватостью милонитов и располагается параллельно разлому Сент-Луи. В то же время наиболее высокие концентрации урана приурочены к тем интервалам разлома, где он под острым углом пересекает мелкие складки вмещающих гнейсов.

Рис. 49. Геологическая позиция урановых месторождений в Северном Саскачеване [40]:

*a* — схема геологического строения района; 1 — фанерозойский платформенный чехол; 2 — формация Атабаска; 3 — формация Мартин; 4—5 — протерозойские плутоны: 4 — посткинematические, 5 — раннекинematические; 6 — супракрустальные породы; 7 — гранитоиды и мигматиты основания; 8 — разломы (Б—Блэк-Лейк, В—Верджин-Ривер, Г—Гриз-Ривер, Н—Нидл-Фолз, С—Сент-Луи, Т—Тейзин-Ривер); 9 — гидротермальные жильные и штокверковые месторождения урана (I—Эйс-Фей, II—Ганнар); 10 — гидротермальные никель-урановые месторождения межформационного типа (III — Рэббит-Лейк, IV — Мак-Клинтон, V — Ки-Лэйк, VI — Клафф-Лэйк); б — схема метаморфизма докембрийских комплексов; 1—2 — неметаморфизованные породы: 1 — фанерозойский платформенный чехол, 2 — формация Атабаска; 3—11 — фации протерозойского метаморфизма: 3 — гранулитовая, 4 — гранулитовая и верхняя амфиболитовая, 5 — верхняя амфиболитовая (субфация II), 6 — верхняя амфиболитовая (субфация I), 7 — верхняя и нижняя амфиболитовая, 8 — нижняя амфиболитовая (субфация II), 9 — нижняя амфиболитовая (субфация I), 10 — нижняя амфиболитовая и зеленосланцевая, 11 — зеленосланцевая; 12—13 — фации архейского метаморфизма: 12 — гранулитовая, 13 — верхняя альмандин-амфиболитовая; 14 — зоны регрессивного метаморфизма зеленосланцевой-амфиболитовой фации; 15 — поздние протерозойские граниты; 16 — разломы



Опираясь на эти данные, можно утверждать, что ураноносные разломы на северном побережье оз.Атабаска обнаруживают значительное сходство с разломами, контролирующими описанные выше ураноносные натровые метасоматиты. Действительно, тектониты первой фазы являются аналогами биотит-амфиболитовых бластомилонитов, а продукты более поздних деформаций соответствуют эпидот-хлоритовым милонитам и катаклазитами. Но если в собственно натровых метасоматитах во внутренних зонах развиваются щелочные амфиболы и пироксены, то на месторождении Эйс-Фей их нет и здесь наблюдается явный возрастная отрыв урановых руд от гидротермально измененных. Не исключено, что эти различия свидетельствуют о дальнейшей эволюции гидротермальных растворов по мере их подъема к земной поверхности, а также о проявлении интенсивных внутриминерализационных деформаций вмещающих пород на меньших глубинах [19].

С ураноносными разломами сопряжены узкие прогибы, заполненные формацией Мартин. Она достигает по мощности 5000 м, сложена красноцветными конгломератами, аркозами, аргиллитами, базальтами и прорвана габброидными дайками и силлами. А.Трембли показал, что снос обломочного материала происходил с обоих бортов впадин и что они погружались синхронно с тектоническими перемещениями блоков кристаллического фундамента. Возраст формации Мартин на основании палеомагнитных радиологических данных оценивается в 1830 — 1730 млн.лет.

Формация Атабаска после открытия никель-урановых месторождений подверглась детальным литолого-фациальным исследованиям [45]. Они опирались на многочисленные вновь пробуренные скважины, позволили расчлнить группу Атабаска на несколько формаций и определить тектонические условия их накопления (рис.50). Установлено, что отложению группы Атабаска предшествовал длительный период стабилизации района, в течение которого на кристаллических породах возникла древняя кора выветривания. Она достигает по мощности 50 м и состоит из каолинитовой и хлорит-иллитовой зон, типичных для нижних частей современных латеритовых профилей. Оказалось, что так называемые базальные конгломераты группы Атабаска имеют различный возраст и происхождение. Некоторые из них древнее этой группы на 200 млн.лет и связаны со склонами горстообразных поднятий. Другие представляют собой частично переработанный реголит. И только третьи переслаиваются с песчаниками и начинают разрез нижней формации Маниту-Фоллз.

В разрезе группы Атабаска П.Рамекерсом [45] выделены четыре морские трансгрессивные серии (формации Фэр-Поинт, Лазебни-Лейк и Волверайн-Поинт, Локер-Лейк, Озерсайд, Тума-Лейк, Дуглас и Карсвелл) и одна мощная флювиальная серия (формация Маниту-Фоллз). Размеры и конфигурация бассейна седиментации были близки к современным границам впадины. Обломочный материал переносился в нее с пологих смежных поднятий, главным образом в направлении с восто-

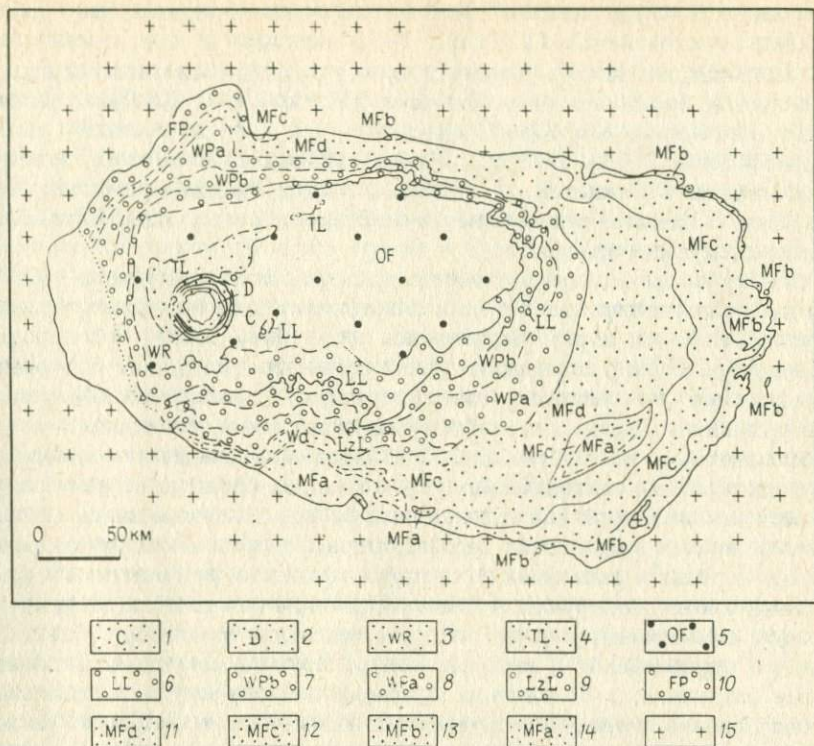


Рис.50. Геологическая карта впадины Атабаска. По П.Рамекерсу [45].

Формации: 1 – Карсвелл – строматолитовые и оолитовые доломиты, 2 – Дуглас-черные, красные и зеленые аргиллиты, алевролиты и песчаники, 3 – подгруппа Уильям Ривер – песчаники, галечные песчаники с подчиненными конгломератами и алевролитами, 4 – Тума-Лейк – преимущественно галечные песчаники, 5 – Озерсайд – песчаники, алевролиты, 6 – Локсер – преимущественно галечные песчаники, 7–8 – Волверайн-Поинт (7 – преимущественно алевролиты и глинистые фосфоритоносные туфогенные песчаники, 8 – песчаники, подчиненные алевролиты); 9 – Лазебни-Лейк – преимущественно галечные песчаники; 10 – Фэр-Поинт – преимущественно галечные песчаники; 11–14 – Маниту-Фоллз (11 – песчаные гравелиты, 12 – песчаники, 13 – переслаивание конгломератов и песчаников, 14 – песчаники, подчиненные галечные песчаники, конгломераты, песчаные гравелиты); 15 – гранитоиднейсы фундамента

ка на запад. Наиболее крупная река текла с юга вдоль разлома Верджин-Ривер. Присутствие фосфоритов в формации Волверайн-Поинт на западном борту впадины позволяет предполагать, что здесь она была открыта в сторону океана. Следует заметить, что никаких одновозрастных морских отложений западнее впадины пока не обнаружено.

Возраст туфогенных прослоев в формации Волверайн-Поинт определен Rb-Sr методом в  $1513 \pm 24$  и  $1428 \pm 30$  млн.лет. Секущие диабазо-

вые дайки имеют возраст 1360 млн.лет. Условно считается, что группа Атабаска накапливалась в течение 150–200 млн.лет.

Большинство никель-урановых месторождений располагается вдоль восточного борта впадины Атабаска (Рэббит-Лейк, Ки-Лейк, Даун-Лейк, Игл-Поинт, Мак-Кли), отдельные — в ее внутренней части (Клафф-Лейк, Карсвелл-Лейк). Все они принадлежат к особому типу урановых месторождений, связанных с зонами стратиграфического несогласия. В качестве отличительных особенностей этого типа Л.Трембли указал следующие признаки.

Месторождения сосредоточены в сравнительно узком (около 140 м) вертикальном интервале, который охватывает самые нижние горизонты группы Атабаска, и распространяются на глубину до 100 м в породы фундамента. Рельеф последнего сильно расчленен вследствие блоковых перемещений по разломам северо-восточного простирания. Разломы следуют вдоль горизонтов графитовых сланцев и представлены зонами рассланцевания, милонитизации, брекчирования, свидетельствующими о неоднократных тектонических перемещениях. Оруденение не обнаруживает закономерной связи с каким-либо определенным типом пород и локализуется в архейских гнейсах, раннепротерозойских метаморфических породах и различных по составу и фаціальным признакам терригенных отложениях группы Атабаска. При этом оно располагается внутри зон низкотемпературного гидротермального изменения ("светло-зеленой аргиллизации"), которые контролируются секущими и согласными разрывами в отложениях Атабаска и вдоль крупных разломов уходят своими корнями в фундамент. Изменения захватывают также габброидные дайки и накладываются на древние коры выветривания. Рудные тела имеют, как правило, лентообразную или сигарообразную форму и состоят из внутреннего стержня с очень богатыми рудами и окружающей его более бедной минерализации. Кроме урана в них присутствуют никель, кобальт, мышьяк, селен, теллур, золото, ванадий, молибден, медь, свинец и серебро. С помощью U-Pb метода возраст урановых руд определен в  $1280 \pm 11$  млн.лет, а гидротермальных изменений в 1260 млн.лет (К - Ag метод).

По генезису никель-урановых месторождений в зонах стратиграфического несогласия были высказаны различные гипотезы. Одни исследователи считали их первично-осадочными, другие диагенетическими или связанными с древними корами выветривания, третьи — гидротермальными. Дж.Хове и Т.Сиббалд высказали идею о том, что промышленные никель-урановые руды образовались в результате сочетания нескольких процессов: 1) переноса урана из области размыва архейских гранитогнейсов и накопления его в мелководных углеродсодержащих осадках раннепротерозойского возраста; 2) мобилизации и частичной концентрации во время гудзонской складчатости и метаморфизма; 3) частичного размыва и перераспределения в зоне выветривания; 4) отложения песчаников Атабаска и переотложения в них урана из подстилающих пород; 5) размыва месторождений с частичной мигра-

цией урана и образованием новых генераций настурана; б) эрозии и разрушения рудных тел.

Детальные исследования месторождения Мак-Клин подтвердили полигенный характер никель-урановых руд, но привели к иной модели их образования [33]. В ее основу легли результаты изучения околорудных изменений вмещающих пород, минеральных ассоциаций руд и изотопных анализов. Было установлено, что месторождение Мак-Клин связано с горизонтами графитсодержащих пород фундамента и подчиняется простираанию его структур (рис.51). Однако под рудными телами фиксируются не крупные разломы, а зоны трещиноватости, чем, вероятно, и обусловлены сравнительно небольшие их масштабы.

В плане рудные тела имеют сигарообразную форму, а в поперечном разрезе — вид тонкой выпуклой кверху линзы (рис.52). По простираанию они переходят из пород фундамента в песчаники Атабаска, где достигают максимальной мощности. Рудные тела окружены широкими ореолами изменений, которые включают зоны развития иллита, а также гематитовую, сульфидную, арсенидную и обеленную (выщелоченную) фации. Минералого-геохимические данные, а также вариации изотопов серы, углерода и водорода указывают на поступление восстановительных флюидов из фундамента. Они имели небольшую (около 200 °С) температуру и в зоне стратиграфического несогласия взаимодействовали с окислительными растворами. Пути движения последних определяли зоны трещиноватости и высокой электропроводности, пересекающие структуры фундамента.

Предполагается, что минералообразование происходило в три стадии. В первую стадию ведущую роль играли восстановительные флюиды, из которых в породах фундамента, реголите и песчаниках Атабаска отложились сульфиды и арсениды. Во вторую стадию они подверглись частичному окислению и одновременно возникли настурановые руды. Наконец, в третью стадию значение восходящих флюидов еще более уменьшилось и окислительные растворы начали циркулировать в верхней части фундамента, что привело к частичному растворению и выносу графита.

Возраст урановой смолки определен U-Pb методом в  $1331 \pm 8$  млн. лет, серицита из гидротермально измененных пород Rb - Sr изохронным методом —  $1337 \pm 11$  млн.лет, иллита с помощью лазерного  $^{39}\text{Ar}$  -  $^{40}\text{Ar}$  метода — 1170–1300 млн.лет.

Таким образом, протоактивизация раннедокембрийских структур района оз.Атабаска сопровождалась двумя этапами постметаморфической гидротермальной деятельности. С первым этапом (1,8 млрд.лет) было связано формирование собственно урановых, со вторым (1,3 млрд.лет) — никель-урановых месторождений.

В этой связи необходимо отметить, что так называемые пятиметальные жильные месторождения района Большого Медвежьего озера по возрасту близки к межформационным никель-урановым месторождениям. Провинция Большого Медвежьего озера относится к числу

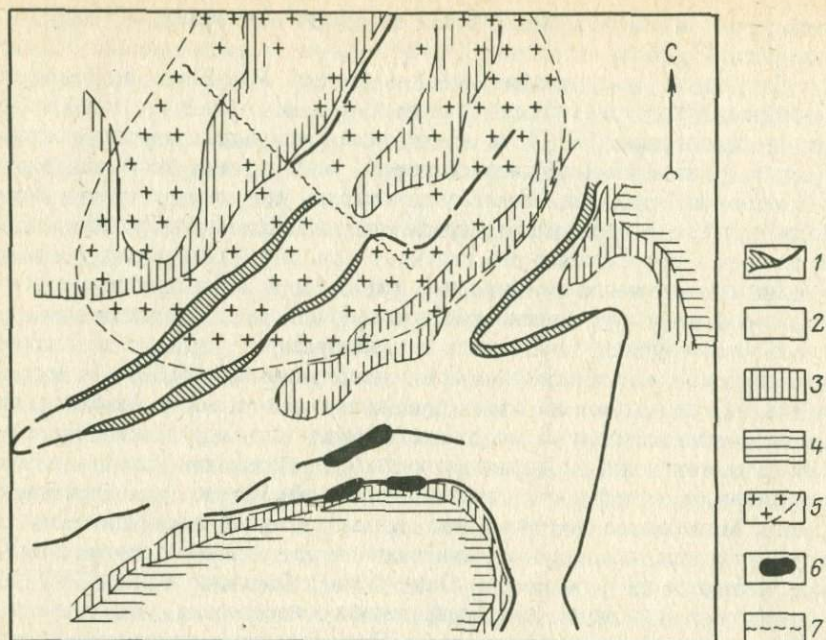


Рис.51. Схема строения кристаллического фундамента в районе месторождения Мак-Клин. По Р.Уоллису и др. [33]:

1 - графитовые метапелиты; 2 - метапелиты ± метааркозы ± графит; 3 - метааркозы ± метапелиты; 4 - метааркозы; 5 - гранитоидный купол Торвалл; 6 - урановые месторождения; 7 - разлом

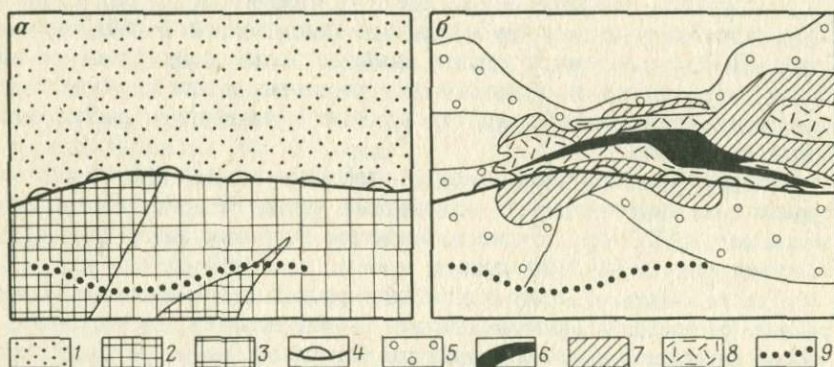


Рис.52. Соотношения между литологией пород (а), их изменениями и минерализацией (б) в разрезе месторождения Мак-Клин. По Р.Уоллису и др. [33]:

1 - песчаники группы Атабаска; 2-3 - кристаллический фундамент: 2 - реголит по графитовым метапелитам, 3 - реголит по метааркозам и метапелитам; 4 - несогласие; 5 - слабое гематитовое изменение; 6 - настурановая руда; 7 - сульфидная фация; 8 - иллитовая фация; 9 - верхняя граница распространения графита

сравнительно молодых структурных элементов Канадского щита. В ее основании залегают архейские гнейсы. В раннем протерозое здесь существовала протогеосинклиналь, испытавшая складчатость на рубеже раннего и среднего протерозоя. Группа Эко-Бей и вышележащая группа Камерон-Бей образуют поздний молассовидный комплекс этой протогеосинклинали. Он состоит из конгломератов, аркозов, красноцветных аргиллитов и алевролитов, вулканических лав андезито-трахитового состава с горизонтами туфов, вулканических брекчий и игнимбритов, которые насыщены субвулканическими интрузиями и прорваны гранитами. Обломки конгломератов обычно шлохо окатаны и состоят из тех же вулканических пород, аргиллитов, кварца и гранодиоритов. Нередко конгломераты вверх по разрезу переходят в аркозовые песчаники с косою слоистостью. Для глинистых прослоев характерны трещины и кластические дайки, заполненные песчаным материалом. Накопление вулканогенно-осадочных отложений несомненно было связано с блоковыми перемещениями по крупным разломам. Мощность этих сооружений сильно колеблется, достигая 3000 м. По данным Rb-Sr метода возраст группы Эко-Бей определен  $1770 \pm 30$  млн.лет. Рудные жилы пересекают породы группы Эко-Бей и по данным U - Pb метода имеют возраст около 1450 млн.лет. Следовательно, они также связаны с протоактивизацией ранее консолидированных структур.

## Глава VI. ОБЛАСТИ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И РИФОГЕНЕЗА

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

О существовании особых структурных элементов материков, которые отличаются от платформ и геосинклиналей, В.А.Обручев писал еще в начале XX в. Он показал, что Восточная Сибирь и Центральная Азия после палеозойской складчатости длительное время находились в состоянии покоя, а затем были охвачены мощными тектоническими движениями, которые создали горные цепи и разделяющие их прогибы, заполненные терригенными континентальными отложениями. Дальнейшую разработку проблема тектономагматической активизации получила в трудах Г.Ф.Мирчинка, Чен Гоа, В.В.Белоусова, М.С.Нагибиной, А.Л. Яншина и других исследователей.

Было установлено, что в середине мезозоя новые тектонические движения охватили обширные пространства Сибирской и Китайской платформ, а также ранее консолидированных складчатых поясов и эти движения сопровождались интенсивным вулканизмом, интрузивным магматизмом и рудообразованием. В результате здесь возникли осо-

бые типы металлогенических провинций, которые приурочены к активизированным древним и эокампанским платформам, активизированным палеозойским складчатым областям и, наконец, вулканическим поясам на гетерогенном — платформенном и геосинклинально-складчатом основании (табл.8).

Сравнение данных по Сибирской и Китайской платформам показало, что характер тектонических движений эпохи тектономагматической активизации в значительной степени определяется возрастом и степенью консолидации фундамента [4]. Они влияют на строение платформенного чехла — его мощность, устойчивость фации, дифференциацию, на конседиментационные прогибы и поднятия. Так, на Алданском щите, где фундамент сложен архейскими ультраметаморфическими породами, окончательно консолидированными в раннем протерозое, платформенный этап продолжался свыше миллиарда лет и мезозойские тектонические движения проявились в виде изгибов и ступенчатых перемещений кристаллического основания совместно с платформенным чехлом. В западной эопротерозойской части Южно-Китайского массива платформенные отложения накапливались почти непрерывно от рифея до триаса, достигают по мощности 8–19 км и залегают в виде моноклиналей, коробчатых и сундучных складок.

Связанное по времени с образованием верхнего орогенного структурного этажа эндогенное оруденение эпохи активизации выходит за пределы зон наземного вулканизма и при благоприятных условиях локализуется и в платформенном чехле, и в породах фундамента. Именно здесь возникают месторождения, не имеющие полных аналогов в складчатых областях.

В последние десять лет наметилась тенденция к более широкому толкованию термина "тектономагматическая активизация", к объединению заключительных этапов развития складчатых поясов и собственно явлений активизации. С этих позиций была пересмотрена природа палеозойских, мезозойских и кайнозойских орогенных структур и формаций Казахстана, Средней Азии, Востока СССР. Появились новые доказательства связи с активизацией проявлений молодого магматизма в срединных массивах фанерозойских складчатых областей и полиформационных магматических комплексов центрального типа. Новые подходы повлекли за собой пересмотр геотектонической позиции обширных групп рудных месторождений.

Так, И.Н.Томсон пришел к выводу, что ведущую роль в эндогенном рудообразовании играет орогенный режим, для которого характерны: преобладания поднятий и денудационных процессов, увеличение контрастности движений тектонических блоков, накопление континентальных вулканических и молассовых формаций, формирование скрытых разломов фундамента, мегасводов, локальных сводовых и очаговых структур, с которыми и связаны рудные месторождения. Автономное их развитие доказывается дискордантными соотношениями с геосинклинальными структурами, отсутствием орогенного этапа во многих

Таблица 8

Сравнительная характеристика мезозойских активизированных областей Восточной Азии.

По В. И. Казанскому и А. Д. Щеглову

Геологическое строение и рудоносность	Платформы на архейско-раннепротерозойском основании	Платформы на позднепротерозойском—раннепалеозойском основании	Палеозойские складчатые области	Наложённые вулканические пояса
Фундамент	Архейско-нижнепротерозойские ультраметаморфические породы	Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские песчано-сланцевые отложения	Протерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения	Архейские и протерозойские ультраметаморфические породы
Осадочный чехол на платформах и геосинклинальный комплекс в складчатых областях	Среднепротерозойско-палеозойские карбонатно-терригенные отложения мощностью от 0,5 до 4 км на антеклизах и до 15 км в перикратонных прогибах	Синийско-триасовые карбонатно-терригенные отложения мощностью до 8–10 км в эпипротерозойских мегаблоках, девонские—триасовые карбонатно-терригенные отложения мощностью 1–4 км в эпипалеозойских мегаблоках	Нижне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения	На древних массивах верхнепротерозойские—нижнемезозойские терригенно-карбонатные отложения, в разделяющих их складчатых зонах—геосинклинальные терригенные отложения верхнего палеозоя—раннего мезозоя
Орогенный структурный этаж	Угленосные юрские, подчиненные меловые вулканогенные отложения	Угленосные юрские, вулканогенные меловые, пестроцветные третичные отложения	Вулканогенные триасовые—юрские, угленосные меловые отложения	Меловые угленосные, меловые—палеогеновые вулканогенные отложения
Мезозойские структурные элементы	Пологие сводово-глыбовые поднятия, приразломные впадины, зоны диафтори-	Брахиформные, коробчатые, сундучные складки в сочетании с узкими зонами ли-	Сводово-глыбовые поднятия, межгорные, эрозионно-тектонические впади-	Вулканотектонические структуры, моноклинали, флексуры, брахискладки



Геологическое строение и рудоносность	Платформы на архейско-раннепротерозойском основании	Платформы на позднепротерозойском—раннепалеозойском основании	Палеозойские складчатые области	Наложенные вулканические пояса
Мезозойские структурные элементы	тов, а также гребневидные, корытообразные, сундучные складки в перикратонных прогибах	нейных антиклиналей и синклиналей, осложненных разломами	ны, вулканотектонические структуры	
Мезозойский магматизм	Изолированные группы щелочноземельных—щелочных близповерхностных интрузивов и экстрезивов; цепи гранитоидных интрузивов и экстрезивов в крупных зонах пограничных разломов	Цепи интрузивов и решетчатые гипабиссальные гранитоидные интрузии	Пояса гипабиссальных гранитоидных интрузивов, дайки и малые интрузии щелочных габброидов	Цепи гипабиссальных интрузивов среднего—кислого состава, входящих в состав вулканоплутонических комплексов
Эндогенные месторождения предшествующих этапов геологического развития	Архейские—раннепротерозойские скарновые месторождения флогопита и магнетита, мусковитовые и редкометалльные пегматиты, редкометалльные щелочные метасоматиты, гидротермальные пьезокварцевые месторождения, железотитановые месторождения в габбро-анортозитах;	Среднепалеозойские мусковитовые и редкометалльные пегматиты в связи с гранитными интрузивами	Протерозойские мусковитовые пегматиты, раннепалеозойские колчеданные свинцово-цинковые месторождения, среднепалеозойские магматические и скарновые месторождения железа, олова, вольфрама, молибдена, золота и других, ассоциирующие с гранитоидными интрузивами	Раннепротерозойские магматические титаномагнетитовые, позднепротерозойские гидротермальные редкометалльные в связи с аляскитовыми гранитами
Эндогенные месторождения образованные в связи с тектономагматической активизацией	позднепротерозойские месторождения платины и редких металлов в связи с массивами ультраосновных—щелочных пород	Скарновые и гидротермальные месторождения вольфрама, олова, свинца, цинка, мышьяка, ассоциирующие с гранитоидными интрузивами, ртутные, сурьмяные, золото-вольфрам-сурьмяные месторождения вне видимой связи с магматической деятельностью	Гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, мышьяка, свинца, цинка и других, ассоциирующие с гипабиссальными гранитоидными интрузивами, эпитептермальные месторождения флюорита, ассоциирующие со щелочными габброидами золота, серебра, барита, сурьмы, ртути и др.	Гидротермальные месторождения олова, золота, серебра, свинца, цинка, меди, флюорита в связи с вулканоплутоническими формациями

геосинклиналях, глобальным характером орогенных эпох — позднепалеозойской, меловой и др.

Е.В.Свешникова [25] показала, что рудоносные магматические комплексы центрального типа являются индикатором процесса активизации древних платформ и консолидированных складчатых областей. Для них характерно сочетание в единых кольцевых структурах разновозрастных и разнотипных магматических формаций, которые образованы в результате подъема расплавов с различных глубинных уровней литосферы. Как уже отмечалось, первые комплексы возникли в результате среднепротерозойской активизации. Кроме нее намечается еще пять эпох: позднерифейская (550–650 млн.лет), две палеозойских (350–400 и 200–250 млн.лет), мезозойская (70–190 млн.лет) и кайнозойская (3–60 млн.лет).

В.И.Смирнов отметил совмещение в пределах срединных массивов эндогенных месторождений различного возраста: древних, одновременных с металлогенией данной складчатой области, и молодых, наложенных в результате активизации срединного массива в последующие циклы геологического развития. Исследования А.Д.Шеглова позволили вскрыть ряд дополнительных закономерностей: пространственное сочетание рудных месторождений, возникших на разных этапах развития земной коры, — платформенном, геосинклинальном, тектономагматической активизации; ведущее значение разрывных нарушений в локализации молодых интрузивов и месторождений; преобладание среди них близповерхностных месторождений, сформированных в широком диапазоне температур, и, наконец, парагенетическую связь большинства месторождений эпохи активизации с гиабиссальными интрузивами и наземными вулканическими аппаратами. Главное значение среди них имеют оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с гранитными интрузиями, месторождения пятиэлементной формации; полиметаллические — с умеренно кислыми эффузивами и трещинными интрузиями, редкоземельные в ассоциации со щелочными массивами, низкотемпературные золотосеребряные — с андезитовыми субвулканитами, эпитермальные сурьмяные, полиметаллические, флюоритовые и баритовые.

В качестве примеров приведены описания Ковдорского щелочного — ультраосновного и Хибинского щелочного массива на Кольском полуострове, мезозойских рудоносных структур центральной части Алданского щита, а также золоторудных, урановых и полиметаллических месторождений Богемского и Родопского массивов.

Заключительный раздел главы посвящен Байкальской рифтовой системе. Она не сопровождается оруденением, но результаты ее исследований имеют прямое отношение к настоящей работе. Во-первых, положение Байкальской системы во многом определяется докембрийскими разломами. Во-вторых, ее развитие связано с предшествующей тектономагматической активизацией смежных территорий. В-третьих, геофизические исследования Балтийского рифта позволяют сопоставить поверхностные структуры Восточной Сибири с ее глубинным строением.

## ПАЛЕЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

По данным Г.И.Горбунова, на всей территории Балтийского щита на докембрийские тектонические и металлогенические зоны северо-западного простиранья наложены более поздние структуры и процессы, проявившиеся под влиянием каледонского и герцинского тектогенеза в соседних областях. В отличие от докембрийской палеозойская тектономагматическая деятельность контролировалась глубинными разломами северо-восточного простиранья.

Детальный анализ геологических, геофизических и геоморфологических данных показал, что вдоль этих разломов происходили значительные вертикальные перемещения, обусловившие в конечном итоге наложенную горстово-грабенную структуру щита. Среди этих структурных элементов особое место занимает грабен Осло-Хибины, в котором сохранились палеозойские осадочные породы.

Зона грабена Осло-Хибины характеризуется повышенной тектонической и магматической активностью, а также наличием наибольшего количества массивов щелочных и щелочно-ультраосновных пород. По обе стороны от нее выделяется еще несколько параллельных структурно-металлогенических зон, несущих аметист-баритовое, полиметаллическое и редкометальное оруденение.

Для зон активизации типичен многофазный магматизм, представленный на ранней стадии массивами щелочно-габброидной формации (Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове, Ельтьозерский в Северной Карелии, Альмунге в Швеции и др.), на средней, синхронной с каледонскими движениями, — многочисленными многофазными интрузивами щелочно-ультраосновных пород центрального типа (Ковдор, Африканда — СССР; Сокли — в Финляндии и др.) и на поздней, синхронной с герцинскими движениями, — массивами нефелин-сиенитовой формации (Хибинский, Ловозерский и массивы Осло).

Со щелочными габброидами связаны ильменит-титаномагнетитовые проявления, а также редкометальная минерализация, с каледонскими щелочно-ультраосновными породами — месторождения комплексных флогопит-апатит-магнетитовых, титаномагнетит-перовскитовых руд, редкометальных карбонатитов; с массивами нефелиновых сиенитов — месторождения апатита, нефелина, сфена и эвдиалита, а также редких металлов.

Наиболее характерным представителем ультраосновных — щелочных массивов с карбонатитами является Ковдорский комплекс. Он располагается на пересечении субмеридионального и северо-восточного разломов среди архейских гнейсов беломорской серии, имеет коническую форму с падением внешних контактов под углами 70–80° и прослежен геофизическими методами на 10 км ниже поверхности. В.А.Кононова и Е.В.Свешникова доказали длительное многоэтапное формирование Ковдорского комплекса (рис.53). Первым 600 млн. лет назад образовался оливинитовый шток. Последующее развитие определялось взаимодействием кольцевых, дугообразных и линейных структур, по которым

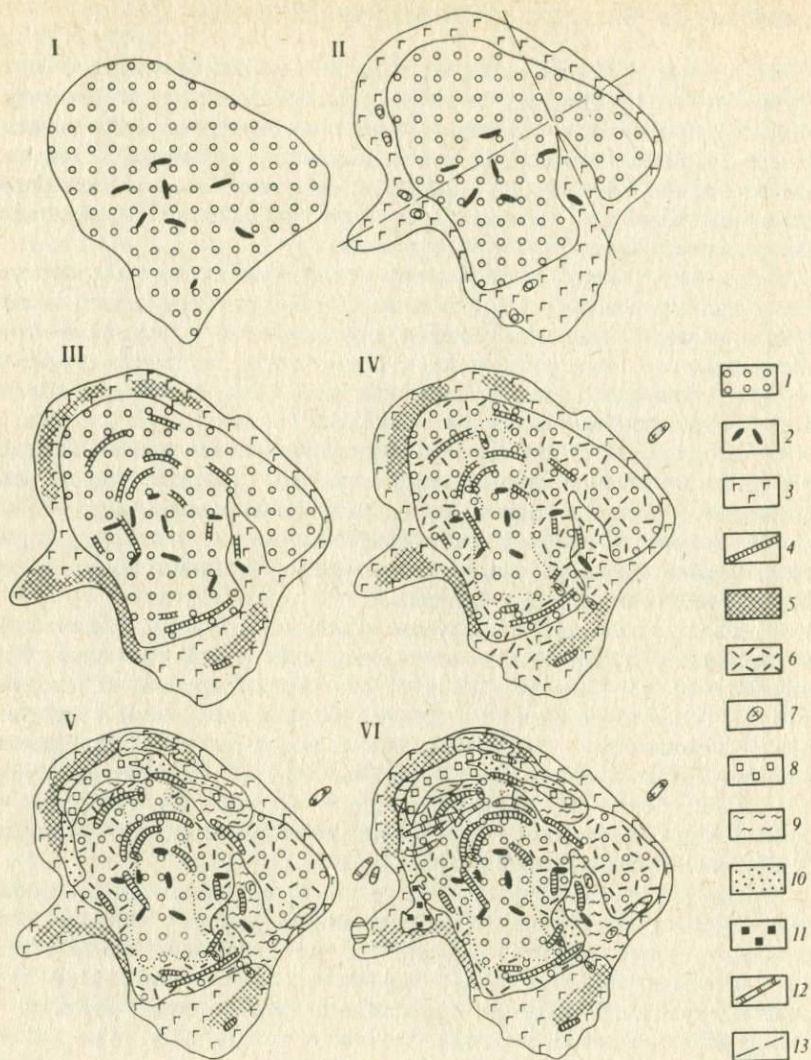


Рис.53. Этапы развития Ковдорского комплекса. По В.А.Кононовой и Е.В.Свешниковой [25]:

1 – оливиниты; 2 – пегматоидные ийолиты; 3 – мельтейгиты; 4 – порфиرويدные ийолиты; 5 – нефелинизация; 6 – ослонение; 7 – нефелиниты и фельдшпатоидные сиениты; 8 – монтичеллитовые породы; 9–11 – породы: 9 – меллитовые, 10 – гранатовые, 11 – форстерит-апатит-магнетитовые; 12 – карбонатиты; 13 – предполагаемые разломы; I – VI – этапы развития комплекса

поступали щелочные расплавы и растворы. Наконец, 340 млн. лет назад в сложном тектоническом узле сформировались карбонатиты и залежи флогопита, апатит-магнетитовых руд и малотитанистых магнетитовых руд, флогопитовых слюдитов и др. Месторождение флогопита приурочено к полукольцевой зоне флогопит-диопсид-форстеритовых пород. Разрабатываются крупно- и гигантозернистые разности этих пород, слагающие мощные жилы и линзы с зональным строением ( в центре концентрируется форстерит, по периферии — флогопит с диопсидом). Месторождение вермикулита представлено корой выветривания той же полукольцевой зоны флогопит-диопсид-форстеритовых пород, образовавшейся в мезозое. Месторождение апатит-магнетитовых руд расположено вблизи западного контакта массива в ореоле фенитизированных гнейсов. Оно приурочено к узлу сочленения субмеридионального и северо-восточного разломов, образовавших в карбонатитовый этап основной канал для поступления магмы и растворов. Главное рудное тело имеет субвертикальную трубообразную, другие — линзообразную форму. Характерна интарудная тектоника со следами подвижек и дробления по разломам, с поступлением новых порций растворов, вызвавших кальцитизацию руд и их перекристаллизацию. Кроме того, вдоль разломов произошли взрывы с брекчированием руд, образованием конических трещин и выполнением их более поздними кальцит-магнетитовыми рудами.

Крупнейший в мире щелочной Хибинский массив также представляет собой многофазный интрузив центрального типа. Кольцевое расположение магматических пород подчеркивают концентрические и радиальные трещины. Последние веерообразно расходятся от центра, смещенного к восточному контакту массива. Нефелин-apatитовые руды пространственно и генетически связаны с конической интрузией ийолитуртитов и прослеживаются почти по всей ее длине. По мнению Ф.М. Онохина, перерывы между отдельными месторождениями обусловлены дорудными и послерудными подвижками, разобщившими некогда единое апатит-нефелиновое тело на ряд блоков по системе конических и радиальных разрывов.

Так, например, Кукисвумчерское месторождение представлено мощной (от 50 до 200 м) пластообразной залежью длиной около 2,5 км, падающей на северо-восток под углами 25–35°. На северо-западном фланге оно срезано радиальным разломом, за которым апатит-нефелиновые руды сменяются стратифицированной серией малинит-мельтейгитовых пород. Важно подчеркнуть, что апатит-нефелиновые руды принадлежат к собственно магматическому классу, что доказывается их текстурно-структурными признаками, минеральными парагенезисами, наличием постепенных переходов в подстилающие порфиroidные уртиты и т.д. Магматическое происхождение имеют и брекчии, ранее выделявшиеся под названием пород такситовой или очковой текстуры. Размеры обломков в таких брекчиях иногда достигают 80–100 м, а цементирующая масса представлена полевошпатовыми и апатитовыми ийолитуртит-

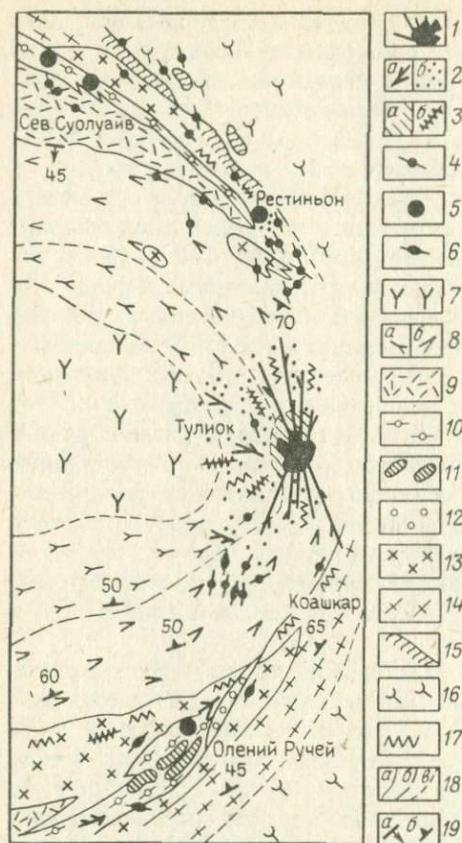


Рис. 54. Схема геологического строения восточной части Хибинского массива. По О.Б. Дудкину и др.:

- 1 — карбонатитовый шток; 2 — ореол штока: а — карбонатитовые жилы, б — карбонатизированные породы, 3 — тингуантовые тела: а — брекчи с тингуантовым цементом, б — дайки тингуантов; 4 — эгриин-альбитовые жилы; 5 — эруптивно-эксплозивные брекчи (трубки взрыва); 6 — дайки лампрофиров; 7 — массивные эгриновые фойяиты; 8 — трахитоидные фойяиты: а) эгриин-арфедсонитовые, б) арфедсонитовые; 9 — ливчорриты; 10 — трахитоидные ийолиты; 11 — апатит-нефелиновые породы; 12 — массивные уртиты; 13 — рихчорриты; 14 — щелочные и нефелиновые сиениты краевой зоны массива; 15 — фенитизированные гранитогнейсы архея; 17 — зоны смятия и катаклаза; 18 — границы пород: а — интрузивные, б — петрографических различий, в — предполагаемые; 19 — элементы залегания: а — контактов, б — трахитоидности и полосчатости

тами, пегматоидными уртитами. По некоторым разломам происходили и более поздние перемещения с образованием зон дробления и трещиноватости.

Полиформационную природу магматических комплексов центрального типа подтверждает открытие карбонатитов в ядре Хибинского массива (рис.54). Долгое время щелочно-ультраосновные и нефелин-сиенитовые массивы Кольского полуострова рассматривались как резко разновозрастные. Новые петрологические, геохимические и геохронологические исследования О.Б.Дудкина и других свидетельствуют о том, что в Хибинском плутоне в едином эндогенном цикле, со средним возрастом около 400 млн.лет, щелочно-ультраосновной магматизм дважды сменялся фоновитовым и завершился развитием карбонатитов. Апатит-нефелиновые руды Хибин имеют ярко выраженный агпаитовый тип минерализации и образовались раньше карбонатитов, которые также содержат апатит, но в иной минеральной ассоциации. Теоретически это указывает на возможное генетическое единство питающих магма-

тических очагов и на подъем из мантии специфических щелочно-карбонатных флюидов, а практически — расширяет возможности обнаружить новые апатитовые месторождения как в ийолит-уртитях, так и в карбонатах.

#### МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Центральная часть Алданского щита представляет единственную в своем роде комбинацию разновозрастных и разнотипных структур и рудных месторождений (см.рис.17). В региональном плане Алданский район охватывает раннедокембрийские Центрально-Алданский купол и Тимптоно-Учурскую зону линейных складок, на которые наложено субширотное мезозойское сводовое поднятие. В противоположность интенсивно дислоцированным и гранитизированным архейским породам платформенные карбонатные отложения венда и нижнего кембрия залегают почти горизонтально и практически не метаморфизованы. К верхнему структурному этажу, сформированному в период активизации, в Центрально-Алданском районе относятся среднеюрские кварц-полевошпатовые песчаники и углисто-глинистые сланцы с прослоями конгломератов, которые с большим перерывом во времени, но без углового несогласия перекрывают нижнекембрийские карбонатные породы. Они имеют небольшую мощность (300—400 м) и ограниченное распространение.

В результате мезозойских тектонических движений в Центрально-Алданском районе возникли пологие изгибы платформенного чехла, осложненные многочисленными разломами. При этом на северном склоне широтного сводового поднятия образовались субмеридиональная Алданская грабен-синеклиза и расположенное к востоку от нее Эльконское поднятие и Баянайский горст.

Мезозойские магматические процессы проявились особенно интенсивно в центральной части Алданского щита, и здесь сочетаются все известные на сегодня возрастные группы и ассоциации пород щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса. Интрузивы и субвулканические тела размещаются в карбонатных отложениях Алданской грабен-синеклизы, но, кроме того, залегают среди архейских кристаллических пород в смежных поднятиях.

Длительное и многоэтапное развитие Центрально-Алданского района обусловило совмещение в его пределах разновозрастных и разнотипных месторождений. Важно подчеркнуть, что месторождения разного возраста контролируются структурами разного типа [4]. Так, для раннепротерозойских флогопитовых и магнетитовых месторождений типичны приуроченность к периферии гигантского купола ультраметаморфических пород, локальный структурный контроль зонами изоклинальной складчатости и гранитных инъекций, складчатые формы рудных залежей, которые тяготеют к горизонтам высокомагнезиальных пород,

измененных высокотемпературными метасоматическими процессами. Среднепротерозойские хрусталеносные жилы сосредоточены в горизонтах архейских кварцитов и подчиняются их складчатым и разрывным дислокациям. Щелочной—ультраосновой массив Инагли и мезозойские, щелочноземельные—щелочные интрузивы контролируются омоложенными докембрийскими и вновь возникшими разрывными структурами и проникают из кристаллического фундамента в платформенный чехол в виде кольцевых и пластовых интрузий. Сопровождающие их гидротермальные месторождения образованы в условиях близповерхностных хрупких деформаций и резко меняют свою морфологию и минеральный состав при переходе из одного структурного этажа в другой.

В начале 70-х годов в Центральном-Алданском районе было открыто Селигдарское апатитовое месторождение. Оно залегает среди архейских метаморфических пород иенгской серии в виде крутого трубообразного тела и на 90 % выполнено апатит-карбонатными рудами. По данным Ф.Л.Смирнова, его периферическая зона сложена апатит-мартит-форстеритовыми рудами, промежуточная — апатитоносными доломитовыми, внутренняя — безрудными доломитовыми карбонатами. Предполагается, что месторождение сформировано в два этапа. В первый этап возникли камафориты и апатитоносные кальцитовые карбонаты, во второй — рудные и безрудные доломитовые карбонаты, а также кварц-полевошпатовые метасоматиты. Второй этап датируется в 1,8 — 1,9 млрд.лет и связан с эпохой протоактивизации.

Е.П.Максимов, В.В.Середин и другие показали, что в Центральном-Алданском районе мезозойская магматическая деятельность проявлялась в четыре этапа и магматические тела закономерно связаны с орогенной радиально-блоковой структурой района (рис.55). В первый поздне триасовый этап образовалось небольшое число силлов, в основном сложенных породами монцонит-сиенитовой формации, которые локализовались в пределах Томмотской зоны разломов. В течение последующих трех этапов — средне-позднеюрского, позднеюрского—ранне мелового и мелового (рубеж раннего и позднего мела) — в каждом из них происходила последовательная смена щелочного магматизма субщелочным, т.е. лейцитит-щелочно-сиенитовой формации монцонит-сиенитовой. Продукты кимберлитового магматизма, по-видимому, формировались синхронно с внедрением щелочно-базитовых и щелочно-ультрабазитовых интрузивных тел, входящих в состав щелочно-сиенитовых серий, т.е. во втором этапе, а становление интрузии дунитов приурочено к началу третьего этапа мезозойского магматизма.

Наряду с линейным и дугообразным размещением магматических тел отмечаются области сгущения интрузивных образований, имеющие в плане изометрическую конфигурацию. Наиболее четко подобный ареал выделяется в центральной части структуры. Именно здесь наблюдается максимальная для района плотность интрузивных, главным образом дайковых, тел. Внутреннее строение этого ареала имеет отчетливую радиальную и в меньшей степени концентрическую структуру. Аналогич-



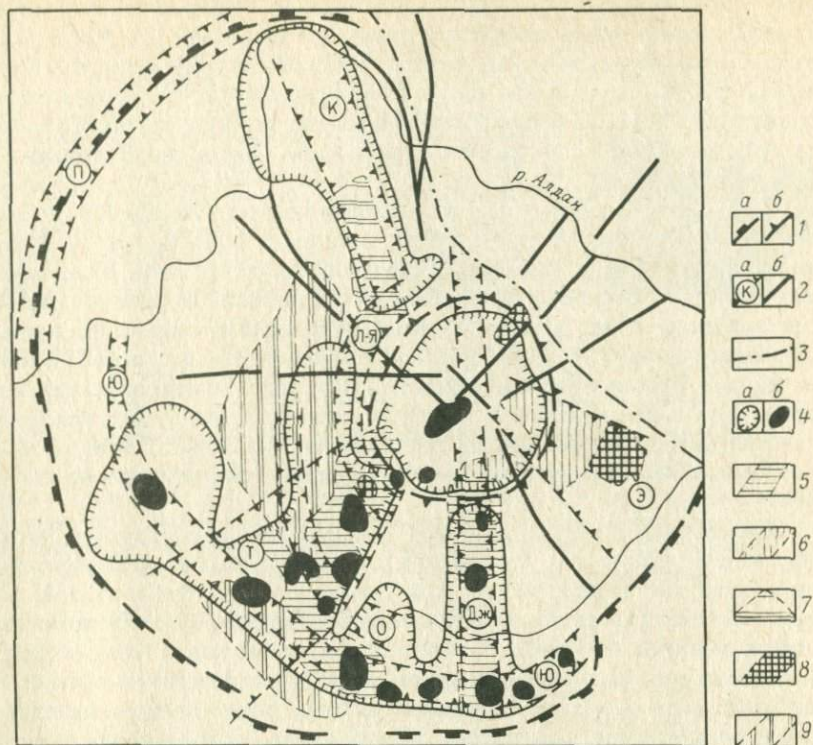


Рис.55. Схема расположения магматогенных и рудоносных зон в орогенной структуре Центрально-Алданского района. По Е.П.Максимуму и др.:

1 – границы: а – орогенной структуры, б – ее ядерной части; 2 – внутренние дислокации орогенной структуры: а – крупнейшие радиальные и концентрические зоны разломов (К–Куранахская, Э–Эльконская, Дж–Джекоңдинская, Т–Томмотская, Л–Я–Лево-Якутская, О–Ороченская, Ю–Юхтинская, П–Периферическая), б – отдельные разломы; 3 – зона разломов, деформирующая орогенную структуру (по геофизическим данным); 4 – границы зон повышенной магматической проницаемости (а) и крупнейшие интрузивные массивы (б); 5–9 – зоны развития рудной минерализации: 5 – сульфидной формации, 6 – рудоносных пирит-анкерит-калишпатовых метасоматитов, 7 – пирит-калишпат-кварцевых метасоматитов, 8 – молибденит-кварцевой формации, 9 – участок распространения россыпей

ные по форме ареалы, но меньшие по интенсивности развития магматических образований, фиксируются в Верхне-Якутской впадине, а также в Баянайском и Инаглинском куполах. Приведенные данные свидетельствуют о двойственном, радиально-концентрическом и узловом характере размещения продуктов орогенного магматизма.

Рудоносные зоны также занимают радиальное и реже концентрическое положение в орогенной структуре района и совпадают с наиболее

ярко проявленными системами дислокаций. Сульфидная формация сосредоточена в радиальных структурах (Томмотской и Джекондинской) и в заключенном между ними отрезке Юхтинской зоны разломов, окаймляющей Верхне-Якокутский секториальный блок. Поле развития рудоносных пирит-анкерит-калишпатовых метасоматитов протягивается в центральной части Эльконского горста вдоль одноименной радиальной системы дислокаций.

Для месторождений в платформенном чехле характерны почти горизонтальные лентообразные залежи сплошных сульфидных руд, размещающиеся либо в основании осадочного покрова, либо в его верхней части на границе с угленосными песчано-сланцевыми отложениями верхнего этажа. С лентообразными залежами сопряжены крутопадающие дизъюнктивы, которые распространяются из платформенного чехла в кристаллическое основание и местами вмещают кварцевые жилы. В фундаменте мезозойская гидротермальная минерализация представлена низкотемпературными пирит-анкерит-калишпатовыми метасоматитами, которые приурочены к омоложенным докембрийским разломам.

Эти разломы относятся к особой группе рудоносных структур сверхдлительного развития и, как правило, представлены раннепротерозойскими дайками метадиоритов, бластомилонитами амфиболитовой фации и высокотемпературными кварц-полевошпатовыми метасоматическими породами. Мезозойские метасоматиты располагаются на внутренних частях разломов и накапливаются на все перечисленные породы. Наиболее интенсивные преобразования пород отмечаются вдоль тектонически нарушенных контактов даек метадиоритов или бластомилонитов различного состава. Вдоль этих дизъюнктивных нарушений концентрируются и поздние брекчии с пирит-карбонатным цементом, барит-кварцевые жилы, кварц-кальцитовые прожилки (рис.56).

Если раннепротерозойские бластомилониты образованы путем перекристаллизации, пластического течения вещества на больших глубинах, то для минерализованных тектонических швов мезозойского возраста характерны хрупкие деформации, преобладающее развитие брекчиевых, микробрекчиевых, катакластических структур.

В поперечном сечении ореолы низкотемпературных пирит-анкерит-калишпатовых метасоматитов подразделяются на три зоны: внешнюю, в которой сохраняются текстуры и остатки минералов боковых пород, а новообразованные минералы выполняют различно ориентированные прожилки; промежуточную, где изменяется вся масса пород, появляется желто-бурая окраска и сохраняется лишь небольшая часть реликтовых минералов; внутреннюю, сложенную плотными темно-серыми породами, собственно кварц-ортоклазовыми метасоматитами. Переход от внешней зоны к внутренней сопровождается закономерным изменением минеральных ассоциаций.

При наложении низкотемпературного метасоматоза на бластомилониты и бластокатаклазиты их минеральный состав также испытывает глубокие преобразования. Прежде всего замещаются олигоклаз-андезин,

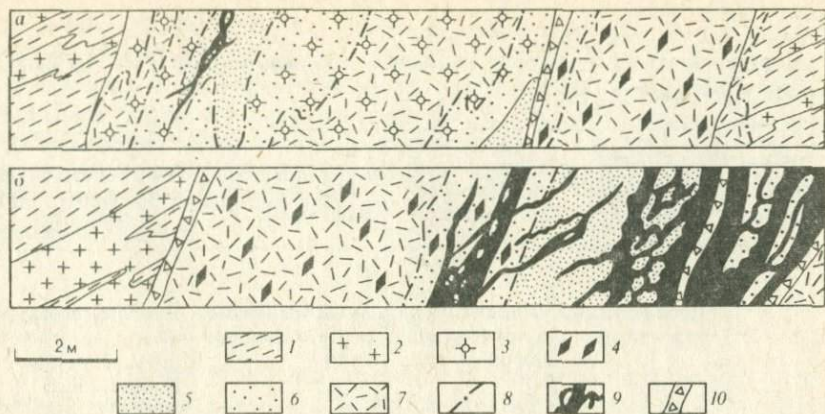


Рис.56. Строение омоложенных раннепротерозойских разломов (в разрезе)

*а* – кварц-ортоклазовые метасоматиты, *б* – кварц-баритовые жилы в кварц-ортоклазовых метасоматитах; 1 – гнейсы; 2 – граниты, 3 – кварц-полевошпатовые породы; 4 – бластомилониты по микродиоритам; 5–7 – кварц-ортоклазовые метасоматиты: внутренняя (5), промежуточная (6), внешняя (7) зоны; 8 – границы метасоматических зон; 9 – кварц-баритовые жилы и прожилки; 10 – брекчии

роговая обманка, магнетит, затем биотит, наиболее устойчивы – калиевый полевой шпат и кварц. Для омоложенных раннепротерозойских разломов особенно характерны гидротермально измененные бластомилониты, сохранившие очково-сланцевую текстуру и состоящие из кварца, калиевого полевого шпата, деанортизированного плагиоклаза, серицита, карбоната.

В отличие от гидротермальных проявлений мезозойские щелочно-земельные – щелочные породы располагаются в кристаллическом фундаменте независимо от раннепротерозойских бластомилонитовых зон. Поражает обилие пологозалегающих магматических жильных тел. Судя по форме и расположению даек, они образовались путем раскрытия трещин в результате активного механического воздействия расплавов. Очевидно, весь кристаллический фундамент, включая зоны бластомилонитов, реагировал на эти воздействия как единое целое.

Судя по мощности осадочного чехла, перекрывавшего в мезозое кристаллический фундамент, верхние части низкотемпературных метасоматических ореолов и барит-кварцевые жилы формировались на расстоянии 0,5–1,5 км от ранее существовавшей дневной поверхности. Раннепротерозойские разломы возникли в условиях ультраметаморфизма. Поэтому наложение мезозойских зон дробления на раннепротерозойские бластомилониты было интерпретировано автором как сочетание разных глубинных уровней дислокационного метаморфизма [4]. Сверху вниз им соответствуют: I – “сухие” зоны брекчирования и трещиноватости горных пород; II – дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками; III – зоны эпидот-хлоритовых катаклазитов и милонитов; IV – зоны биотит-амфиболовых бластокатаклазитов

Таблица 9

Распределение эндогенных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма [25]

Глубинные уровни	Характер деформаций горных пород	Минеральный состав тектонитов	Рудоконтролирующие разрывные нарушения	Характерные типы эндогенных месторождений
I	Дробление, расстрескивание	Отвечает составу вмещающих пород	Зоны брекчирования и трещиноватости	Низкотемпературные гидротермальные месторождения свинца, цинка, золота, флюорита, сурьмы
II	Дробление, катаклаз, перетирание на плоскостях скольжения	Обломки вмещающих пород, гидрослюда, глинистые минералы, карбонаты, кварц	Дизъюнктивные нарушения с глиной трения	Низко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения висмута, кобальта, урана, свинца, цинка
III	Катаклаз, милонитизация, частичная перекристаллизация	Эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серицит, карбонаты, кварц	Зоны милонитов, катаклазитов, диафторитов	Среднетемпературные ураноносные натровые метасоматиты и гидротермальные месторождения золота
IV	Рассланцевание, пластическое течение в твердом состоянии, перекристаллизация	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	Зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов	Высокотемпературные калиевые и калинатровые метасоматиты с бериллиевым, ниобиевым, танталовым орудением, некоторые редкометалльные пегматиты
V	Рассланцевание, перекристаллизация, частичное плавление, будинаж	Биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, олигоклаз, андезин, кварц	Зоны инъекционных мигматитов и будинажа, сопряженные со складками	Магнезиально-скарновые месторождения магнетита и флогопита, мусковитовые и керамические пегматиты

тов и blastsмилонитов; V — зоны изоклинальных складок, будинажа и гранитных инъекций.

Обобщение материалов по другим регионам показало, что переход от нижних уровней к верхним означает не только изменение минеральных ассоциаций деформированных горных пород, но также смену более высокотемпературных месторождений более низкотемпературными. Одновременно меняются и структурные условия локализации месторождений (табл.9).

## БОГЕМСКИЙ И РОДОПСКИЙ МАССИВЫ

Одна из дискуссионных проблем геологии и металлогении срединных массивов связана с определением геотектонической природы докембрийских комплексов в молодых складчатых поясах. Рассмотрение ее выходит за рамки настоящей работы, и мы ограничимся констатацией того факта, что в срединных массивах Центральной Европы докембрийские толщи имеют другой возраст и иную металлогению по сравнению с Балтийским, Украинским щитами и с фундаментом Восточно-Европейской платформы.

Так, по данным Д.В.Рундквиста и Ю.М.Соколова, в западной части Советского Союза докембрийские комплексы образуют серию разновозрастных блоков, консолидированных 3,4–3,0; 3,0–2,6; 2,1–1,65 и 1,1–1,0 млрд.лет назад. Им соответствуют 4 металлогенические эпохи, из которых наиболее мощно проявлены позднеархейская и раннепротерозойская [44]. С позднеархейской эпохой связано формирование железотитановой и хромитовой минерализации в расчлененных основных—ультрасосновных массивах, серноколчеданных месторождений, железистых кварцитов, редкометальных пегматитов. Самый интенсивный металлогенический импульс этой эпохи датирован в  $2,7 \pm 0,1$  млрд.лет. Для среднепротерозойской эпохи с кульминацией в  $1,8 \pm 0,1$  млрд.лет характерно образование крупнейших бассейнов железистых кварцитов, кианитовых сланцев, мусковитовых пегматитов, редкометальных скарновых и грейзеновых месторождений в ассоциации с гранитами рапакиви. При этом важную роль в металлогении позднего архея и раннего протерозоя играли процессы протоактивизации ранее стабилизированных блоков.

Новейшие сводки по геологии и металлогении докембрия Богемского массива принадлежат В.Зоубеку, З.Пертольдцу, З.Поуба и М.Суку [44]. Они показали, что вопрос о возрасте метаморфических комплексов массива остается предметом дискуссий из-за интенсивного проявления варисской тектоники и магматизма. Самыми древними породами Богемского массива считаются гнейсы и гранулиты Молданубикума. Однако большинство их радиологических датировок отвечает раннему палеозою (450–520 млн.лет). Некоторые реликтовые цирконы имеют возраст 2000–2250 млн.лет, но это — обломочные цирконы,

источники которых пока неизвестны. Более определенные данные имеются для слабометаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ Баррандиена, которые коррелируются с верхнепротерозойскими отложениями Франции и Англии. Согласно преобладающей точке зрения, они охватывают верхний рифей — венд (960—570 млн. лет), подразделяются на три серии (проспелитовую, спелитовую, постспелитовую) и по формационным признакам близки к островодужной ассоциации.

Именно в них заключена основная часть рудной минерализации докембрийского возраста: согласные залежи серноколчеданных руд в черных сланцах, силикатно-карбонатные марганцевые руды, стратиформные оловянные месторождения в скарноподобных породах (рис.57). Генезис последних трактуется по-разному. Одни исследователи считают концентрации олова дометаморфическими, другие связывают их с постмагматической деятельностью варисских гранитоидных интрузий. Аналогичные расхождения существуют относительно происхождения стратиформных золотошеелитовых месторождений, изученных в последние годы. Эти месторождения залегают в слабометаморфизованных туфогенно-осадочных отложениях Баррандиена или в биотитовых парагнейсах Молданубикума и представлены согласными штокверками прерывистых и маломощных кварцевых жил с небольшими количествами пирита, пирротина, арсенопирита, молибденита. Самородное золото ассоциирует с минералами висмута и теллура — мальдонитом, самородным висмутом, геддеитом, джозеитом и др.

Нижне- и среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи Богемского массива обычно рассматриваются как геосинклинальные, а верхнепалеозойские (верхний карбон — пермь) как орогенные. Последние представлены молассами и субэвральными вулканитами, которые сопровождаются многочисленными интрузиями главным образом кислого состава. Геотектоническая природа терригенных отложений мезозойского и кайнозойского возраста и продуктов магматической деятельности этого возраста трактуется по-разному. Одни считают их платформенными, другие рассматривают как сочетание платформенных и орогенных формаций.

В.И.Величкин и другие на примере северной части Богемского массива показали, что важнейшими элементами его структуры являются региональные разломы. По масштабам, глубине заложения и соотношениям с тектоническими блоками они подразделяются на две группы. К первой группе относятся протяженные (многие сотни километров), мощные (от 5 до 20 км) тектонические зоны линейного типа, рассекающие по геофизическим данным всю земную кору и отчетливо проявленные на границе Мохоровичича (М). К ним относятся Центральнорудногорская, Эльбинская, Нойдек-Криммичауская и Хаусзаксен-Франкенвальдская зоны. Во вторую группу входят разломы длиной в десятки — первые сотни километров и мощностью от первых сотен метров до 2 км. Они отличаются меньшей глубиной заложения и фиксируются преимущественно в гранитно-метаморфическом слое.

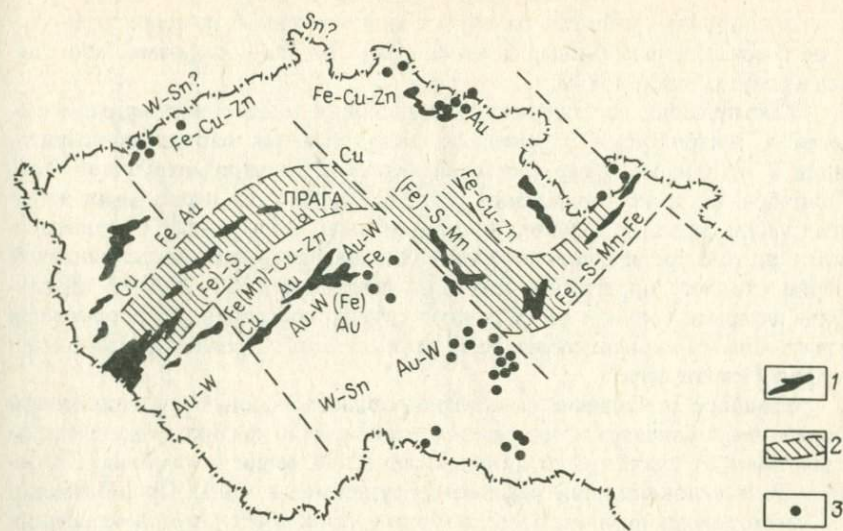


Рис.57. Схема размещения протерозойского оруденения в Богемском массиве на территории Чехословакии. По З. Поуба и В. Зоубеку:

1 — протерозойские основные магматические породы; 2 — зона стратиформной серноколчеданной и медной минерализации; 3 — железорудные скарны. Химическими символами показаны главные типы месторождений и рудопроявлений

В конце протерозоя — начале палеозоя по разломам происходили вертикальные перемещения в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, вследствие чего преобладали пластические деформации пород. В процессе вариссийской складчатости разломы фундамента в зависимости от их ориентировки относительно направления сжимающих усилий обновились надвиговыми, сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми перемещениями, которые сопровождалась хрупкими деформациями в условиях зеленосланцевой фации. В начале орогенного этапа (средний карбон — начало перми) в обстановке растяжения наиболее крупные разломы фундамента подверглись раздвигу и явились каналами для многофазных гранитных интрузий. В конце орогенного этапа произошли новые перемещения. В породах фундамента и геосинклинального этажа возникли раздвиги, малоамплитудные сбросы и сбрососдвиги. В этой обстановке и образовались жильные и жильно-штокверковые оловянные, вольфрамо-оловянные, свинцово-цинково-серебряные и урановые месторождения.

Наиболее четко рудоконтролирующая роль крупных разломов основания проявлена в поздневарисских урановорудных районах Богемского массива [23]. Они тяготеют к блокам с повышенной мощностью сиалического слоя коры и к узлам пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Кроме того,

в урановорудных районах развиты позднеорогенные калиевые гранитоиды с повышенными содержаниями урана, олова, вольфрама, молибдена, висмута, фтора и бора.

Как правило, гидротермальные урановые месторождения размещаются в тектонически нарушенных экзоконтактах варисских гранитоидов и значительно реже в останцах кровли и внутри интрузивов. Так, Пришибрамское месторождение (рис.58) состоит из нескольких жильных узлов, которые залегают под гранитным "козырьком" Среднечешского плутона среди алевролитов, аргиллитов, песчаников постспилитовой серии верхнего протерозоя, имеющей мощность 1700–2000 м. На глубине вскрыта верхняя часть разреза спилитовой серии, представленная графитовыми пиритизированными аргиллитами с прослоями туффитов, туфов и кератофиров.

Урановое оруденение сконцентрировано в породах постспилитовой серии, что объясняется их резким отличием по физико-механическим свойствам от гранитоидов, пород спилитовой серии и кембрия. Основную роль в локализации уранового оруденения в жилах Пришибрамского месторождения играли структурные особенности рудовмещающих нарушений: морфология, интенсивность развития трещин и их положение по отношению к основным элементам структуры месторождения (Дедовскому и Дубенецкому разломам, Пришибрамской антиклинальной складке, контакту гранитоидов Среднечешского массива). Наиболее благоприятны для оруденения были участки приоткрывания минерализованных нарушений в местах искривления, сопряжения основных и оперяющих разрывов, пересечения рудных жил с неминерализованными зонами дробления, замками складок, дайками.

Рудные жилы Пришибрамского месторождения образованы путем выполнения открытых полостей и внутрижильного метасоматоза. Наибольшее распространение имеют полосчатые, крустификационные и брекчиевые текстуры. Рудные и жильные минералы объединяются в восемь минеральных ассоциаций, которые образованы в четыре стадии: сидерит-сульфидную, кальцитовую, кальцит-настурановую и кальцит-сульфидную. Промышленное значение имеют три типа руд: настурановые, уран-антраксолитовые и сфалерит-галенитовые. Настурановые руды относятся к третьей стадии и сопровождаются другими ассоциациями. Уран-антраксолитовые принадлежат к этой же стадии, но возникли позже настурановых. Ураносодержащий антраксолит представлен высокополимеризованным битумом. Возможным его источником являются углистые прослои спилитовой серии, залегающие ниже по разрезу. Сфалерит-галенитовые руды обособлены от урановых и принадлежат к первой сидерит-сульфидной стадии. Околорудные изменения обычно имеют небольшую (до 2 м) мощность и выражены серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией вмещающих пород. Количество жил до глубины 700 м увеличивается, а затем уменьшается, однако их минеральное выполнение почти не изменяется.

На Пришибрамском месторождении ураноносные жилы вверх по восстанию выклиниваются в конгломератах кембрия. Мощность палео-



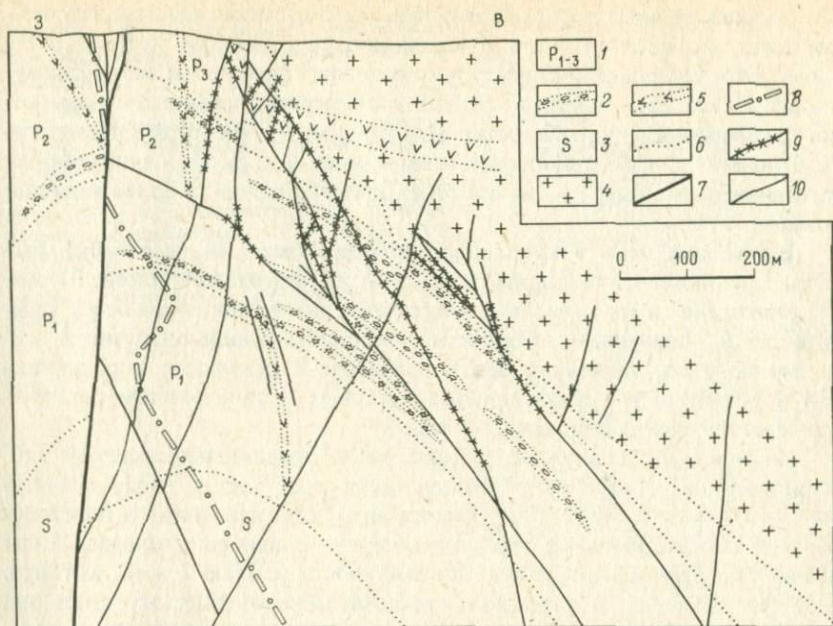


Рис.58. Разрез Пришибрамского уранового месторождения [23] :

1 — постспилитовая серия верхнего протерозоя ( $P_3$  — алевролитопесчаниковая,  $P_2$  — конгломерато-песчаниковая,  $P_1$  — алевролитопесчаниковая толща); 2 — внутриформационные конгломераты; 3 — спилитовая серия; 4 — гранитоиды Среднечешского массива; 5 — дайковые породы; 6 — контакты пород; 7 — крупные продольные разломы; 8 — ось антиклинали; 9–10 — жилы с урановым (9) и без урановым (10) оруденения

зойских пород от кембрия до перми примерно равна 2–2,5 км. Вероятно, она отвечает верхней границе рудообразования. Вертикальный размах оруденения оценивается в 1700–2000 м.

Определения возраста гранитоидов Среднечешского плутона К-Аг методом отвечают интервалу 293–367 млн. лет, а настуранов Пришибрамского месторождения U-Pb методом —  $265 \pm 15$  млн. лет. Эти данные указывают на значительные разрывы во времени между накоплением рудовмещающей верхнепротерозойской серии, внедрением гранитоидов и урановым рудообразованием.

По мнению А.Д.Щеглова, тектономагматическая активизация проявлялась и на более поздних этапах геологической истории Богемского массива. В меловом и третичном периодах с ней были связаны новые перемещения по разломам, накопление континентальных осадков, внедрение субвулканических интрузий основных щелочных пород, образование флюоритовых, баритовых, сурьмяных, урановых и некоторых других месторождений.

Родопский массив сложен амфибол-биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и мраморами, возраст которых точно не определен. Его внутреннюю структуру определяют фрагменты относительно пологих складок, крупные разломы субмеридионального, субширотного, северо-восточного простирания и надвиги. Некоторые исследователи полагают, что метаморфические породы находятся в аллохтонном залегании и что часть из них имеет не докембрийский, а более молодой возраст.

В позднем мелу и третичном периоде Родопский массив был расчленен крупными глубинными разломами на несколько блоков. В эоцене, олигоцене и миоцене в его пределах интенсивно проявился андезитовый и риолитовый вулканизм, внедрились малые интрузии и дайки монцититов, гранодиоритов и гранитов. В результате этих процессов и возникли главные свинцово-цинковые и золотополиметаллические месторождения Родопского массива.

Знаменитый Маданский рудный район представлен системой субмеридиональных серебряно-свинцово-цинковых жил в гнейсах, которые на глубине в местах пересечения мраморов переходят в пластообразные и лентообразные метасоматические скарновые залежи. Жилы имеют большую вертикальную протяженность (свыше 2 км), которую Д.Манев объясняет изотропной реакцией метаморфических толщ при образовании рудоносных разломов, выдержанностью внутреннего строения и физико-химических параметров рудоотложения.

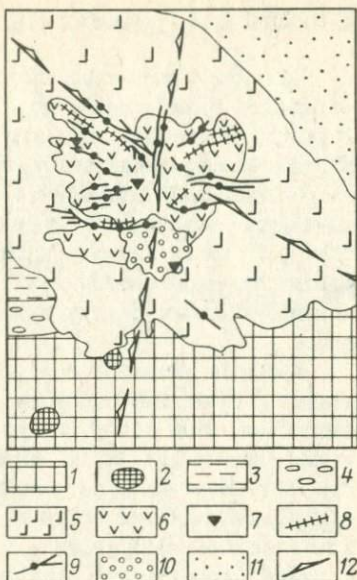
Для золотополиметаллического рудного поля Маджарово характерна тесная связь с вулканическими аппаратами и субвулканическими интрузивами кислого состава, которые входят в орогенный структурный этаж, несогласно залегающий на метаморфических породах. Согласно В.Илиеву и В.Гергелчеву, оно приурочено к неогеновой вулканической постройке, занимающей резко дискордантное положение относительно докембрийских гранито-гнейсов, амфиболитов, мраморов, а также диабазов, филлитов, кварцитов палеозойского возраста и туфогенно-осадочных отложений олигоцена (рис.59). Одни авторы трактуют вулканическую постройку как стратовулкан, расчлененный на блоки по субмеридиональным и субширотным разломам, другие как кальдеру обрушения.

Вулканический аппарат сложен главным образом трахиандезитами, андезитами и их туфами мощностью до 1300 м, которые расчленены дайками среднего состава, а также субвулканическими телами монцититов и сиенитов и еще более поздними дайками лампромонцититов, порфиритов, трахиандезитов, трахитов. После внедрения даек произошло интенсивное гидротермальное минералообразование и возникли пропилиты. Затем последовательно образовались вторичные кварциты и рудные жилы. Возраст оруденения принимается за миоценовый.

Полиметаллические жилы расходятся радиально от центра кальдеры и выполняют отдельные кольцевые разломы. Все жилы имеют крутое

Рис. 59. Геологическая карта месторождения Маджарово. По З. Илиеву и М. Маврудичеву:

1 — протерозойские гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты и мраморы; 2 — ультрабазиты; 3 — диабазово-филлитоидная формация; 4 — олигоценовая осадочно-туфогенная свита; 5 — олигоценовые андезиты; 6 — трахиандезиты; 7 — гипабиссальные монцонитоиды; 8 — дайки трахиандезитов — трахитов; 9 — рудные жилы; 10 — вторичные кварциты; 11 — миоценовые молассовые отложения; 12 — разломы



падение, непостоянную мощность и резко меняются по падению. На локализацию руд помимо структурных факторов оказывает влияние и характер вмещающих пород. Большинство рудных жил сосредоточено среди трахиандезитов и их брекчий. При этом роль экрана играют покровные андезиты.

Среди гипогенных руд Маджарово установлено около 40 минералов и минеральных разновидностей. Основными рудными минералами в месторождении Маджарово являются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и спекулярит; из гипергенных минералов промышленное значение имеют англезит, церусит, плумбоярозит, коркит, пироморфит и орфеит. Золото находится в самородном состоянии. Большая часть золота — гипергенная, находится в парагенетической связи с гидроксидами железа, остальное включено в халцедон.

Считается, что месторождения рудного поля Маджарово парагенетически связаны с расположенным на глубине монцонитовым плутоном. Рудоотложение произошло на субвулканическом уровне в условиях быстрого понижения температуры при смешении ювенильных и вадозных вод, вследствие чего в верхних частях месторождения отложилось большое количество халцедона и барита, сопровождаемых англезитом, халькофенитом и вавалитом. Гомогенизация газово-жидких включений в кварце, сфалерите и кальците свидетельствует о том, что рудоотложение начинается при температуре примерно 290–300 °С и заканчивается при 100 °С и ниже.

Как уже отмечалось, формирование многих рудоносных структур материков было сопряжено с разрывами и рифтогенезом сиалической коры. Хотя природа этих разрывов проблематична, ассоциация рифтов со щелочным вулканизмом, высокими тепловыми потоками, сейсмичностью, аномальной корой и мантией, по мнению И.Рамберга и П.Моргана, свидетельствует о том, что рифты проявляются не только в земной коре, но и тесно связаны с динамическими процессами внутри верхней мантии. Влияние этих процессов наиболее полно изучено в современных континентальных рифтах, и в том числе в Байкальской рифтовой системе.

В общем региональном плане Байкальская рифтовая система совпадает с Саяно-Байкальским сводовым поднятием, которое протягивается на 1500 км в северо-восточном направлении и под острым углом пересекает более древние структуры Юго-Восточной Сибири (рис.60). При этом положение отдельных рифтовых хребтов и впадин зависит от более древнего субстрата и расчленяющих его разломов, в том числе докембрийских.

Ю.М.Саркисов и Б.В.Ермаков различают на этой территории три главные системы крупных региональных разломов: Сибирскую, Монголо-Охотскую и Байкальскую. Первая совпадает с южным ограничением Сибирской платформы и включает Прибайкальский, Становой и другие разломы, возникшие в раннем докембрии и неоднократно омоложенные в более поздние периоды. Разломы Монголо-Охотской и Байкальской систем развивались главным образом в палеозое и мезозое. В юрское—меловое время около них образовались многочисленные прогибы, заполненные молассоидными, угленосными и эффузивными формациями. Эти прогибы, названные Н.А.Флоренсовым впадинами забайкальского типа, явились одним из наиболее характерных проявлений мезозойской тектономагматической активизации, сопровождавшейся мощным гранитоидным интрузивным магматизмом и разнообразным оруденением.

А.Д.Щеглов установил, что на территории Западного Забайкалья активизация консолидированных палеозойских складчатых сооружений проходила в верхней юре и нижнем мелу в две стадии. В первую стадию возникли наложенные прогибы, заполненные вулканогенно-осадочными толщами, и внедрились гипабиссальные и субвулканические интрузивы, сопровождаемые многочисленными грейзеновыми и гидротермальными месторождениями олова, вольфрама и молибдена, полиметаллическими месторождениями в карбонатных породах и т.д. Для второй стадии типичны угленосные терригенные впадины, небольшие по размерам основные щелочные интрузивы, а также низкотемпературные месторождения флюорита, барита, сурьмы, ртути и др. По мнению В.С.Кравцова, важную роль в размещении перечисленных месторождений играли мезозойские сводовые поднятия и очаговые структуры.

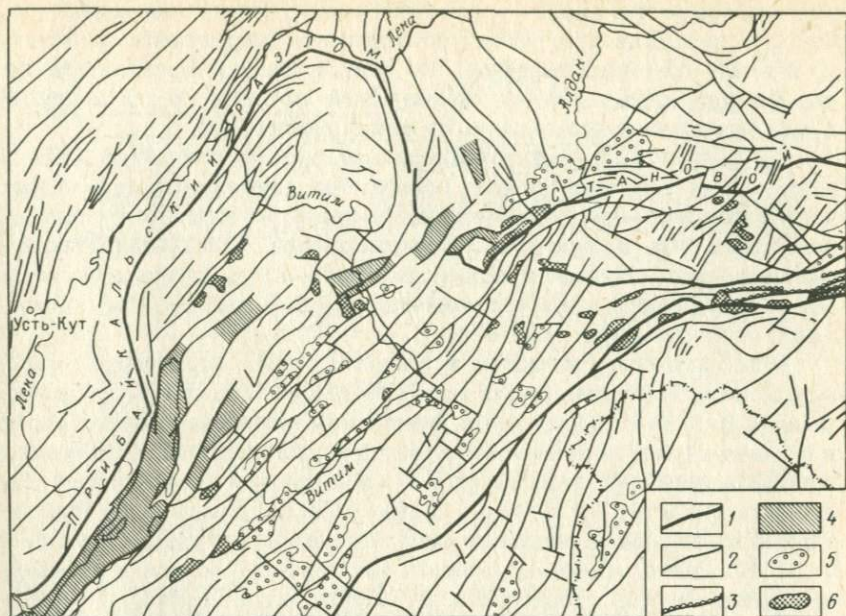


Рис.60. Соотношения Байкальской рифтовой системы с региональными разломами Восточной Сибири. По Ю.М.Саркисову и Б.В.Ермакову:

1 — разломы первого порядка — граничные и краевые швы; 2 — разломы второго и третьего порядка; 3 — крупные надвижки; 4 — кайнозойские рифтовые впадины; 5 — мезозойские приразломные прогибы; 6 — интрузии основных и ультраосновных пород

Кайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы также возникли в континентальных условиях. Многие из них подчиняются простираию более древних разломов. Особенно четко это видно на примере оз.Байкал, западный берег которого почти совпадает с протерозойским Приморским разломом. Но если Приморский разлом состоит из биотит-амфиболовых бластомилонитов, эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов, то неотектонические разрывы представлены неминерализованными зонами дробления и трещиноватости и смещают кайнозойские поверхности выравнивания.

По наблюдениям С.И.Шермана, Л.И.Леви и других, унаследованность структур наиболее четко проявляется на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы, в то время как на северо-востоке рифтовые впадины явно накладываются на более древние складки и разрывы.

Важно подчеркнуть, что кайнозойские терригенные отложения не продолжают разреза мезозойских вулканогенно-осадочных и угленосных впадин, но выполняют самостоятельные приразломные структуры. Кроме того, Байкальская рифтовая система возникла при ином геотектоническом режиме. На территории Восточной Сибири во второй поло-

вине кайнозоя она явилась зоной наибольшего растяжения литосферы, которое происходило не только по отдельным генеральным разломам, но и имело объемный характер. Это подтверждается зарождением впадин на поднятиях, высокой сейсмической активностью тех и других и идентичностью механизмов очагов землетрясений.

По данным С.В.Лысак, наблюдаемые на юге Восточной Сибири повышенные тепловые потоки, выходы на поверхность термальных источников или аномально высокие температуры пластово-трещинных подземных вод приурочены преимущественно к активизированным разломам типа сбросов и сбрососдвигов, в зонах которых скорость выноса глубинного тепла увеличивается в 1,5–2 раза и более по сравнению с окружающими участками. \*

Отличия в геотермической активности разломов различного кинематического и генетического типа С.И.Шерман объясняет особенностями механизма их образования, физическим состоянием горных пород в их зонах и соотношением конвективной и кондуктивной составляющих теплового потока. В зонах сбросов и сбрососдвигов конвективный тепловой поток несет в 1,5–2 раза больше тепловой энергии, чем кондуктивный, и на поверхность поступают высокотемпературные подземные воды. В надвигах, взбросах и некоторых сдвигах конвекция начинается с менее глубоких горизонтов, и геотермическая активность существенно меньшая. Иногда надвиги могут вызвать даже значительное понижение температур в верхней части земной коры.

Сопоставление гравиметрических и сейсмических наблюдений позволило Ю.А.Зорину сделать вывод о том, что рифтовым впадинам Байкальской системы отвечают подьемы поверхности М. Установлено также, что граничная скорость на разделе М под Байкальской рифтовой системой меньше, чем под смежными регионами. Область пониженных скоростей охватывает практически все горные сооружения Южной Сибири и Монголии. Предполагается, что аномальные участки верхней мантии обогащены базальтовой составляющей. Характерно, что излияния кайнозойских базальтов приурочены именно к тем участкам рифтовой системы, где недостатки масс в мантии достигают максимальных значений. Наиболее тонкая земная кора (28 км) обнаружена под Южным Байкалом, что указывает на квазипластическое ее растяжение в осевой части рифтовой впадины. Данные о тепловых потоках позволили рассчитать примерные значения температур в основании коры. Выяснено, что под Сибирской платформой разогрев на поверхности М равен 400 °С, под Забайкальем – 500 °С, а под рифтовой зоной достигает максимальных высоких температур (1150–1200 °С).

На основании геологических и геофизических данных Н.А.Логачев и Ю.А.Зорин [8] полагают, что под Байкальской рифтовой системой существует выступ астеносферы, вершина которого достигает подошвы земной коры, и что геотермические аномалии вызваны "большими дайками", которые еще не успели остыть. Для района дельты р.Селенги мощность "большой дайки" оценена в 7–10 км, глубина кровли – 6 км,

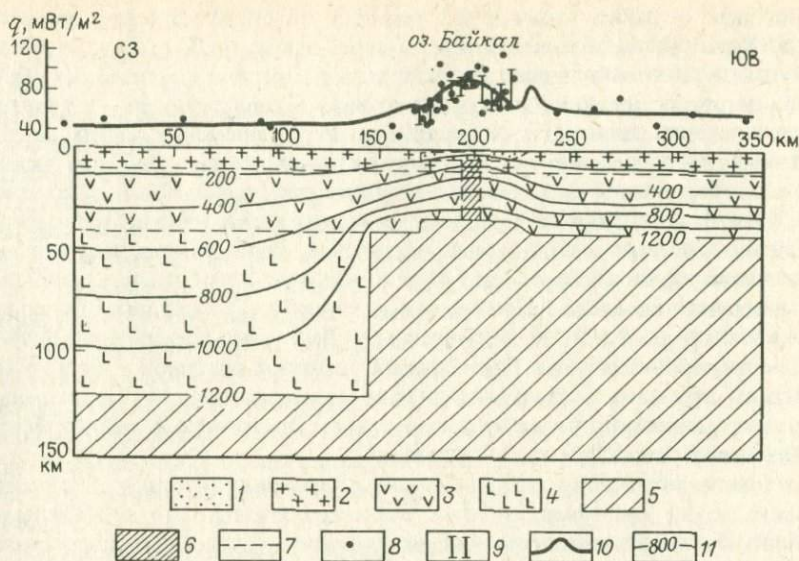


Рис.61. Температурное поле литосферы и современный тепловой поток в поперечном разрезе через Байкальскую рифтовую систему. По Н.А.Логачеву и Ю.А.Зорину:

1 – осадки Байкальской впадины; 2 – "гранитный" слой; 3 – "базальтовый" слой; 4 – литосфера; 5 – астеносфера; 6 – "большая дайка"; 7 – границы слоев; 8 – измеренные значения теплового потока, спроектированные на линию разреза из полосы шириной 150 км; 9 – доверительные интервалы осредненных значений теплового потока, полученных методом скользящего окна шириной 10 км; 10 – график теоретически рассчитанного теплового потока; 11 – теоретически рассчитанные изотермы

а время, прошедшее после внедрения, – 3 млн.лет. Относящиеся к настоящему моменту температуры в литосфере и тепловые потоки в поперечном разрезе Байкальской рифтовой системы изображены на рис.61. Предполагается, что замещение литосферы веществом астеносферы происходило вдоль широкой и протяженной ослабленной зоны, вблизи границы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Внедрение астеносферы вызвало изостатическое воздымание Саяно-Байкальского поднятия, а растекание ее в стороны – растяжение коры вкrest простирания поднятия. Следовательно, развитие Байкальской рифтовой системы не ограничивается пассивным разрывом континентальной коры в результате перемещения литосферных плит, но свидетельствует о тесной связи между тектоническими перемещениями блоков земной коры и мантийными процессами.

Судя по составу континентальных осадочных отложений, рифтовые впадины формировались в два этапа. К первому (от 35 до 3–5 млн.лет) относятся озерные, болотные и речные песчаники, алевролиты, глины

олигоцен — раннего плиоцена с редкими пластами мергелей, диатомитов, бурых углей. Кластический материал плохо отсортирован, что свидетельствует о небольшом расстоянии его переноса с невысоких смежных поднятий. Второй этап, охватывающий средний плиоцен — четвертичную систему, отличается появлением в периферических частях впадин галечников, конгломератов, крупноглыбовых образований, что указывает на увеличение скорости и контрастности вертикальных движений. В Байкальской рифтовой системе известны кайнозойские вулканы. Они имеют ограниченное распространение, принадлежат к умеренно щелочной серии и слабо дифференцированы. Преобладают щелочные оливиновые базальты. Кроме них встречаются толеитовые базальты, трахибазальты, трахиты, бенморейты и базаниты. Проявления рудной минерализации в связи с Байкальской рифтовой системой пока не обнаружены, если не считать источников минерализованных термальных вод и рассеянной вкрапленности сульфидов железа в кайнозойских базальтах Кодаро-Удоканского района.

Таким образом, в тектоническом и металлогеническом отношении Байкальская рифтовая система резко отличается от сопредельных областей тектономагматической активизации. Существует предположение о том, что она находится на относительно раннем этапе развития. Не исключено, что за минувшие 35 млн. лет период интенсивного рудообразования еще не наступил. Но в любом случае пример Байкальской рифтовой системы показывает, что растяжение материковой коры является лишь одной из предпосылок для формирования рудных полезных ископаемых.

## Глава VII. ПОГРАНИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Пограничные зоны как особые типы региональных рудоносных структур первого порядка были выделены В.И.Казанским и В.М.Терентьевым в 1968 г. Сопоставление материалов по геологии и металлогении Сибирской и Китайской платформ показало, что их пограничные зоны отличаются по продолжительности геологического развития, интенсивности и типу магматизма и эндогенного оруденения. Пограничные зоны длительного развития отвечают устойчивым ограничениям платформ, характеризуются унаследованностью структурного плана с докембрийского времени и сопровождаются полициклическими рудными поясами с разнообразным оруденением (Sn, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Sb, Ti и др.). Пограничные структуры кратковременного развития наложены на платформы, связаны во времени с отдельными этапами формирования смежных геосинклинальных областей и обладают меньшим набором рудных полезных ископаемых.



В.М.Терентьев установил, что пограничные структуры южного обрамления Сибирской платформы образованы в результате сводово-глыбовых перемещений древнего субстрата и подразделил их на три основные группы. К первой группе относятся системы древних и молодых рифтов и расположенные между ними блоки докембрийского фундамента (Джугджуро-Становая зона). Вторая группа охватывает системы краевых структурных швов, представленных наложенными вулканическими поясами, гранитными батолитами и малыми интрузиями (Джугджур, Прибайкалье), мощными зонами милонитизации (Присаянье), изолированными межгорными приразломными впадинами (Ангаро-Канский блок), краевыми сводово-глыбовыми поднятиями (Енисейский кряж, Сэтте-Дабан). Третий тип включает системы внутренних региональных разломов и сводово-блоковых структур с интрузивными массивами центрального типа (Центрально-Алданский район). Как правило, во всех пограничных структурах развито полициклическое оруденение, но сочетания месторождений в разных типах неодинаковы.

А.Л.Ставец дал иную интерпретацию тектоники южного обрамления Сибирской платформы, привлек сравнительные данные по другим регионам Азии, Европы, Северной и Южной Америки и выделил среди структур ограничения древних платформ три основных типа: краевые швы, краевые чешуйчато-надвиговые зоны и узловые сочленения. В качестве примеров краевых швов приведены Саянский и Байкальский, узловых сочленений — Учуро-Майский район, плато Колорадо и массив Сьерра-Пампа, Главное внимание А.Л. Ставцевым уделено краевым чешуйчато-надвиговым зонам, которые, в свою очередь, подразделены на два подтипа: верхоянский (Нельканская, Карпатская, Западно-Уральская, Аппалачская зоны, внешний фронт канадских Скалистых гор) и скандинавский (каледониды Балтийского щита, Шотландская, Ньюфаундлендская, Гималайская, Байкало-Патомская, Становая зоны).

По мнению А.Л.Ставцева, тектоническая позиция и структурно-формационные особенности зон сочленения убедительно объясняются с концепции тектоники плит. Так, краевые чешуйчато-надвиговые зоны возникают в результате обдукции, субдукции или столкновения литосферных плит, краевые швы представляют собой бывшие зоны Бенъофа или трансформные разломы, узловые сочленения располагаются в местах пересечения краев литосферных плит трансформными разломами.

Однако распространение механизма тектоники плит на все типы пограничных структур независимо от их возраста встречает ряд затруднений. Большинство исследователей полагают, что тектонические процессы в палеозое не отличить от таковых в мезозое и кайнозое. По мнению А.Митчелла, М.Гарсона [15], наличие нижнепалеозойских офиолитов, магматических дуг и поясов флишевых чешуй свидетельствует о проявлении тектоники плит с раннего кембрия. Точно так же, магматические дуги и протяженные офиолитовые зоны в Панафриканском поясе и на

Аравийском полуострове указывают на развитие цикла Уилсона в позднем протерозое, примерно 1 млрд. лет назад.

Что касается раннего и среднего протерозоя, то широкое распространение в Южной Африке мощных континентальных отложений Витватерсранда и аналогичных асадочных серий в Южной Америке и Австралии доказывает существование главных материков с конца архея. Однако большинство рудных месторождений раннего и среднего протерозоя образовалось во внутриконтинентальных условиях и связано с обстановками неразвившихся рифтовых зон, т.е. не превратившихся в океанические бассейны. Именно с ними сопряжены Великая Дайка Зимбабве, Бушвельдский комплекс, ультраосновные — щелочные массивы с карбонатитами протерозойского и более молодого возраста (Палабора, Ковдор, Хибины и др.). Тем не менее тектоническая природа осадочных бассейнов типа Атабаска или Аллигейтор-Ривер, в которых локализуются урановые месторождения зон стратиграфического несогласия, остается неясной.

Как известно, в рамках новой глобальной тектоники главные металлогенические пояса ассоциируют с активными окраинами континентов и островными дугами. А.Митчелл, М.Гарсон [15] объединяют оруденение окраинно-континентальных и океанических островных дуг в единую группу месторождений зон субдукции, а затем их распределяют по глубоководным желобам и внешним дугам, магматическим дугам, внешним прогибам, платформенным краевым бассейнам в областях сжатия и растяжения, тыловодужным краевым бассейнам и междуговым прогибам. В этой широкой трактовке с зонами субдукции ассоциируют колчеданные месторождения цветных металлов, медно-порфировые и жильные золоторудные и золотосеребряные месторождения, постмагматические месторождения вольфрама и олова, угленосные бассейны, залежи калийных солей и т.д. Обширная группа полезных ископаемых возникает также при столкновении литосферных плит, когда создаются семь главных тектонических обстановок: 1) остаточные и унаследованные океанические бассейны (P); 2) шовные зоны, синхронные столкновению (Cu, Pb, Zn, Cr); 3) окраины хинтерланда (драгоценные камни); 4) надвиговые пояса форланда (Sn, W, U, Pb, Zn); 5) бассейны форланда (U, V, Cu); 6) бассейны хинтерланда (Cu); 7) межгорные трюги форланда и хинтерланда (U, F).

Ф.Соукинс [48] придерживается другой классификации и различает три группы обстановок рудообразования, связанных соответственно с конвергентными, дивергентными границами плит и зонами их столкновения. В свою очередь, на конвергентных границах он выделяет главные дуги с медно-порфировыми, скарновыми и жильными месторождениями благородных металлов, внутренние зоны главных дуг с олово-вольфрамовыми и жильными полиметаллическими месторождениями, сопряженные с дугами рифты с молибденовыми месторождениями типа Кляймекс, колчеданными залежами типа Куроко и т.д.

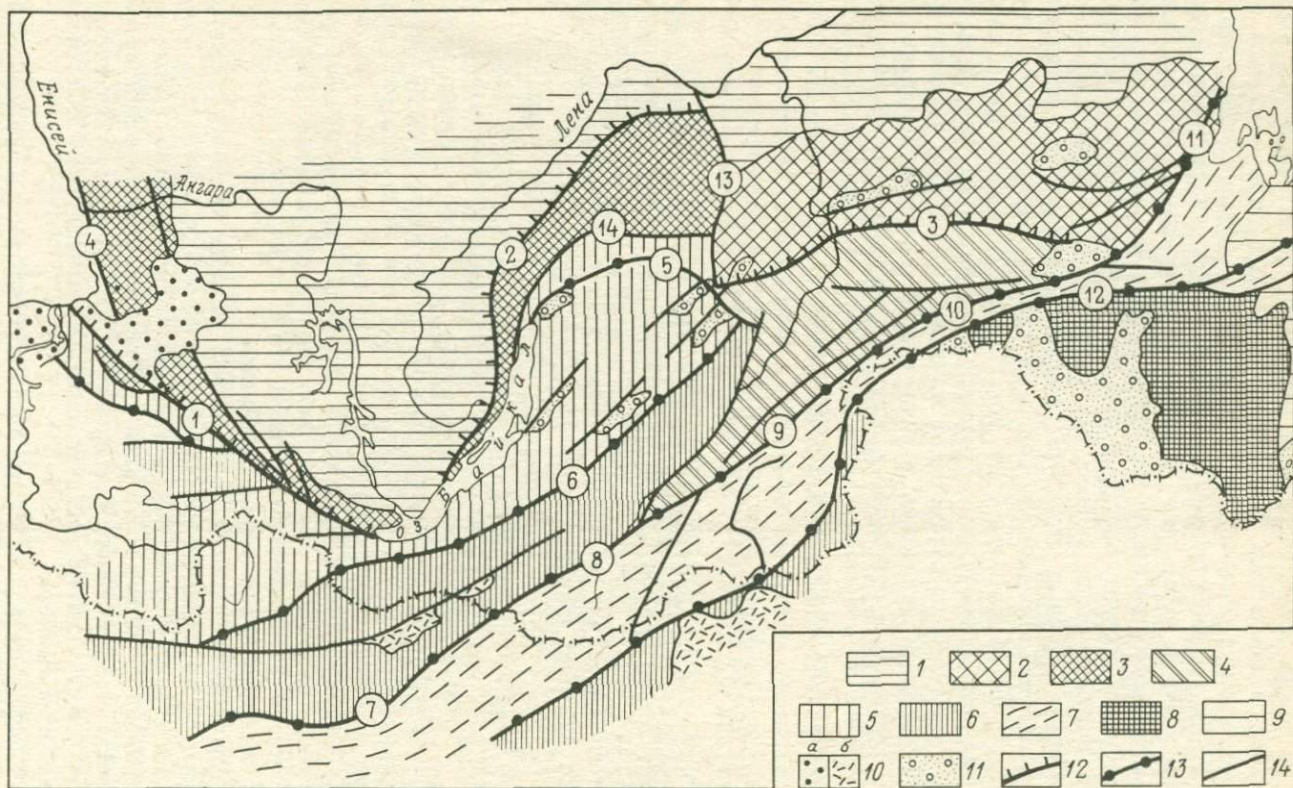
На основе новой глобальной тектоники для перечисленных выше структур и обстановок разработаны детальные тектонические и металлогенические модели. Хотя большинство моделей опирается на результаты изучения мезозойских и кайнозойских комплексов и месторождений, за последние 10 лет предпринимались неоднократные попытки распространить их на докембрий или, во всяком случае, найти их более древние аналоги. В качестве таких аналогов протерозойского возраста были названы юго-восточное обрамление Сибирской платформы, краевые структуры кратона Сьюпириор на Канадском щите, Ладожско-Ботнический пояс и Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона на Балтийском щите, пояс Сингхбум на Индийском щите, шовная зона Холмс-Крик в Северной Австралии и др. Некоторые из этих структур были рассмотрены в предыдущих главах. Привлечение дополнительных материалов позволяет дать более четкую характеристику рудоносных пограничных структур докембрия и отметить ряд их отличий, не получивших пока объяснений ни в рамках геосинклинальной теории, ни с позиций тектоники плит.

#### ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Несмотря на многолетние исследования, вопрос о южной границе Сибирской платформы продолжает вызывать дискуссии. Согласно преобладающей точке зрения на западе эта граница совпадает с главным Восточно-Саянским разломом, вблизи южного окончания оз. Байкал резко изменяет простирание на северо-восточное и уходит в Патомское нагорье (рис.62). К фундаменту платформы принадлежат и складчатые сооружения Байкальской горной области. Но возраст этих сооружений одни исследователи считают рифейско-раннепалеозойским, другие — раннепротерозойским. По-разному трактуется граница между Алданским щитом и подвижной областью Становика-Джугджура. Раньше к фундаменту Сибирской платформы относили лишь Алданский щит. Сейчас их объединяют в единую Алдано-Становую область. Соответственно субмеридиональный Жуинский и широтный Становой разломы представляют собой либо краевые, либо внутренние разрывы Сибирской платформы. Существуют разногласия и о роли каледонской и герцинской складчатости в тектонике Забайкалья.

Сопоставление разных точек зрения выходит за рамки настоящей работы, и здесь достаточно подчеркнуть резкую гетерогенность пограничных структур Сибирской платформы по простиранию, формирование разных их интервалов в различные периоды геологической истории и вместе с тем сочетание в отдельных узлах структурных элементов и рудных месторождений, принадлежащих к нескольким металлогеническим эпохам и циклам.

В целом переход от центра Азиатского материка к Тихому океану сопровождается появлением все более молодых тектонических структур



тур вплоть до современных островных дуг и глубоководных желобов. Тем не менее подвижный пояс Становика-Джугджур представлен наиболее древними архейскими породами, которые неоднократно подвергались метаморфизму, "внегеосинклинальному" магматизму и крупным блоковым перемещениям по субширотным разломам (см.рис.17).

Л.И.Красный суммировал последние геологические и геофизические материалы по зоне Становика-Джугджур и показал, что ее докембрийскую историю отличают присутствие самых древних архейских комплексов гонамской и зверевской серий, линейный характер геофизических полей и структур, нетипичный для Алданского щита, максимальные значения температур и давлений при метаморфизме ( $P$  до  $(10-12) \cdot 10^2$  Па), интенсивная гранитизация архейских комплексов в протерозое, широкое развитие анортозитов, приуроченных к разломам мантийного заложения. Большинство исследователей склоняется к выводу о позднеархейском-раннепротерозойском возрасте анортозитов, поскольку их пересекают аляскитовые граниты с радиологическими датировками 2,4-2,2 млрд.лет по ортиту. С анортозитами связаны железотитановые и апатитовые руды. Для Станового хребта типичны также крупные раннедокембрийские региональные разломы с многофазным проявлением дислокационного метаморфизма и среди них узкие шовные структуры типа Джелтуллакской, представленные серией зон расланцевания, бластомилонитизации, кислотного выщелачивания и сопровождаемые субщелочными интрузиями, редкометальными пегматитами и щелочными метасоматитами.

В раннем мезозое Становая область и смежные районы Алданского щита испытывали интенсивную тектономагматическую активизацию. В результате здесь возникла система крупных разломов, с которыми связаны пояса гранитных массивов и угленосных впадин. По данным Л.М.Парфенова и других, гранитные массивы представляют собой пологие плитообразные тела, корни которых прослеживаются геофизичес-

---

Рис.62. Схема глубинных разломов южного ограничения Сибирской платформы. Составлена А.А.Оболенским с использованием материалов Л.П.Зоненшайна, В.Е.Хаина, В.А.Амантова и др.:

1 - Сибирская платформа; 2 - Алданский щит; 3 - выступ фундамента Сибирской платформы и перикратонные прогибы Енисейского кряжа и Байкало-Нижневитимской системы; 4-7 - области складчатости: 4 - протерозойской Станового хребта, 5 - байкальской, 6 - каледонской, 7 - герцинской; 8 - выступы Буреинского и Ханкайского срединных массивов; 9 - область мезозойской складчатости Приморья; 10 - палеозойские (а) и мезозойские (б) вулканогенные прогибы; 11 - мезокайнозойские и кайнозойские впадины; 12 - краевые швы; 13 - граничные внутригеосинклинальные глубинные разломы; 14 - межглыбовые разломы. Разломы (числа в кружках): краевые швы 1 - Главный Восточно-Саянский, 2 - Байкальский, 3 - Становой; граничные внутригеосинклинальные разломы: 4 - Приенсейский, 5 - Мамско-Витимский, 6 - Удино-Витимский, 7 - Баянгольский, 8 - Чикой-Ингодинский, 9 - Шилкинский, 10 - Северо-Тукурингрский, 11 - Аянский, 12 - Южно-Тукурингрский, межглыбовые разломы: 13 - Жуинский, 14 - Абчадско-Верхнежуинский

кими методами на 10 км ниже дневной поверхности. Раннемезозойский этап завершился коллизией Сибирской платформы с Буреинско-Ханкайским мегаблоком, образованием Южно-Алданской системы надвигов. По этим надвигам архейские комплексы перемещены к северу и перекрывают мощные (до 5 км) угленосные толщи юры и мела южных окраин Чульманской, Токинской и других впадин. Амплитуды горизонтальных перемещений по наиболее изученному Чульманскому надвигу достигают 15 км. С глубиной надвиг становится крутым. Мезозойские толщи, залегающие почти горизонтально на большей части впадины вблизи надвига образуют сжатые линейные, иногда асимметричные складки. Гравиметрические данные свидетельствуют о том, что надвиговая зона сопровождается плотностными неоднородностями в архейском фундаменте.

В кайнозое рассматриваемая территория испытала общее энергичное воздымание. На мелкомасштабных фотоснимках и в рельефе Станового поднятия четко фиксируются решетчатая система кайнозойских разломов субширотного и субмеридионального простирания. Первые представлены надвигами и взбросами, ограничивают Зейскую и другие впадины и местами сопровождаются излияниями четвертичных базальтов. Субмеридиональные разрывы имеют меньшие размеры и принадлежат к раздвигам и сбросам. Предполагается, что формирование кайнозойских разломов происходило под влиянием одностороннего сжатия, ориентированного с юго-запада на северо-восток.

Мезозойскую металлогению Становой области определяют главным образом постмагматические гидротермальные месторождения, связанные с юрскими и меловыми гранитоидными массивами и субвулканическими интрузивами пестрого состава. Существенное значение имеют кварц-молибденитовые штокверки и скарновые месторождения меди, свинца, цинка. С раннемеловыми вулканитами ассоциирует киноварь-реальгар-антимонитовая, вольфрамитовая и флюоритовая минерализация.

Таким образом, геологическая история Становой зоны в мезозое и кайнозое отвечает столкновению двух литосферных плит. Но структуры этого возраста в основном наследуют простирание докембрийских складок и разломов, а палеотектонические реконструкции для протерозоя и тем более для архея при современной изученности территории не могут быть осуществлены. Следует также подчеркнуть, что это столкновение происходило в континентальных условиях и здесь нет ни реликтов океанических бассейнов в виде офиолитовых покровов с колчеданными и хромитовыми месторождениями, ни терригенных шельфовых отложений и оловоносных гранитов, ни стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.

Наиболее сложная комбинация разновозрастных структурных элементов и рудных месторождений наблюдается в Чаро-Удоканском районе, где субширотные складки, разломы и интрузивы Становика сочетаются с субмеридиональными трогами и гранитными поясами

Чаро-Олекминского кратона, Кодаро-Удоканским прогибом и северо-восточным окончанием Байкальской рифтовой системы (рис. 63). Л.И.Красный относит этот район к особой категории структур входящих углов и рассматривает как авлакоген в зоне тройного сочленения. По терминологии И.Н.Томсона и М.А.Фаворской, его можно охарактеризовать как узел повышенной эндогенной активности. Важно, однако, подчеркнуть, что здесь она проявлялась с отдельными перерывами от архея до кайнозоя, а рудные месторождения представлены разными генетическими типами — от архейских железистых кварцитов Чаро-Токкинского района (см.рис.18) и медистых песчаников Удокана (см.рис.37) до магматических железотитановых руд Чинейского массива, мезозойских каменных углей и гидротермальной минерализации в связи со щелочноземельными—щелочными субвулканическими интрузивами юрского и мелового возраста.

В этой связи отметим точку зрения В.А.Кривенко и Т.А.Пинаева о том, что архейские толщи Кодаро-Удоканского района не являются стратифицированными, но представляют собой полигенно-полихронный мегакомплекс, включающий основной кристаллосланцевый субстрат и наложенные на него ультраметаморфические и интрузивные породы, динамоморфиты и метасоматиты. При этом троговый комплекс и железистые кварциты рассматриваются ими как тектонометасоматические образования, с чем автор не может согласиться.

Как уже отмечалось, одни исследователи трактуют нижнепротерозойскую удоканскую серию как платформенную или протоплатформенную, другие как миогеосинклиналиную, третьи как орогенную. Соответственно по-разному определяется и геотектоническая позиция Удоканского медного месторождения. С Удоканом связана еще одна проблема, не получившая пока объяснения — непосредственно к юго-востоку от месторождения располагается расслоенный Чинейский массив, сопровождаемый железотитановым и сульфидным медным оруденением (рис.64). Геологическое строение массива освещено в работах А.П.Лебедева, В.С.Чечеткина, Э.Г.Конникова. В нем наиболее распространены габбронориты и лейкократовое габбро, реже встречаются анортозиты, рудные габбронориты и анортозиты, пироксениты. В плане его форма изометричная, а в разрезе — лополитоподобная. По геофизическим данным и результатам структурного бурения к центру плутона его подошва и расслоенность выполаживаются. Общая мощность вертикального разреза лополита составляет 2,5—3 км. Время его формирования оценивается в 2 млрд.лет. Исходная магма плутона по петрохимическим характеристикам близка к толеиту континентальных областей, отличаясь более высоким содержанием железа.

Железотитановое оруденение представлено массивными и вкрапленными титаномагнетитовыми, реже ильменит-титаномагнетитовыми рудами, приуроченными к внутренним частям массива. Медное оруденение имеет халькопирит-борнит-пирротинный состав и локализуется в его приподошвенной части, в зоне взаимодействия исходного расплава

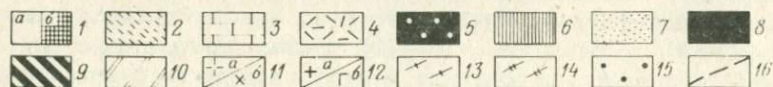
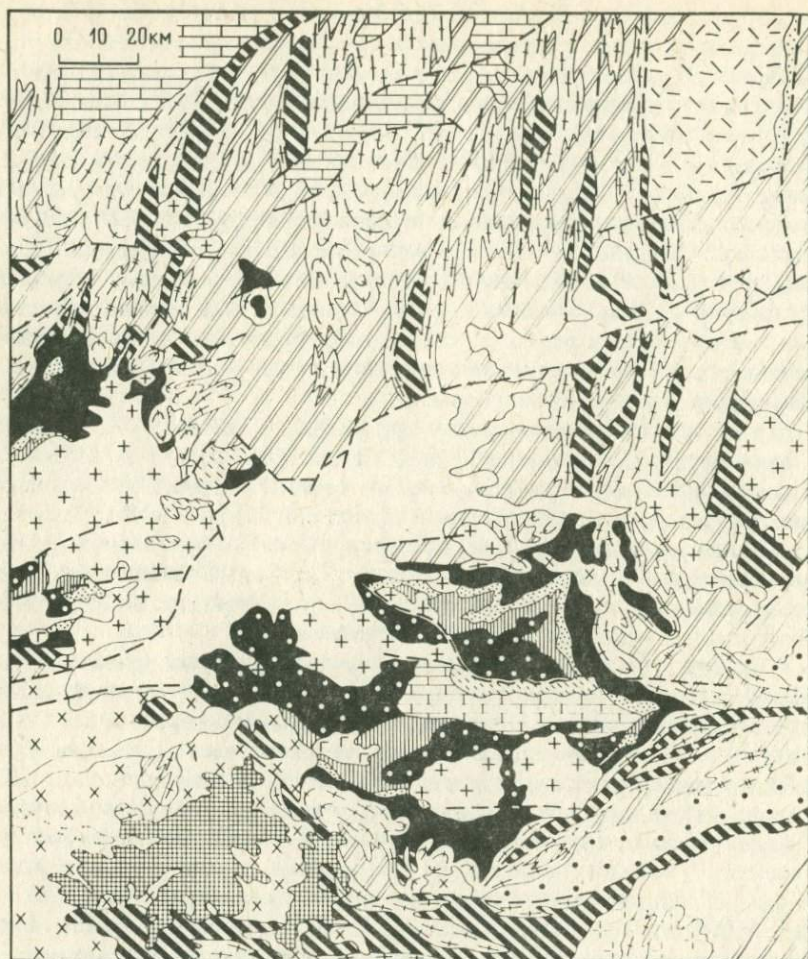


Рис.63. Геологическая карта центральной части Олекмо-Витимской горной страны. По В.С.Федоровскому:

1 – кайнозойские образования: четвертичные аллювиальные, озерные, ледниковые рыхлые отложения (а), плиоцен-четвертичные базальты (б); 2 – мезозойские (юрские и нижнемеловые) угленосные отложения; 3 – верхнепротерозойские и палеозойские (кембрий, нижний ордовик) доломиты, известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты; 4–9 – нижнепротерозойские стратифицированные образования: 4 – кебектинская свита, красноцветные песчаники, алевролиты, единичные покровы кислых эффузивов, 5–8 – удоканская серия: кеменская подсерия (намингинская и сакуканская свиты), метаморфизованные песчаники, в том числе медистые и железистые, пуддинги, филлиты (5), халасская подсерия



(бутунская, александровская и верхняя читкандинская свиты), доломитовые мраморы, метаморфизованные алевролиты, песчаники, карбонатные конгломерато-брекчии, кварцитовидные песчаники, медистые песчаники (6), чинейская подсерия (нижняя читкандинская, инырская свиты); метапесчаники, метаалевролиты, мраморизованные известняки, кварциты и удоканская серия нерасчлененная вне Кодаро-Удоканского прогиба (7); кодарская подсерия (аянская и икабийская свиты), метаалевролиты, метапесчаники, слюдястые сланцы, кварциты, кварцевые метаконгломераты, мраморы (8); 9 – троговый комплекс (олондинская серия), слюдястые сланцы, основные и кислые метаэффузивы, кварциты, железистые кварциты; 10 – архей, чарская серия, гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма; 11 – мезозойские гранитоиды (а), палеозойские граниты, граносиениты, нефелиновые сиениты (б); 12–13 – раннепротерозойские плутонические комплексы: 12 – постметаморфические граниты-рапакиви, гранодиориты, кварцевые диориты кодарского комплекса (а), габбро, габбродиориты, плагиоклазиты, пироксениты чинейского комплекса (б), 13 – синметаморфические автохтонные и аллохтонные гранитогнейсы, очковые и пегматоидные граниты куандинского и ничатского комплексов; 14 – архейские граниты гиперстеновые (чарнокиты и плагиограниты); 15 – архейские габброанортозиты, лабрадориты, андезиниты; 16 – разломы

с породами удоканской серии. В железотитановых рудах в небольшом количестве также присутствуют сульфиды, но здесь они играют второстепенную роль. И наоборот, в сульфидных рудах приконтактной области титаномагнетит и ильменит являются примесными компонентами.

Малосульфидные руды по морфологическим особенностям подразделяются на пластовые и жильные. Первые приурочены к расслоенным частям массива, располагаются согласно с протоструктурами габброидов, имеют четкие границы с безрудными породами и по простирацию протягиваются на многие километры, реже через весь массив, выклиниваясь к его краям. Распределение жильных титаномагнетитовых руд контролируется ксенолитами доломитов и известковистых песчаников внутри интрузива. Руды располагаются на некотором удалении от контакта с доломитами внутри габброидов с массивной текстурой. Промежуточная зона между ксенолитом и рудной жилой сложена пятнисто-такситовыми габброидами, состав которых меняется от плагиоавгитов до анхимономинеральных анортозитов. В зоне такситовых пород находится большое количество мелких ксенолитов апокарбонатных метасоматитов магматической стадии и нередко присутствует вкрапленность сульфидов железа и меди.

Размещение сульфидного оруденения в приконтактной зоне массива неравномерное и в целом совпадает с участками развития бутунской свиты, в составе которой широко представлены карбонатные доломиты, доломитизированные известняки, а также известковистые песчаники, алевролиты. Разрез свиты заканчивается пачкой углисто-глинистых сланцев, содержащих сингенетичную вкрапленность пирротина. И это, по мнению Э.Г.Конникова, не случайно.

Исходный базальтовый расплав, из которого образовался Чинейский интрузив, отличался чрезвычайно высокой флюидонасыщенностью.

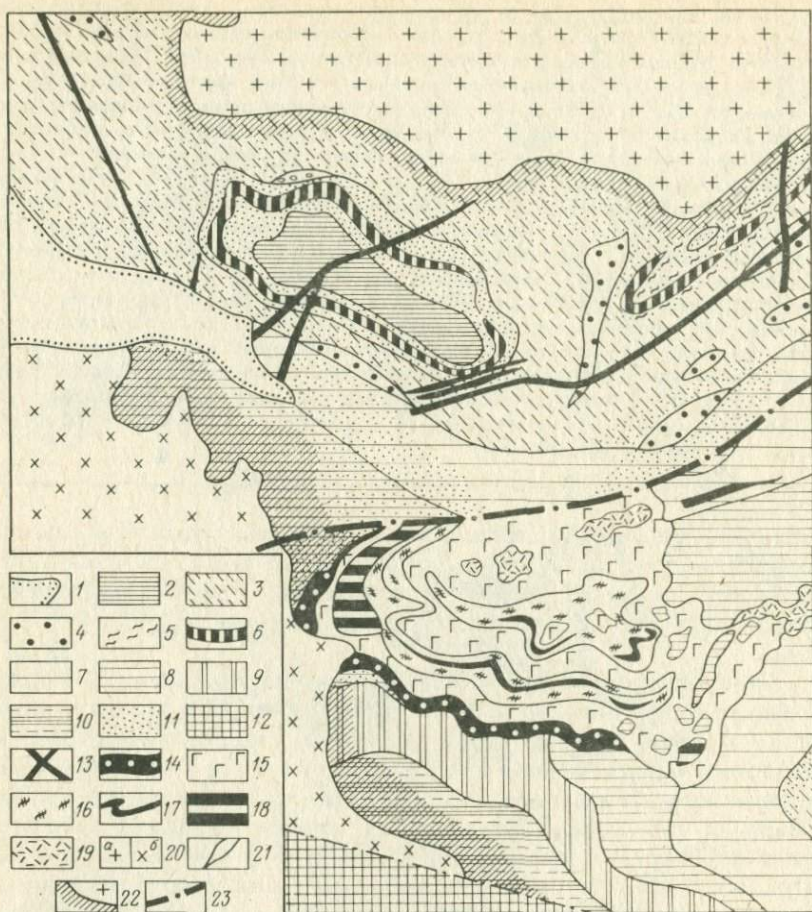


Рис.64. Схема геологического строения центральной части хребта Удокан. По Ф.П.Кренделеву и др.:

1 – современные и верхнечетвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; нижний протерозой, свита наминга; 2 – алевролиты, мелкозернистые песчаники, филлиты с горизонтом медистых алевролитов; верхняя подсвита сакуканской свиты; 3 – песчаники с неясной косою слоистостью, 4 – песчаники со скоплениями обломочных зерен минералов тяжелой фракции, 5 – мелкозернистые песчаники и алевролиты со знаками рыбы, 6 – медистые песчаники и алевролиты (вне масштаба); нижняя подсвита сакуканской свиты: 7 – косослоистые песчаники с прослоями алевролита; бутунская свита: 8 – алевролиты и песчаники с прослоями доломитов; александровская свита: 9 – кварциты, песчаники, алевролиты; читкандинская свита: 10 – песчаники и кварциты, 11 – зоны ороговикования осадочных пород, 12 – выступ архейского кристаллического фундамента. Интрузивные породы: 13 – дайки габбро-диабазов, 14 – базальные горизонты анортозитов и лейкогаббро Чинейского массива; 15 – габбро-нориты; 16 – пачки ритмического переслаивания габбро-норитов, анортозитов, рудных габбро; 17 – тела тита-

номагнетитовых руд; 18 — пироксениты; 19 — эндоконтактовые кварцевые диориты, монзониты, сиениты; 20 — гранитоидные интрузии: а — Кеменская, б — Ингамакитская; 21 — ксенолиты пород бутунской свиты с оторочками титаномagnetитовых руд; 22 — контактовые роговики с гранатами, роговой обманкой, диопсидом, скаполитом; 23 — основные разломы

---

Об этом свидетельствует интенсивное преобразование вмещающих пород в его экзоконтактовой зоне в магматическую и постмагматическую стадии. Породы карбонатного состава на магматическом этапе превращались в магнезиальные скарны акерманит-монтичеллит-форстерит-фассаитового состава, а затем — в диопсидиты и плагиоклаз-клинопироксеновые метасоматиты, терригенные породы во внешней зоне метасоматического ареала замещались альбит-актинолитовой, а во внутренней — андезин-клинопироксеновой ассоциациями. Метасоматические изменения происходили с привнесением из магмы  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и частично щелочей. В составе флюидов существенная роль принадлежала  $\text{Fe}$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Высокая флюидонасыщенность базальтовой магмы могла обусловить своеобразную металлогеническую специализацию Чинейского массива и его интенсивное воздействие на породы удоканской серии. Считается, что медь могла быть ассимилирована из этой серии. Однако главные меденосные горизонты находятся выше по разрезу, а сам механизм заимствования меди и последующего осаждения в зоне эндоконтакта остается неясным.

Существуют и другие взгляды на соотношение медистых песчаников Удокана и Чинейского массива. Предполагается, что под Удоканской синклиналью может находиться смещенная по разлому часть массива, который и явился источником медных руд на более высоком стратиграфическом уровне. Однако существование такого скрытого интрузивного тела не подтверждается геофизическими данными.

Если исходить из группировки региональных рудоносных структур, изложенной в предыдущих главах, то в Чаро-Удоканском районе представлены фрагменты архейских супракрустальных и протерозойских подвижных поясов, протоплатформенных впадин, расчлененных массивов эпохи протоактивизации и наложенных на них структур тектономагматической активизации и континентального рифтогенеза. Кроме того, в Чаро-Удоканском районе интенсивно проявлен палеозойский гранитоидный магматизм. Таким образом, длительная история развития района не укладывается ни в классическую схему превращения геосинклинали в платформу, ни в мобилистские модели, будь то активная окраина континента или зона столкновения литосферных плит.

Среди разнообразных структур ограничения Сибирской платформы наибольшее сходство с древней окраиной континента обнаруживает отрезок северо-восточного простирания от Иркутска до Патомского нагорья. Новая его интерпретация, согласно мобилистскому варианту геосинклинальной концепции, принадлежит Г.Я.Абрамовичу и П.М.Хренову. Они считают, что фундамент Сибирской платформы, представлен

ный корой континентального типа, обособился в начале раннего протерозоя и его граница примерно совпадает с положением Байкальского разлома. В протерозое и рифее Сибирская платформа подверглась тектономагматической активизации с образованием Аkitканского вулканического пояса и Даванской зоны смятия. В рифее к юго-западу от нее возникли шельфовые пояса и рифтогенные структуры с корой океанического и переходного типа. Последние сопровождались ультраосновным и основным магматизмом, с которым ассоциирует титаномагнетитовое, хромитовое, колчеданно-полиметаллическое оруденение (Байкало-Муйский, Олоkitский, Бодайбинский прогибы).

Н.Л.Добрецов в результате изучения геологии и петрологии осадочно-вулканогенных толщ Байкало-Муйского пояса пришел к выводу об их сходстве с офиолитами рифта Красного моря. На рифтогенную природу Байкало-Муйского пояса указали также В.Г.Кушев и В.С.Федоровский.

Геологическое строение Аkitканского вулканического пояса и Даванской зоны смятия описано в гл. IV (см.рис.45,46,47). Олоkitский прогиб располагается к юго-востоку от Байкальского разлома и как самостоятельная структурно-металлогеническая зона был выделен П.Ч.Шобогоровым. Он представляет собой узкий шовный прогиб, ограниченный Абчадским и Холодненским разломами и заполненный вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложениями, которые метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и прорваны интрузиями ультраосновного и основного состава (рис.65).

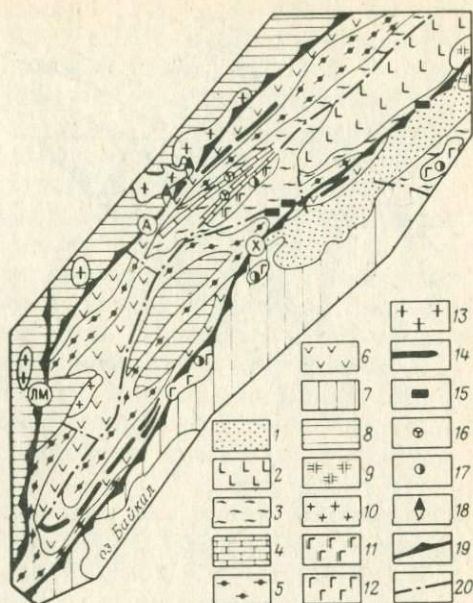
По данным Э.Г.Дистанова и других, металлогенический профиль Олоkitского прогиба определяют вулканогенно-осадочные железистые кварциты, стратиформные гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды, метаморфогенно-гидротермальная кварц- и кальцит-полиметаллическая минерализация. С базит-гипербазитовыми интрузивами связана сульфидная медно-никелевая минерализация. Характерно присутствие в бортах прогиба редкометальных пегматитов, образованных за счет гранитизации и переработки пород фундамента.

Железистые кварциты разделяются по минеральному составу на магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые, перемежаются с кварцитами, кварцитопесчаниками, зелеными сланцами и вместе с ними слагают два горизонта мощностью от 100 до 500 м. Ультраосновные — основные массивы принадлежат к перидотит-пироксенит-габбровой формации. С ее ультраосновными членами связано сульфидное медно-никелевое, с основными — титаномагнетит-ильменитовое оруденение.

Наиболее характерным представителем колчеданно-полиметаллического оруденения является Холодненское месторождение. Оно располагается на юго-восточном крыле одноименной синклинали, осложненной многочисленными более мелкими складками и разрывами, и вместе с вмещающими породами испытало несколько фаз деформаций, сопро-

Рис.65. Структурно - тектоническая схема Олокинского синклинория. По Э.Г.Дистанову и др.:

1 - венд-кембрийский нерасчлененный орогенный комплекс; 2-6 - позднепротерозойские комплексы: 2 - вулканогенно-карбонатный, 3,4 - кремнисто-карбонатно-терригенный углеродистый (3 - существенно кремнисто-карбонатно-терригенные отложения, 4 - терригенно-карбонатные отложения), 5, 6 - вулканогенно-кремнисто-терригенный (5 - терригенно-карбонатно-сланцевые отложения, 6 - вулканогенно-терригенные отложения); 7 - нижнепротерозойский офиолитовый комплекс; 8 - архей-нижепротерозойский полиметаморфический комплекс; 9-13 - интрузивные образования: 9 - сиениты, граносиениты, граниты и сиенит-порфиры сыннырского комплекса, 10 - граниты и гранитоиднейсы мамско-оронского комплекса, 11 - интрузивы оливинит-перидотит-троктолитовой формации (довыренский комплекс), 12 - интрузивы перидотит-пироксенит-габбровой формации, 13 - гранитоиды ирельского комплекса; 14-18 - рудопоявления и геохимические аномалии: 14 - железистые кварциты, 15 - колчеданно-полиметаллические, 16 - полиметаллические, 17 - сульфидные медно-никелевые, 18 - редкометалльные; 19 - межблоковые разломы глубокого заложения: А - Абчадский, ЛМ - Лево-Миньский, Х - Холодинский; 20 - остальные разломы



вождавшихся перекристаллизацией и переотложением сульфидных руд (рис.66). К.Р.Ковалев и другие выделяют на месторождении три главных текстурно-генетических типа руд: первичные реликтово-слоистые, метаморфизованные кристаллически-зернистые и регенерированные прожилковые. Рудные тела залегают согласно с графитосодержащими кварцево-сланцевыми сланцами и доломитами ондотской свиты в виде эшелонированных пластовых залежей, а в ядрах складок соединяются между собой и приобретают наибольшие размеры вследствие нагнетания вещества в зоны пониженных давлений.

Таким образом, по разные стороны Байкальского разлома намечается ситуация, сходная с активными континентальными окраинами кордильерского типа: вдоль края древней Сибирской платформы проходит субэаральный вулканический пояс, а юго-восточнее располагаются складчатые сооружения эвгеосинклинального типа. В этой связи ключевое значение приобретают точное датирование и возрастная корреляция разнотипных формаций, структур и рудных месторождений.

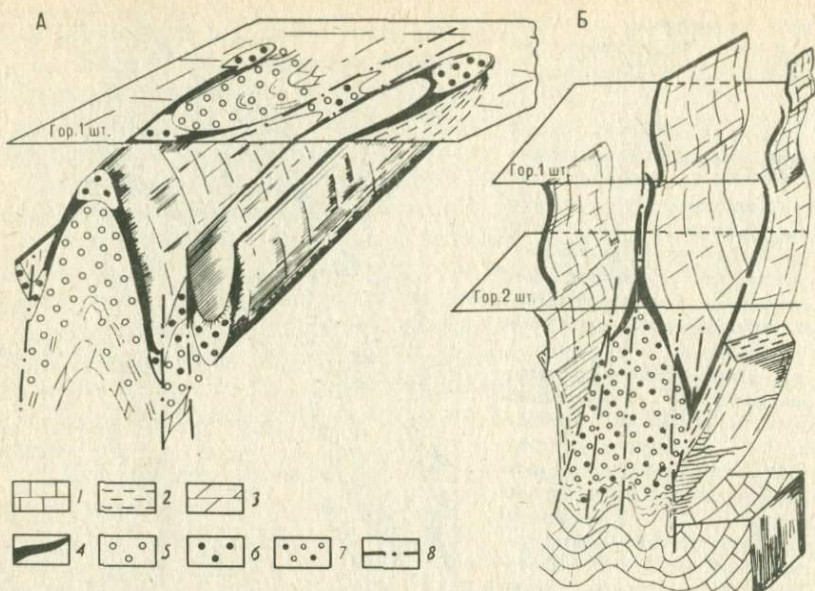


Рис.66. Схема строения главной рудной зоны Холоднинского месторождения на восточном (А) и западном (Б) флангах. По К.Р.Ковалеву и др.:

1-3 - ондотская свита: 1 - слабографитистые известняки и известковистые песчаники нижней части свиты, 2 - графит-кварц-сланцевые сланцы, 3 - графит-содержащие доломиты средней части свиты; 4-7 - колчеданные руды: 4 - полиметаллические слоистые и реликтивно-слоистые, 5 - кварц-пиритовые, 6 - существенно сфалеритовые, 7 - кварц-пирит-сфалеритовые; 8 - разрывные нарушения

Однако имеющиеся данные отрывочны и противоречивы, и мнения исследователей по этому вопросу резко расходятся.

Большинство из них считает Олокинский прогиб и заключенные в нем рудные месторождения позднепротерозойскими. Подтверждением служат находки онколитов и стратомолитов среднего рифея - нижнего кембрия в горизонтах карбонатных пород, датировки вулканитов с помощью U-Th-Pb ( $1500 \pm 130$  млн.лет) и Rb-Sr (740 млн.лет) методов и колчеданных руд с помощью свинцового метода (около 1 млрд.лет).

Опираясь на геологические построения Л.И.Салопы и результаты детального изучения Холоднинского месторождения, Г.В.Ручкин [19] считает, что образование колчеданного оруденения Прибайкалья было связано с развитием рифейских конседиментационных палеодепрессий в краевой части океанической плиты. Одновременно в мелководных миогеосинклинальных отложениях на склоне континентальной плиты формировались стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах, которые приурочены к низам разреза осадочного чехла Сибирской платформы (голоустенская, улунгуйская и качергатская свиты) и входят в самостоятельный металлогенический пояс.

С.П.Кориковский и В.С.Федоровский высказали идею о том, что складчатые сооружения к юго-востоку от Байкальского разлома имеют не позднепротерозойский, а раннепротерозойский возраст. Эта идея опирается на корреляцию разрезов магматизма и метаморфизма Чаро-Удоканского района, Патомского нагорья, Северо-Западного Прибайкалья и подтверждается некоторыми радиологическими датировками (см. описание Северо-Байкальского полиметаморфического пояса).

А.А.Бухаров и другие пришли к выводу, что метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи, примыкающие с юга-востока к Аkitканскому вулканическому поясу, являются составной частью нижнепротерозойского Байкало-Витимского пояса, отражающего начальную стадию образования океанической коры. Верхняя возрастная граница пояса была оценена ими по гранитизации зеленокаменных толщ в 2—1,7 млрд.лет. Таким образом, и в этой трактовке пограничные структуры Сибирской платформы отвечают границе двух плит — континентальной и океанической, но взаимодействие их относится к более раннему периоду геологической истории.

Но, вероятно, ни та, ни другая схемы не отражают всей сложности юго-восточного ограничения Сибирской платформы. Новые геохронологические исследования метаморфических и магматических пород Приольхонья, считавшихся архейскими и раннепротерозойскими, дали неожиданные результаты. С помощью U-Pb, Sm-Nd и Pb-Pb изохронного методов Е.В.Бибикова, Л.В.Сумин и другие установили, что накопление осадочно-вулканогенных пород происходило в кембрии, а их метаморфизм — в раннем ордовике (480 млн.лет назад). Эти датировки затрагивают кардинальные вопросы геологии и металлогении Прибайкалья и определяют необходимость в новых палеотектонических реконструкциях.

## ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ КАНАДСКОГО ЩИТА

Как отмечает Г.Янг, в последние годы геологи, изучающие докембрий Северной Америки, все ближе знакомятся с идеями тектоники плит и анализируют возможность их применения к подвижным поясам протерозоя. Высказывалось предположение, что гуронские отложения в районе Великих озер накапливались вдоль субширотно ориентированного края континента с последующей субдукцией океанической коры на север или на юг. Другие авторы пытались применить к накоплению гуронских отложений модель внутрикратонного трога (авлакогена) с возможным нахождением океана на территории, которую теперь занимает провинция Гренвилл. Регион представляет интерес не только с тектонических позиций. Впадина Эллиот-Лейк содержит крупные месторождения ураноносных конгломератов. К востоку от нее располагается никеленосный массив Садбери, а в провинции Гренвилл — титаноносные анортозиты (рис.67).

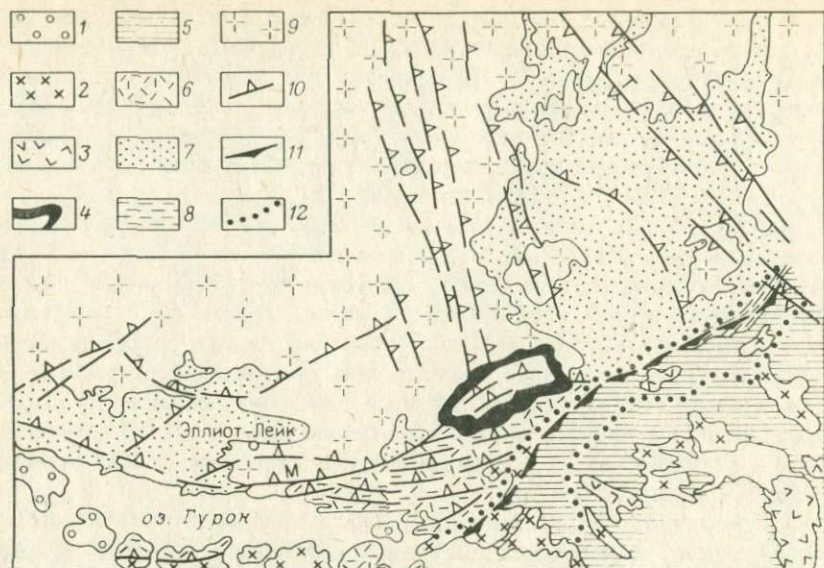


Рис.67. Геолого-тектоническая карта района озера Гурон. По П.Симсу и др. [45]:

1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – протерозойские кислые интрузивы; 3 – анортозиты; 4 – массив Садбери; 5 – мощные интенсивно деформированные и метаморфизованные отложения провинции Гренвилл; 6 – мощные деформированные и метаморфизованные отложения Южной провинции; 7 – маломощные слабодеформированные и метаморфизованные отложения Южной провинции; 8 – архейские гранитогнейсы провинции Гренвилл; 9 – архейская гранит-зеленокаменная область провинции Сьюпириор; 10 – разломы (М – Маррей, О – Онапинг, Т – Тимискаминг); 11 – пограничный разлом Гренвилльского фронта; 12 – границы распространения катаклазитов и линейных структур Гренвилльского фронта

Гуронские отложения несогласно перекрывают архейские зеленокаменные породы киватинского типа, алгоманские граниты и небольшие интрузии основного состава, имеют в основании древнюю кору выветривания и подразделяются (снизу вверх) на четыре группы: Эллиот-Лейк, Хоу-Лейк, Куэрк-Лейк и Кобальт и несколько формаций. Верхняя граница гуронских отложений определяется по пересечению их дайками диабазов Ниписсинг, для которых Rb-Sr методом установлен возраст 2,0–2,1 млрд.лет. Согласно палеореконструкциям С.Роско, гуронские отложения накапливались в сравнительно узком поясе вдоль южной границы "протоконтинента" Сьюпириор, причем обломочный материал переносился в направлении с северо-запада на юго-восток. Область сноса была сильно расчлененной и тектонически активной, а седиментация происходила в сравнительно мелководном бассейне в условиях многократных трансгрессий и регрессий (рис.68).



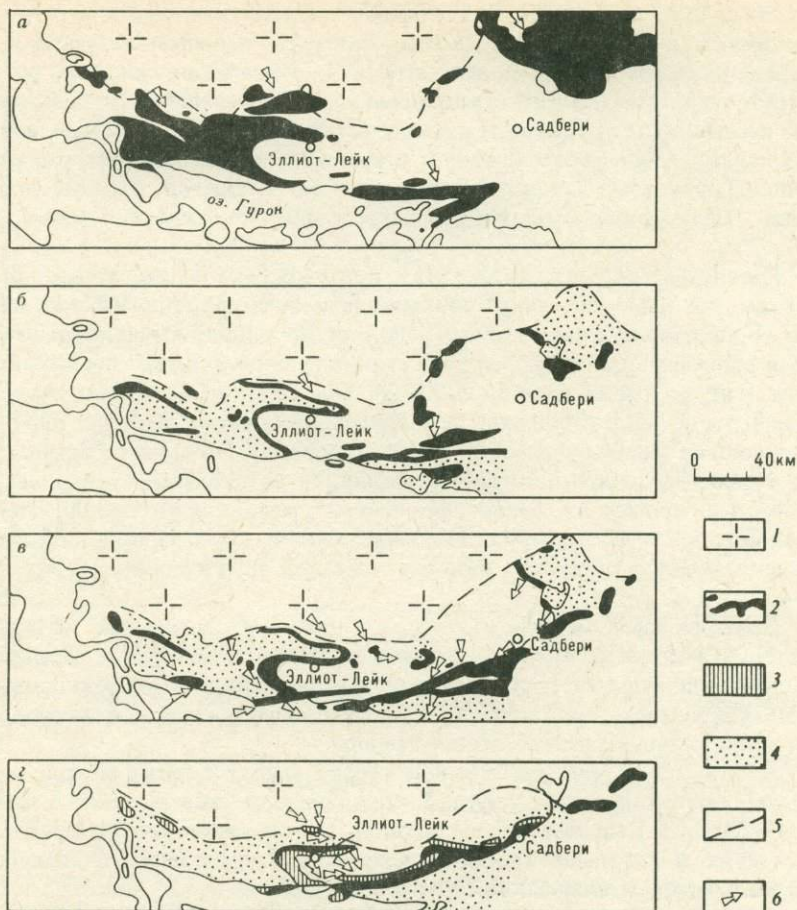


Рис.68. Распространение гуронских отложений в районах Эллиот-Лейк-Садбери. По С.Роско.

Группы: а – Кобальт; б – Куэрк-Лейк; в – Хоу-Лейк; г – Эллиот-Лейк; 1 – догуронское основание; 2 – выходы групп на поверхность и формации Мак-Ким; 3 – выходы формации Матинеда; 4 – площади распространения групп ниже поверхности земли; 5 – палеограницы групп; 6 – направления переноса обломочного материала по наблюдениям за косой слоистостью

Залежи ураноносных конгломератов сосредоточены в формации Матинеда и приурочены к депрессиям фундамента, так называемым долинным структурам, в которых формация Матинеда достигает максимальной мощности. Некоторые геологи отмечают, что днища депрессий сложены преимущественно сланцами и зеленокаменными породами, а борта – гранитоидными породами, и связывают появление депрессий с различной устойчивостью этих пород к эрозии. Основная масса

урановых руд связана с мелкогалечными кварцевыми конгломератами, в которых гальки сложены главным образом жильным кварцем, и в гораздо меньшей степени — кварцитами, кремнистыми сланцами, роговиками и яшмами. Цемент представлен пиритизированным грубозернистым песчанистым материалом с хлоритом и серицитом. Основные минералы урана — браннерит, уранинит и урансодержащий монацит. Все они концентрируются в цементе кварцевых конгломератов, образуя скопления разобщенных окатанных зерен от микроскопических размеров до 1–2 мм.

Материалы Р.Симса и др. [45] подтверждают и значительно расширяют эти выводы. Новые геохронологические и геологические данные свидетельствуют о том, что к югу от провинции Сьюпириор находится раннеархейский кратон. Если гранит-зеленокаменные серии южной части Канады имеют возраст 2750–2600 млн лет, то в шт. Миннесота и Висконсин — 3500–3000 млн лет. Кроме того, реконструкции первичного состава метаморфических пород провинции Онтарио показывают, что гуронские отложения распространяются за пределы Гренвиллского фронта, причем их фации закономерно меняются от субэвральных мелководных к более глубоководным морским и указывают на конседиментационную природу разлома Маррей в нижнем протерозое (рис.69).

Никеленосный массив (эруптив) Садбери располагается на краю кратона Сьюпириор в узле пересечения разломов Маррей и Онапинг, прорывает нижнюю часть гуронских отложений, сложенную брекчированными кварцитами, аркозами, вулканитами, и находится под покровом аркозов и граувакк уайтотерской группы.

Массив образован расслоенной серией магматических пород, постепенно сменяющих друг друга. У подошвы магматического тела находятся богатые кварцем черные нориты, постепенно через габбронориты, габбро и кварцевое габбро переходящие в гранофиры. Обособленное положение в нижней части массива занимает слой норитов и габбро, четко отличающийся от остальных пород и имеющий с ними резкий магматический контакт. Этот слой непостоянной мощности от 0 до 50 м имеет состав от авгититового норита до гиперстенового габбро и содержит обильные включения обломков подстилающих пород архея (глыбы гранитогнейсов и ультраосновных пород) и гуронской группы (обломки амфиболитов, кварцитов, песчаников и пр.), а также блоки залегающих выше норитов. Таким образом, этот так называемый субпластовый норит (сублейер) внедрился после раскристаллизации пород массива и дробления их краевой части. Субпластовый норит сопровождается дайками диоритов и кварцевых норитов, уходящих в подстилающие метаморфические породы на расстояние до нескольких километров (рис.70).

Горизонт субпластового норита сопровождается и местами замещается зоной лейкократовой брекчи, состоящей из обломков подстилающих гранитогнейсов, кварцитов, песчаников, а также перекрываю-

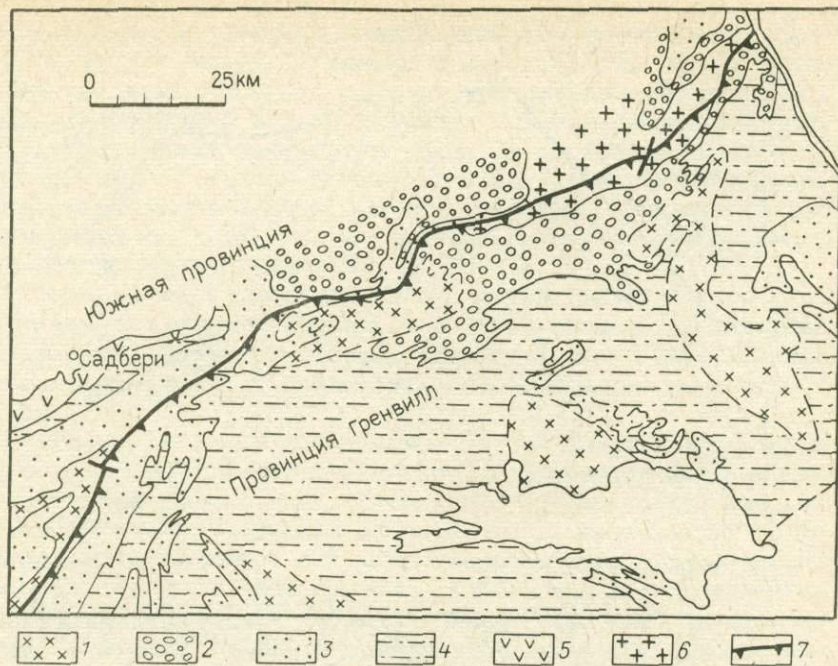


Рис.69. Изменение фаций протерозойских отложений в зоне Гренвиллского фронта. По П.Симсу и др. [45]:

1 – протерозойские кислые плутоны; 2–5 – фации протерозойских отложений: 2 – грубообломочная–граувакковая, 3 – кварц-полевошпатовых песчаников, 4 – аргиллит-граувакковая, 5 – вулканическая; 6 – архейские гранитоиды; 7 – Гренвиллский фронт

щих норитов. Эта зона инъецирована дополнительной интрузией габброноритов. Поздние краевые нориты, брекчии, оффсетные дайки и являются главными носителями богатых руд на многочисленных никелевых месторождениях, обрамляющих массив Садбери.

На Садбери выделяются две группы руд – убогие вкрапленные в норитах основного массива и богатые массивные руды, связанные с субпластовыми брекчиями, габброноритом и оффсетными дайками. Вкрапленные руды рассматриваются как первичные магматические обогащения, возникшие путем ликвации силикатно-сульфидного расплава на месте их залегания. Массивные руды встречаются в виде жигообразных тел в подстилающих породах и субпластовых брекчиях, оффсетных дайках и краевых норитах. В последнем случае, наиболее типичном для массивных руд, они состоят из обломков пород подошвы и кровли, сцементированных габброноритом и массивными сульфидами.

Согласно традиционной магматической гипотезе, руды первого типа образовались в норитах вследствие ликвации на месте их залега-

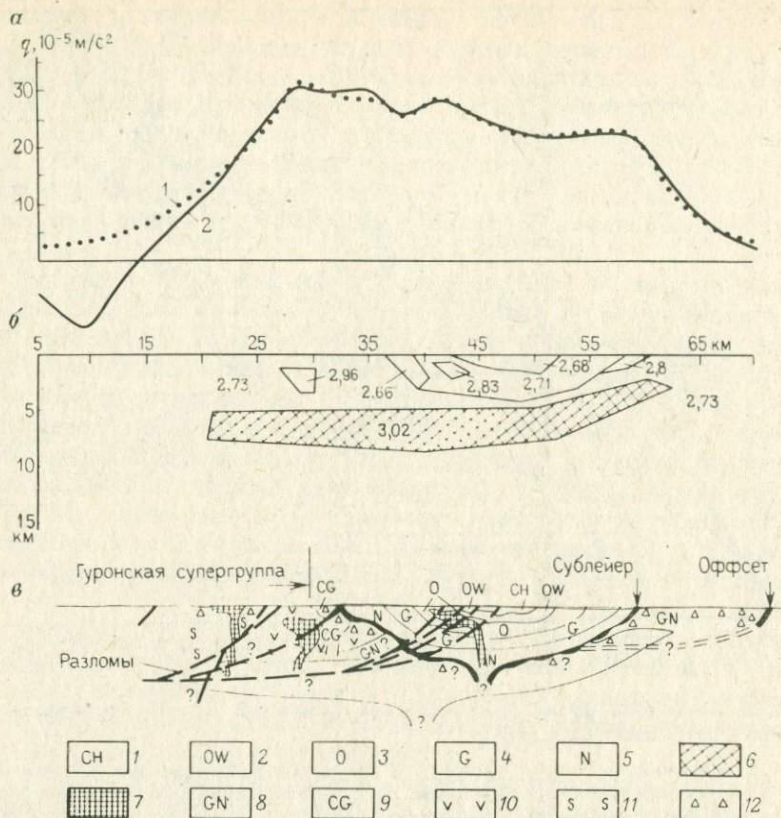


Рис. 70. Геолого-геофизический разрез района Садбери. По А.Налдретту [41]:

*a* – гравитационный профиль, *б* – гравитационная модель, *в* – геолого-геофизическая модель; 1 – рассчитанная и 2 – остаточная сила тяжести; 1–3 – группа Уайтвотер: 1 – Челмсфорд, 2 – Онвантин, 3 – Онапинг; 4–5 – интрузивный комплекс Садбери: 4 – гранофир, 5 – норит; 6 – скрытое интрузивное тело; 7 – другие основные интрузивы; 8 – гнейс; 9 – гранит; 10 – вулканиты; 11 – осадочные породы; 12 – брекчи

ния, руды второго типа – в результате более поздней инъекции из остаточного очага ликвидировавшего на глубине силикатно-сульфидного расплава. В последнее время ей противопоставляется метеоритная гипотеза происхождения структуры месторождения.

Автор идеи метеоритного происхождения эруптива и никелевых руд Садбери Р.Дитц рассчитал, что астероид диаметром 4 км, летевший со скоростью 15 км/с, при соударении с Землей мог образовать кратер глубиной до 3 км и диаметром 50 км. Представление Р.Дитца о том, что Садбери возникло в результате плавления, ликвации и кристаллизации богатого медью и никелем метеорита, не получило поддер-

жки, но идея о космическом возникновении его рудовмещающих структур не была оставлена. По мнению А.Налдретта [41], многие факты свидетельствуют о том, что эти структуры действительно возникли в результате мощного взрыва, а именно: 1) конусообразная форма; 2) наличие кольца опрокинутых пород; 3) проявление ударного метаморфизма; 4) широкое развитие брекчий; 5) своеобразии перекрывающей формации Онапинг, которую некоторые исследователи рассматривают как совокупность обломочного материала, выброшенного при падении крупного метеорита.

Казалось бы, метеоритная гипотеза вообще снимает вопрос о геотектонической позиции Садбери, о его соотношениях с докембрийскими региональными структурами Канадского щита. Однако ситуация оказывается иной — и по латерали, и в вертикальном разрезе земной коры.

Совместный анализ геологических данных, гравитационных и магнитных полей указывает на то, что под стратифицированным комплексом Садбери располагается гораздо более крупное (60x40 км) тело основных пород с плотностью  $3,02 \pm 0,03$  т/м<sup>3</sup>, характерной для серпентинизированного габбро или габброанортозита. Его верхняя кромка находится на глубине 4—6, нижняя — 5—8 км от дневной поверхности. Повышенные содержания SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, низкие содержания CaO и небольшие соотношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O в краевых фациях комплекса Садбери по сравнению с континентальными базальтами свидетельствуют, по А.Налдретту, об интенсивной контаминации исходного мантийного расплава более древними кварцевыми монцонитами и тоналитами. Контаминация, в свою очередь, вызвала обособление больших объемов сульфидов. Последние вместе с ультраосновными и основными кумулятами слагают серию скрытых силлов и располагаются в виде нескольких ярусов на расстоянии до 25—30 км от ныне существующей дневной поверхности.

С помощью Rb-Sr изохронного метода возраст вулканогенных пород формаций Гоуганда и Коппер-Клиф, которые входят в гуронскую группу, определен в  $2290 \pm 90$  и  $2350 \pm 60$  млн лет, а возраст метаморфизма гуронских отложений —  $1950 \pm 100$  млн лет. Для норитов массива Садбери этим же методом получены значения  $1956 \pm 98$  млн лет, для рудоносных субпластовых норитов  $1957 \pm 156$  млн лет и для микропегматитов —  $1625 \pm 30$  млн лет. Таким образом, прогрессивный метаморфизм гуронских отложений, внедрение массива Садбери, формирование ассоциированных с ним никелевых месторождений тесно связаны не только в пространстве, но и во времени.

Не менее сложным является вопрос о так называемом Гренвиллском фронте и Гренвиллской орогении. По данным С.Ламберса, Гренвиллский фронт представляет собой тектоническую зону мощностью около 30 км, которая отделяет кратон Сьюпириор от глубокометаморфизованных пород провинции Гренвилл (см. рис. 67). Внутри зоны все породы подвергнуты интенсивному катаклазу и рассланцеванию и обладают четкими линейными структурами, погружающимися в южном направле-

нии. Зона испытала неоднократные деформации. Наиболее интенсивные из них происходили в интервале 1200—900 млн. лет назад.

В северной части провинции развиты нижнепротерозойские обломочные метасадочные породы, которые несогласно перекрывают архейские гранитогнейсы. В направлении к юго-востоку они сменяются тонкослоистыми граувакками и аргиллитами, которые сопоставляются с гуронскими отложениями района Садбери, в частности, с песчаниками формации Миссиссаги. На них залегает мощная толща аркозов, ортокварцитов, высокоглиноземистых пород и железистых кварцитов, прорванная гранитами возраста 1800 млн. лет.

Согласно Дж. Берне [40], метаморфизм пород в юго-западной части провинции Гренвилл отвечает гранулитовой и верхней части амфиболитовой фации и наложен как на гранитные интрузии, так и на анортозиты. В результате осадочные и магматические породы превращены в чарнокитовые и двупироксеновые гнейсы, лейкократовые и меланократовые гранулиты. В пределах Гренвиллского фронта ассоциации метаморфических минералов соответствуют амфиболитовой фации, а в отдельных тектонических швах — зеленосланцевой и пренил-пумпеллитовой фации.

По мнению С. Ламберса, развитие Гренвиллского фронта началось в конце архея или начале протерозоя, когда вдоль него возник узкий прогиб и его заполнили глубоководные терригенные отложения — продукты эрозии расположенного на северо-западе архейского кратона. Предполагается, что протерозойские осадки накапливались на окраине континента. В эпоху протерозойского метаморфизма (1400 — 1000 млн. лет назад) Гренвиллский фронт подвергся интенсивному сжатию и послужил границей распространения высокотемпературных потоков.

Весьма своеобразна провинция Гренвилл и в металлогеническом плане. С анортозитовыми массивами связаны крупные месторождения ильменитовых руд, также подвергшиеся метаморфизму. Значительные масштабы имеют магнетит-гематитовые залежи железистых кварцитов. Кроме того, здесь развиты ураноносные пегматиты, карбонатиты с ниобиевыми рудами, железорудные скарны, небольшие гидротермальные месторождения золота, свинца, цинка, молибдена.

Таким образом, новые данные подтверждают представление о южном ограничении Канадского щита как о протерозойской окраине континента. Однако они пока не доказывают ни существования рядом океанической плиты, ни столкновения в протерозое двух континентальных плит.

## ДРУГИЕ РЕГИОНЫ

С конца 70-х годов пристальное внимание канадских геологов в свете тектоники плит привлекает северо-западное обрамление кратона Сьюпириор, где находится никеленосный пояс Томпсон (рис. 71). Этот пояс разные исследователи рассматривали как крупную зону разломов,

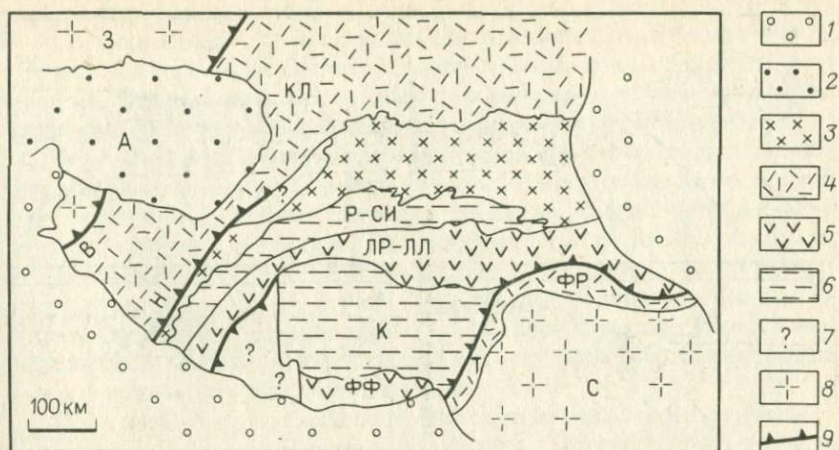


Рис.71. Тектоническая схема северо-западного обрамления кратона Сьюпириор. По А.Грину и др. [35]:

1 – фанерозойский платформенный чехол; 2 – впадина Атабаска; 3 – протерозойский гранитоидный массив Ватаман; 4–7 – протерозойские пояса: 4 – окраинно-континентальные (КЛ–Кри-Лейк, Т–Томпсон, ФР–Фокс-Ривер), 5 – островодужные (ЛР–ЛЛ–Ла-Ронж – Линн-Лейк, ФФ–Флин-Флон), 6 – океанические (К–Киссинью, Р–СИ–Рейндеа–Саунт-Индиан), 7 – неясной геотектонической природы; 8 – архейские кратоны (3–Западный, С–Сьюпириор); 9 – разломы (В–Верджин Ривер, Н–Нидл-Фолз); А–провинция Атабаска

корневую часть островной дуги или горного сооружения альпийского типа, автохтонную пластину, перемещенную либо с вулканического пояса Флин-Флон, либо с кратона Сьюпириор, зону субдукции с падением на северо-запад или на юго-восток, часть тройного рифтового сочленения, узкий внутрикратонный океанический рифт и, наконец, трансформный разлом.

А.Грин и др. [35] обобщили последние геологические, аэромагнитные, гравиметрические, сейсмические, электромагнитные данные по архейским и протерозойским структурам региона и предложили новую модель его тектонической эволюции (рис.72).

Согласно этой модели вулканические островные дуги Ла-Ронж – Линн-Лейк и Флин-Флон, передовая океаническая дуга Киссинью и тыловая дуга Рейндиа – Саунт-Индиан возникли в промежутке между кратоном Сьюпириор и Западным кратоном. Предполагается, что пояс Томпсон образовался в результате рифтогенеза континентальной коры и в дальнейшем был тектонически совмещен с островными дугами.

На современном эрозионном срезе океаническая кора протерозойского возраста не обнажается. Однако А.Грин и другие полагают, что установленные здесь глубинные аномалии электропроводности и низких скоростей сейсмических волн могут указывать на присутствие ее чешуй на более низких уровнях.

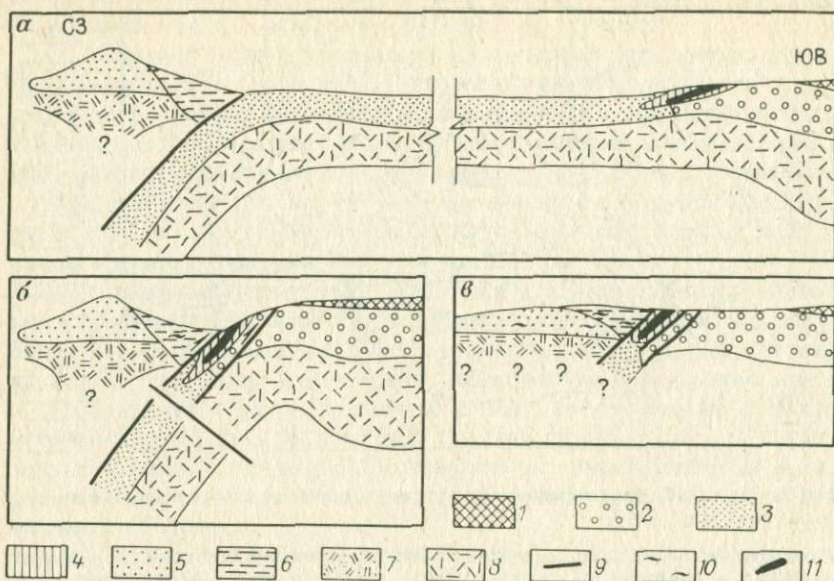


Рис. 72. Схема тектонической эволюции северо-западной окраины кратона Сьвириор (в разрезе). По А.Грину и др. [35]:

а — 1,9 млрд. лет назад, б — 1,7 млрд. лет назад, в — в настоящее время; 1 — верхняя часть континентальной коры; 2 — нижняя часть континентальной коры; 3 — океаническая кора; 4 — осадочные и магматические породы континентальной окраины; 5 — островодужные серии; 6 — краевые осадочные отложения островных дуг; 7 — нижняя кора островных дуг; 8 — верхняя мантия; 9 — разломы; 10 — складки; 11 — ультраосновные силлы

Метаосадочные и метавулканические породы пояса Томпсон залегают на архейских гранулитах и гнейсах, испытавших регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, и сходны с современными отложениями континентальных окраин атлантического типа. Они представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, филлитами, доломитами и железистыми кварцитами. Преобладающая часть метавулкаников представлена шаровыми и массивными лавами толеитовых базальтов. Кроме них встречаются коматиитовые базальты и ультрамафические коматииты. Крупные тела метаперидотитов залегают как среди осадочных и вулканогенных пород, так и среди архейских гнейсов. Никелевое оруденение связано преимущественно с перидотитами, залегающими в осадочных породах. Изотопные отношения свинца в никелевых рудах соответствуют возрасту  $2,32 \pm 0,03$  млрд. лет. Вследствие метаморфизма Rb/Sr, K/Ag и Pb/Pb отношения в породах изменены и располагаются в интервале от 2,0 до 1,5 млрд. лет.

Вместе с вмещающими породами никеленосные ультрабазиты подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и многократным текто-



ническим деформациям. Так, рудное поле Томпсон связано с плитообразным телом метаперидотитов, которое собрано в тесно сжатую складку и будинировано. Рудные залежи располагаются параллельно ему на контакте биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов с кварцитами и скарноидами. Тела богатых брекчиевых сульфидных никелевых руд также будинированы и окружены более бедной рудной минерализацией.

Пояс Флин-Флоп известен своими колчеданными месторождениями. Они приурочены к группе Амиск, которая состоит из массивных и шаровых базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, туфов, брекчий, агломератов, граувакк и сланцев. Их прорывают силлы габброидов и субвулканические интрузии полевошатовых порфиоров. Метаморфизм отвечает зеленосланцевой фации. Руды обычно массивные, сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и сопровождаются прожилково-вкрапленной медной минерализацией. В зонах рассланцевания массивных руд шоявляются цирротин и кубанит.

С позиций новой глобальной тектоники привлекает внимание и гранитоидный батолит Ватаман. По данным С.Фумертона и других, он приурочен к границе окраинно-континентального (миогеоинклинального) пояса Кри-Лейк с островодужными и эвгеосинклинальными поясами и по размерам превосходит все докембрийские батолиты. За исключением узких краевых зон, массив сложен грубозернистыми гранитами и гранодиоритами, образованными в одну фазу. Внедрение и затвердевание батолита происходило в обстановке сжатия, вследствие чего гранитоиды имеют полосчатую текстуру, а массив в целом окаймлен согласными зонами рассланцевания. С помощью U-Pb метода по цирконам возраст массива определен в  $1885 \pm 12$  млн.лет, с помощью Rb-Sr метода — в  $1845 \pm 45$  млн.лет. С.Фумертон и другие отмечают сходство массива Ватаман с крупными мезозойскими гранитоидными плутонами Тихоокеанского кольца и вместе с тем подчеркивают ряд отличий. В нем нет ни ранних более основных фаз, ни поздних малых интрузий. Большинство гранитных массивов Кордильер сопряжено с поясами андезитов. Здесь они отсутствуют. Возможно, батолит Ватаман возник на гораздо больших глубинах, порядка 15—20 км. Необходимо добавить, что массив не сопровождается ни скарновым, ни гидротермальным оруденением, будь то месторождения олова, вольфрама или меди, молибдена, золота и т.д.

Как отмечалось в гл. V, на периферии впадины Атабаска располагаются многочисленные урановые месторождения (см.рис.49). Собственно урановые гидротермальные месторождения имеют возраст 1,8 млрд.лет и тяготеют к приразломным грабенам, которые параллельны разлому Верджин-Ривер и заполнены красноцветными терригенными породами и базальтами формации Мартин. Никель-урановые месторождения образованы 1,3 млрд.лет назад и концентрируются в зоне стратиграфического несогласия формации Атабаска с более древними породами фундамента. Многие крупные месторождения располагаются по юго-восточному борту впадины, т.е. в непосредственной близости от массива

Ватаман и сопряженного с ним разлома Нидл-Фоллз. Однако формирование впадины Атабаска и ее месторождений никак не учитывается в рассматриваемой плейтктонической модели.

Напомним, что на Балтийском щите шовные, или мобильно-проницаемые зоны, как особые типы структур земной коры впервые были выделены К.О.Кратцем. В дальнейшем их важное металлогеническое значение было обосновано Т.В.Библиной, Д.В.Рундквистом, В.Е.Поповым [11], В.В.Чупровым [12], Г.Гаалом [37] и другими исследователями. В числе таких зон, как правило, фигурируют Ладожско-Ботнический пояс и Печенга-Имандра-Варзугская зона.

На примере Ладожско-Ботнического пояса и смежных территорий, Г.Гаал [31] с позиций тектоники разработал модель свекокарельского цикла Балтийского щита (рис.73).

Еще несколько лет назад считалось, что вся область раннепротерозойской (карельской) складчатости в центральной и юго-западной частях Финляндии подстилается архейской корой. Однако новые данные говорят о том, что архейские комплексы распространяются на юго-запад лишь до Ладожско-Ботнического пояса, представляющего шовную зону на границе свекофенид и карелид (см.рис.22). Последние в интерпретации Г.Гаала, формировались на краю древнего континента. Их разрез начинают платформенные (протоплатформенные) отложения нижнего ятулия. Верхний ятулий представлен карбонатными и глинистыми породами, базальтами и железистыми кварцитами шельфового типа. Для Ладожско-Ботнической зоны наиболее характерна ассоциация Оутокумпу, слагающая серию офиолитовых покровов, с которой связано колчеданное медно-кобальто-цинковое оруденение (см.рис.23,24). На северо-западном фланге к Ладожско-Ботническому поясу примыкает район Шеллефте с иной — островодужной ассоциацией вулканогенных и осадочных пород, колчеданными месторождениями цинка, мышьяка, золота, многочисленными гранитоидными интрузивами и проявлениями гидротермальной медно-молибденовой минерализации.

По мнению Г.Гаала, геологическое развитие этой части Балтийского щита в протерозое определяется погружением океанической плиты под континентальную и подразделяется на две стадии. Первая стадия включает формирование краевого бассейна и островной дуги, вторая — образование шовной зоны, офиолитовых покровов и генерацию на разных глубинных уровнях трондьемит-тоналитовых, тоналитовых, щелочноземельных и щелочных магм.

При описании Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны (см.гл.V) было отмечено, что разные исследователи рассматривали ее как карельскую геосинклиналь, чешуйчатую моноклиаль, фрагмент древней океанической коры и т.д. В настоящее время преобладает точка зрения о рифтогенном характере зоны. Но история рифтовой зоны трактуется неодинаково. Автор присоединяется к мнению В.Г.Загородного, А.Г.Радченко о внутриконтинентальной природе рифта и считает, что его развитие не дошло до океанической стадии. А.А.Кременецкий и

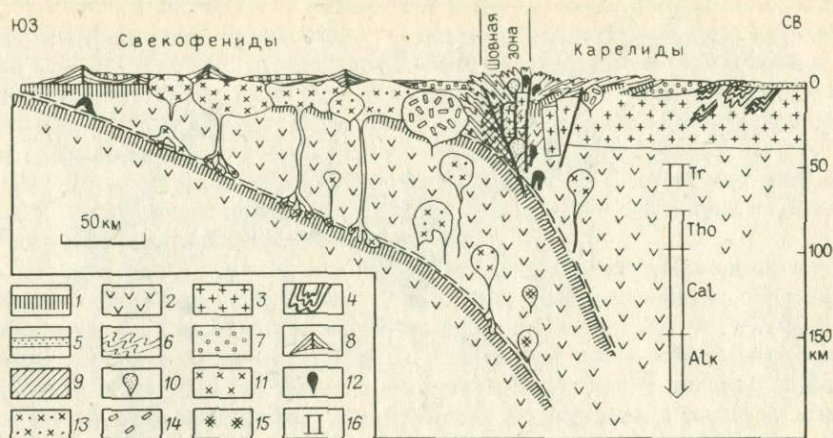


Рис.73. Плейттектоническая модель свежикарельского цикла Балтийского щита. По Г.Гаалу [31]:

1 – океаническая кора; 2 – верхняя мантия; 3 – архейские гранитоиды; 4 – архейские зеленокаменные пояса; 5 – раннепротерозойский платформенный чехол; 6 – эвгеосинклинальные осадочные отложения; 7 – более молодые турбидиты; 8 – вулканиты; 9 – высокотемпературный метаморфизм; 10 – трондjemит-тоналитовая магма; 11 – толеитовая магма; 12 – никеленосные габбро-перидотиты; 13 – щелочноземельная магма; 14 – порфировые граниты-гранодиориты; 15 – щелочная магма; 16 – глубины образования трондjemит-тоналитовой (Tr), толеитовой (Tho), щелочноземельной (Cal) и щелочной (Alk) магмы

Л.Н.Овчинников на основании петрохимических характеристик осадочных и вулканогенных пород печенгского комплекса и геологических наблюдений полагают, что формированию рифта предшествовало накопление в узких трогах миогеосинклинальных отложений тундровой серии и что собственно рифтовый этап включает две стадии. Первая континентальная стадия объединяет две нижние вулканогенные формации печенгского комплекса (трахибазальтовую и андезит-базальтовую), вторая океаническая – терригенно-туфогенные породы продуктивной свиты, а также вулканиты толеит-базальтовой и пикрит-коматиит-базальтовой формации. Продукты магматизма второй стадии, по их мнению, близки толеит-коматиитовой ассоциации архейских зеленокаменных поясов. Аналогичной точки зрения придерживаются А.Ф.Грачев и В.С.Федоровский, подчеркивая рифтогенную природу архейских зеленокаменных поясов. Е.В.Шарков, наоборот, считает, что протерозойский континентальный магматизм Карело-Кольского региона, в том числе Печенги, сходен с молодыми вулканическими сериями Эфиопского рифта.

Идея А.Бертельсена и М.Маркера [28] о Печенга-Имандра-Варзугской (Кольской) шовной зоне как области столкновения двух литосферных плит базируется на обобщении геологических материалов по

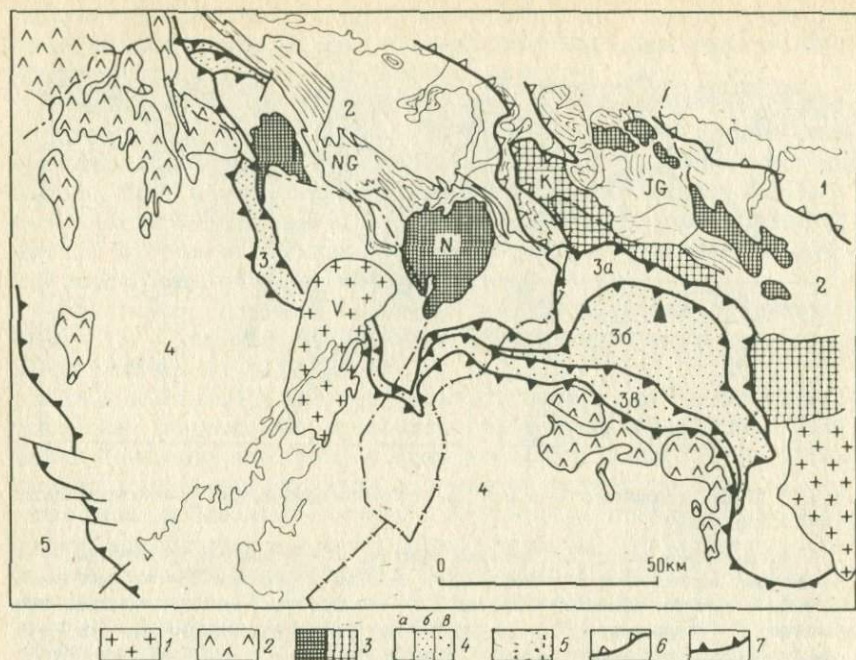


Рис.74. Тектоническая карта северо-западной части Кольского полуострова и смежных районов Финляндии и Норвегии. По А.Бертельсену и М.Маркеру [28]:

1 – посткинематические граниты (1890 млн.лет); 2 – щелочноземельные плутоны (1900–1950 млн.лет); 3 – архейские (?) плутоны; 4 – Кольская шовная зона: а – северная, б – средняя, в – южная часть; 5 – супракрасталльные породы; 6 – архейские (?) надвиги; 7 – протерозойские надвиги; 1–5 – тектонические элементы; 1 – Мурманский блок, 2 – блок Серварангер, 3 – Кольская шовная зона (3а – северная, 3б – средняя, 3в – южная часть), 4 – блок Инари, 5 – гранулитовый пояс; V – гранитный массив Вайноспа, N – гранитный массив Нейден, K – гнейсы Киркенес, NG – супракрасталльные породы Нейден, JG – гнейсы Ярфиорд

северо-западной части Кольского полуострова и новых данных по смежным районам Финляндии и Норвегии (рис.74). К этим новым данным относятся: 1) выделение архейских супракрасталльных пород Нейден и доказательство их более древнего возраста по сравнению с одноименным гранитным массивом, для которого с помощью U-Pb и Rb-Sr методов получены датировки в 2500–2550 млн.лет; 2) доказательство широкого развития пологих зон расланцевания северо-западного простирания среди архейских и протерозойских толщ; 3) установление более молодого возраста гранитов Вайноспа (1790 млн.лет по U-Pb методу) относительно чешуйчато-надвиговых структур Печенгского рудного поля.

С точки зрения А.Бертельсена и М.Маркера, Мурманский блок и блок Серварангер принадлежат к одному континенту, на краю которого 2,4—2,0 млрд. лет назад формировались осадочные и вулканогенные толщи печенгского комплекса. Метаморфические породы южного крыла они рассматривают как островодужную ассоциацию, а блок Инари и гранулитовый пояс — как части другого континента. Предполагается, что сначала оба континента были разделены океаном, но затем в результате столкновения океаническая кора подверглась субдукции и опустилась в более глубокие зоны земной коры.

Нетрудно убедиться, что отсутствие раннепротерозойской океанической коры здесь объясняется аналогично северо-западному обрамлению кратона Сьюпириор. Некоторые исследователи полагают, что фрагменты океанической коры раннего протерозоя есть в поясе Сингхбум на Индийском щите, детально описанном С.Саркарсом. В пределах пояса известны многочисленные месторождения меди, урана, а также железа, никеля, золота, серебра, молибдена. Предполагается, что пояс возник на краю архейского кратона и аналогом современных офиолитов является вулканогенно-осадочная серия Далма. Мобилистские интерпретации пояса Сингхбум близки к модели Г.Гаала для свекокарелид Балтийского щита, но вопрос о положении древних зон субдукции и в этом регионе остается открытым.

Обнаружение в конце 70-х годов в северо-западной Австралии алмазных кимберлитов и лампроитов стимулировало проведение широких геологических исследований бассейна Кимберли и его обрамления (рис.75). В результате было установлено, что верхнепротерозойский платформенный чехол бассейна Кимберли скрывает крупный фрагмент архейского кратона и нижнепротерозойские складчатые комплексы ограничивают его в виде двух узких подвижных зон — Холлз-Крик и Кинг-Леопольд, сходящихся под углом в  $80^\circ$ .

По данным С.Хэнкока и Р.Ратланда, в нижнем протерозое блок Кимберли был приподнят и служил областью питания для ограничивающих его трогов, в которых накапливались морские тонкозернистые и карбонатные осадки, чередующиеся с базальтами, риолитами, туфами общей мощностью 5 км. Затем на них отложились граувакки, аргиллиты и алевролиты. В конце раннего протерозоя осадочные и вулканогенные толщи были подвергнуты интенсивным складчатым и разрывным деформациям, дважды ( $1920 \pm 30$  и  $1834 \pm 32$  млн. лет назад) метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации и прорваны крупными линейными гранитными интрузиями ( $1815 \pm 14$  млн. лет). Позднюю стадию сопровождали также излияния кислых вулканитов.

Во времени, формирование этих протерозойских структур совпало с развитием подвижного пояса Пайн-Крик (см.гл. III), но они резко отличались от него четко выраженным линейным характером и развитием сложных систем региональных разломов. С главными разломами, например с разломом Холлз-Крик, были связаны неоднократные тектонические перемещения типа сдвигов и надвигов, внедрение интруз-

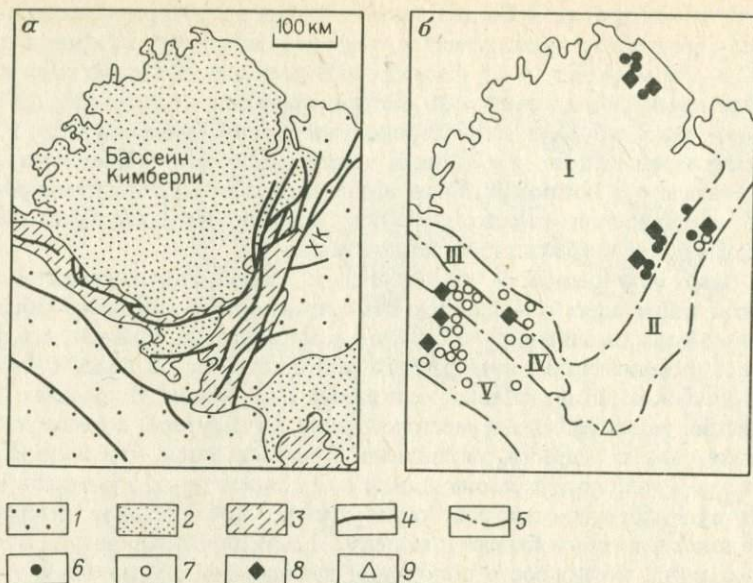


Рис.75. Схема геологического строения (а) и алмазности (б) пограничных структур бассейна Кимберли. По С.Хэнкоку, У.Аткинсону и др.:

1 - фанерозойский платформенный чехол; 2 - среднепротерозойский платформенный чехол; 3 - нижнепротерозойские складчатые комплексы; 4 - разломы (ХК - разлом Холлз-Крик); 5 - границы тектонических элементов (I - кратон Кимберли, II - подвижная зона Холлз-Крик, III - подвижная зона Кинг Леопольд, IV - шельф Леннард, V - прогиб Фитцрой); б - кимберлиты; 7 - лампроиты; 8 - алмазы; 9 - карбонатиты

зий, проявление зонального метаморфизма. Движения по отдельным разломам продолжались и в фанерозое.

С.Хэнкок и Р.Ратланд подчеркивают, что в поясах Кинг-Леопольд и Холлз-Крик нет ни островодужных ассоциаций, ни поздних моласс, ни парных метаморфических поясов высокого давления, ни признаков древней океанической коры или ее субдукции. Следовательно, они принадлежат к особой категории энсиалических шовных структур и отличаются как от фанерозойских зон столкновения литосферных плит, так и от континентальных окраин кордильерского или атлантического типа.

Вопрос о возрасте кимберлитов и лампроитов окончательно не решен. Предполагается, что часть из них внедрилась в конце протерозоя. Для основной массы интрузивных тел К-Аг и Rb-Sr датировки отвечают миоцену (20-24 млн.лет). Согласно наблюдениям У.Аткинсона и др., трубообразные кимберлитовые и лампроитовые тела тяготеют к краевым частям кратона Кимберли и ограничивающим его протерозойским подвижным зонам. Трубки заполнены главным образом туфогенным

материалом, содержащим обломки кимберлитов и лампроитов, зерен кварца, лейцита, калиевого полевого шпата и оливина, замещенного тальком. Алмазонасные лампроиты принадлежат к ультракалиевой ассоциации магматических пород и, возможно, связаны с еще более глубинными уровнями мантии, чем кимберлиты.

\* \*  
\*

1. Все новые данные подтверждают важную роль пограничных структур в тектонике и металлогении докембрия. Их отличает длительное унаследованное развитие, сочетание разных структурных элементов и месторождений, принадлежащих к различным группам и классам.

2. Нередко пограничные структуры совпадают с окраинами континентов протерозойского возраста и сопровождаются шельфовыми отложениями и крупными горизонтальными перемещениями блоков земной коры. Но для раннего протерозоя пока нет надежных доказательств формирования в смежных районах океанической коры и существования зон Беньофа.

3. История развития в протерозое Ладожско-Ботнического пояса, северо-западного обрамления кратона Сьюпириор, южного ограничения Сибирской платформы в районе оз. Байкал в целом отвечает моделям новой глобальной тектоники. Однако различные трактовки возраста субмаринных осадочно-вулканогенных толщ приводят к разным моделям строения континентальной окраины. Если Байкало-Муйский пояс имеет рифейский возраст, то модель отвечает пассивной окраине, если раннепротерозойской, то активной.

4. Среди пограничных структур есть и такие комбинации, которые не находят объяснения ни с позиций тектоники плит, ни в рамках геосинклинальной концепции. В их числе узел сочленения архейских, протерозойских и фанерозойских структур Чаро-Удоканского района, омоложенные докембрийские сооружения Становика-Джугджура, Гренвилльский пояс, шовные зоны в обрамлении блока Кимберли.

5. Своеобразие пограничных структур докембрия отражается и на их металлогении. Некоторые месторождения, связанные с ними, не имеют аналогов более молодого возраста (магматические месторождения в расслоенных ультраосновных — основных массивах и анортозитах, редкометалльные щелочные метасоматиты и др.). Отдельные комбинации месторождений просто загадочны, например медистых песчаников Удокана и Чинейского массива с его железотитановыми и сульфидными медными рудами, ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк и никеленосного массива Садбери, внедрение которого связывается с метеоритным ударом.

## Глава VIII. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Термин "земная кора" появился несколько столетий назад, и в разные годы в него вкладывали разное содержание. Согласно наиболее распространенной точке зрения, земная кора представляет собой часть литосферы, ограниченную снизу поверхностью Мохоровичича (М), ниже которой скорость распространения сейсмических волн скачкообразно увеличивается. Мощность коры изменяется от 12 до 75 км. Ниже находится мантия, которая на глубине 2900 км сменяется ядром.

Задолго до глубинных геофизических исследований возникло представление о делении земной коры на гранитный и базальтовый слои. Так, Б.Котта еще в 1858 г. говорил о существовании базальтового субстрата под гранитной оболочкой. В 1925 г. Ф.Конрад выделил в земной коре пологую сейсмическую границу на расстоянии 5—20 км от поверхности, которую назвали его именем (К) и которую Г.Вашингтон отождествил с разделом между гранитным и базальтовым слоями.

В 50-х годах началось широкое изучение земной коры с помощью глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Первые результаты подтвердили предложенную модель разреза земной коры. Однако с увеличением детальности работ стало очевидным, что в пределах одного и того же слоя скорости сейсмических волн могут изменяться не меньше, чем в перекрывающих и подстилающих слоях, и что на расстоянии 8—30 км от дневной поверхности существуют волноводы с зонами пониженных скоростей. В сочетании с геологическими, гравиметрическими, магнитными данными эти наблюдения послужили основой для разработки слоисто-блоковых моделей строения земной коры.

Н.А. Беляевский установил прямую корреляционную связь между глубинами залегания поверхности М и главными структурными элементами современных океанов и материков. Доказано, что мощность земной коры последовательно увеличивается при переходе от талассократонов к глубоководным впадинам окраинных морей, глубоководным желобам, островным дугам, окраинно-материковым складчатым системам палеозойского и мезозойского возраста, молодым и древним плитам, щитам, альпийским складчатым системам, орогенным прогибам и эпиплатформенным орогенам. Для некоторых регионов отмечены изменения в строении земной коры при переходе от более древних структур к более молодым. Так, на территории Европы наименее расчленен рельеф поверхности М в пределах Балтийского щита. Более сложные формы при той же мощности земной коры (порядка 30 км) типичны для каледонских структур. Общее усложнение раздела М и увеличение мощности коры до 50—60 км от Балтийского щита к альпидам нару-



шаются системой рифтогенных грабенов, для которых характерно наличие слоя с повышенной скоростью в верхней части земной коры, а иногда и значительные поднятия поверхности М (до 22–24 км).

Геолого-геофизические данные о глубинном строении древних платформ и щитов указывают на скачкообразное увеличение скорости упругих волн с глубиной и на существование в древней континентальной земной коре почти горизонтальных опорных сейсмических границ. Например, в восточной части Балтийского щита верхняя опорная граница устанавливается методом ГСЗ на глубине 5–8 км по увеличению скорости продольных волн от 5,5–5,9 до 6,4–6,5 км, а нижняя — на глубине 35–40 км при резком возрастании скорости от 6,8–7,2 до 8,1–8,3 км. Аналогичная картина фиксируется методом МОВЗ (рис.76). Предполагается, что обе границы фиксируют положение гранулит-базальтового слоя, состоящего, в свою очередь, из верхней и нижней частей.

Нетрудно убедиться, что эти скоростные разрезы не зависят от характера тектонических структур, наблюдаемых на поверхности, будь то выходы протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса (см.рис.76,*а*), архейских гранитогнейсов или крупных глубинных разломов, ограничивающих Печенгскую структуру (см.рис.76,*б*)

Детальный анализ геофизических и геологических данных о глубинном строении земной коры выполнен Т.В.Билибиной, Н.Б.Дортман и другими [11] при составлении комплекта металлогенических карт восточной части Балтийского щита. За основу взята четырехслойная модель земной коры Карело-Кольского региона с подразделением ее снизу вверх на базальтовый, диоритовый гранит-ультраметаморфический и осадочно-вулканогенный слои. В этой интерпретации достаточно четко обособляются пограничные шовные зоны, но остальные типы структур не обнаруживают явной связи с более глубокими уровнями континентальной коры.

Как уже отмечалось, раннедокембрийские комплексы Балтийского щита испытали неоднократные воздействия более поздних деформаций и метаморфизма. Иное дело — Западно-Австралийский кратон, окончательно консолидированный в конце архея. В его пределах установлено увеличение скоростей сейсмических волн с глубиной. Но и здесь нет соответствия между приповерхностными структурами и границей верхней и нижней части земной коры — ни в блоке Пилбара с его овальными гранитогнейсовыми куполами, ни в блоке Йилгарн с четким линейным расположением супракрустальных поясов (рис.77). Более того, в блоке Пилбара отсутствует высокоскоростной слой, который можно было бы отождествлять с базальтовым или гранулит-базальтовым слоем. По мнению Б.Друммонда, нижняя часть коры здесь представлена кислыми гранулитами, а в Йилгарнском блоке под ними располагается мощный слой более основных гранулитов с  $V_p = 6,9 - 7,0$  км/с. Не находит отражения в глубинных структурах и раннепротерозойский бассейн Хамерсли.

Заметим, что в некоторых работах последних лет проявляется

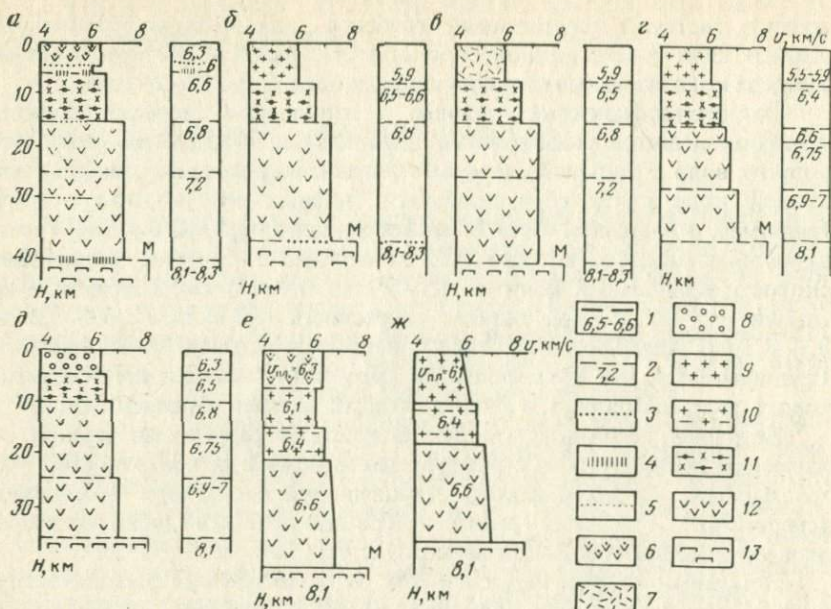


Рис.76. Глубинные разрезы и скоростные колонки различных тектонических зон восточной части Балтийского щита по профилям ГСЗ Печенга-Ловно и Кемь-Ухта (а-д) и по данным МОВЗ (е-ж). По В.Е.Карусу, О.Л.Кузнецову, Н.Е.Галдину и др.:

а - печенгская серия, б - кольская серия, в - порьиташская зона смятия (южный фланг печенгской серии), г - беломориды, д - восточно-карельская синклиорная зона, е - печенгская серия, ж - кольская серия; 1 - опорные сейсмические границы (усредненное положение) и значение граничной скорости; 2 - прочие сейсмические границы и значение граничной скорости; 3 - предполагаемые сейсмические границы; 4 - разрывы в корреляции волн; 5 - геологические контакты; 6 - печенгская осадочно-эффузивная серия; 7 - породы порьиташской зоны смятия; 8 - карельские образования; 9 - породы кольской серии (гнейсы, граниты и др.); 10 - фундамент кольской серии (переходный слой); 11 - верхняя часть гранулитно-базитового слоя,  $V = 6,3-6,8$  км/с; 12 - нижняя часть гранулитно-базитового слоя,  $V_p = 6,8-7,5$  км/с; 13 - подкоровый слой

тенденция разделять геофизические данные о глубинном строении земной коры и сведения о ее вещественном составе. Так, В.В.Белюсов и Н.И.Павленкова [2] считают, что основные признаки для выделения типов земной коры следует искать среди результатов сейсмического зондирования, и в качестве таких признаков принимают: мощность коры, мощность осадочного чехла и среднюю сейсмическую скорость в консолидированной части коры. На континентах максимальные мощности земной коры (50-70 км) и скорости  $V_p$  в консолидированной коре (6,2-6,6 км/с) наблюдаются в районах новейшего горообразования, а минимальные - в пределах молодой платформы Западной Евро-

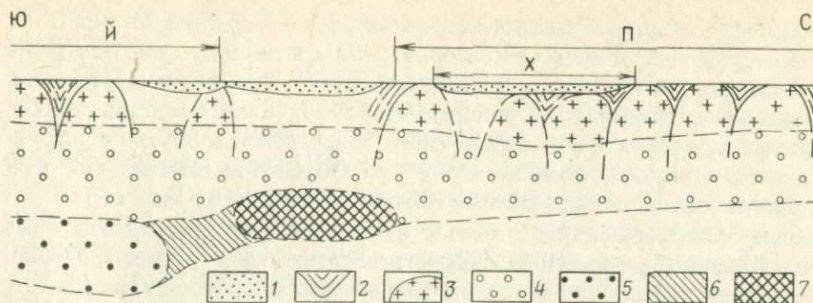


Рис. 77. Геолого-сейсмический разрез коры Западно-Австралийского щита. По Б.Друммонду [47]:

1 – протерозойские отложения; 2 – архейские зеленокаменные пояса; 3 – архейские гранитные купола; 4 – кислые гранулиты; 5 – гранатовые гранулиты; 6 – частично переплавленная нижняя кора; 7 – плотные метаморфические и вулканические породы. Й – блок Йилгари, П – блок Пилбара, Х – бассейн Хаммерсли

пы (соответственно 25–35 км и 6,1–6,3 км/с). На большей части материков кора имеет мощность около 40 км при  $V_p = 6,4–6,6$  км/с. В этой модели, типичной для кристаллических щитов и платформ с тонким осадочным чехлом, обычно выделяются три структурных этажа со скоростями 5,8–6,4; 6,5–6,7 и 6,8–7,5 км/с. Этажи отличаются степенью расслоенности, характером горизонтальной неоднородности, реологическими свойствами. Но типы континентальной земной коры выделяются лишь для таких крупных структур, как Скифская, Западно-Сибирская, Туранская молодые платформы, с одной стороны, и Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская древние платформы – с другой.

Обширные сейсмические исследования литосферы Украины выполнены В.Б.Соллоубом и А.В.Чекуновым. Они показали, что на Украинском щите поверхность М коррелируется с протерозойскими структурами – протоплатформенными и протогеосинклинальными блоками и в ряде мест смещена по крупным разломам, уходящим в мантию. Выше раздела М иногда фиксируется так называемый коромантийный слой со скоростью 7,4–7,7 км/с, связанный с более молодыми рифтогенными структурами. Следующими являются "базальтовый" и "гранитный" слой со скоростями 7,0–7,4 и 6,0–6,9 км/с соответственно. Однако в некоторых раннедокембрийских блоках "базальтовый" слой отсутствует или составляет 10–20 % мощности коры (Приазовский, Кировоградский блоки, Орехово-Павлоградская, Криворожско-Крупецкая зоны). В рифейско-фанерозойских структурах, наоборот, на его долю приходится 60–100 % мощности консолидированной коры (Донецкий бассейн, Карпаты, Черноморская впадина). В Днепровско-Донецком авлакогене, Закарпатской впадине наблюдаются разрезы, промежуточные между первым сиалическим и вторым фемическим типами.

Авторы "Карты глубинного строения земной коры территории СССР и некоторых прилегающих акваторий" Ю.И.Сытин и др. для типизации разрезов земной коры использовали различия в уровнях и морфологии магнитных и гравитационных полей, петрофизических свойствах пород, глубинах залегания и сочетаниях слоев и аномальных объектов, структурно-вещественных комплексах и др. Обобщение имеющихся данных подтвердило слоисто-блоковое строение земной коры и позволило детально классифицировать блоки и разделяющие их межблоковые зоны. В качестве основного параметра вертикальной дифференциации коры принято число слоев, составляющих разрез, а именно: покровный, переходный, складчатый, метаморфический, кристаллический и базальтовый. Сопоставление гравиметрических данных и материалов глубинного сейсмического зондирования позволило рассчитать коэффициент сиаличности как отношение мощности земной коры, залегающей выше поверхности К, к мощности ее базальтового слоя. Установлена устойчивая обратная корреляция между мощностью земной коры и плотностью слагающих ее пород. Но при этом не обнаружено четких связей между мощностью земной коры и структурно-вещественной характеристикой конкретных регионов.

Карта явилась основой для геодинамического районирования территории СССР и классификации геодинамических систем в зависимости от преобладания вертикальных или горизонтальных движений, морфологии, возраста и степени консолидации литосферы. Так, например, по данным А.А.Смыслова, стабилизированные полигональные геодинамические системы архея—протерозоя были сформированы на начальной стадии развития Земли и лишь в незначительной степени были переработаны более поздними процессами. В пределах Сибирской платформы соответствующие системы отличаются более высоким тепловым потоком, разуплотнением коровых и мантийно-коровых блоков вследствие мезозойской тектонической активизации и образования Байкальского рифта.

Вместе с тем авторы карты пришли к заключению, что глубинное строение территории СССР и историко-геологические модели геологических структур и процессов нельзя однозначно объяснить с позиций только мобилизма или только фиксизма.

Напомним, что в тектонике плит новая земная кора создается в срединно-океанических хребтах и поглощается на активных окраинах материков. Эта модель и различные ее модификации были многократно использованы в мобилистских построениях. Тем не менее ряд кардинальных вопросов остался нерешенным. Согласно новой глобальной тектонике, погружающаяся океаническая плита исполняет несколько функций: она приводит в движение плиты, нарушает химическое равновесие в мантии и понижает ее температуру. Сейсмические данные позволяют говорить о проникновении базальтоидной плиты на 650 и даже 1400 км ниже поверхности, но на этих отметках ее плотность должна быть выше, чем у горячей мантии, да и сам механизм трансформации

основных вулканических и осадочных пород в сиалическую кору остается неясным.

Таким образом, ни геолого-геофизические наблюдения на поверхности, ни новейшие тектонические концепции не дают однозначного ответа о строении нижних слоев земной коры и о природе горизонтальных сейсмических границ. Первоначально почти ни у кого не возникало сомнения о том, что глубинные сейсмические границы соответствуют геологическим. Появилось множество гипотез об их природе, а именно: изменение состава пород и их влагонасыщенности, горизонтальные разрывы, уплотнение пород под давлением, изменение степени метаморфизма, механические напряжения и т.д. Но только проходка Кольской сверхглубокой скважины позволила оценить достоверность этих альтернативных моделей и на новой основе проанализировать распределение рудной минерализации в вертикальном разрезе древней континентальной земной коры.

#### СТРОЕНИЕ И РУДОНОСНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Выбор места заложения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 во многом определили результаты глубинного сейсмического зондирования по профилю Баренцево море — Печенга—Ловно, выполненного в 1958—1960 гг. Опираясь на них, И.В.Литвиненко сделал вывод о том, что под центральной и северо-восточной частями Печенгской структуры верхняя граница "базальтового" или "гранулит-базальтового" слоя находится на наименьшей для Кольского полуострова глубине. Устье скважины было расположено с таким расчетом, чтобы оценить рудоносность глубоких горизонтов Печенгской структуры, пересечь на отметке 4,7 км контакт протерозойских вулканитов с гнейсами кольской серии, в интервале 7,5—8,5 км вскрыть поверхность К и проникнуть внутрь "базальтового" слоя.

Бурение Кольской сверхглубокой скважины создало уникальную возможность для получения прямой информации о строении древней континентальной земной коры и процессах, которые в ней происходили, в том числе о рудообразовании. Результаты геологических, геофизических и технологических исследований изложены в коллективной монографии [6]. На основе этих материалов приведена сжатая характеристика разреза скважины СГ-3 от поверхности до отметки 12 000 м и суммированы новые данные о природе геофизических границ, тектонике и рудоносности докембрийских комплексов.

Фактический разрез по скважине СГ-3 отличается от предполагаемого особенно в нижней части (рис.78). На основании геологических и геохронологических исследований он разделен на два комплекса: протерозойский (0—6840 м) и архейский (6840—12000 м). В свою очередь, протерозойский комплекс расчленен на две серии: никельскую и луоста-

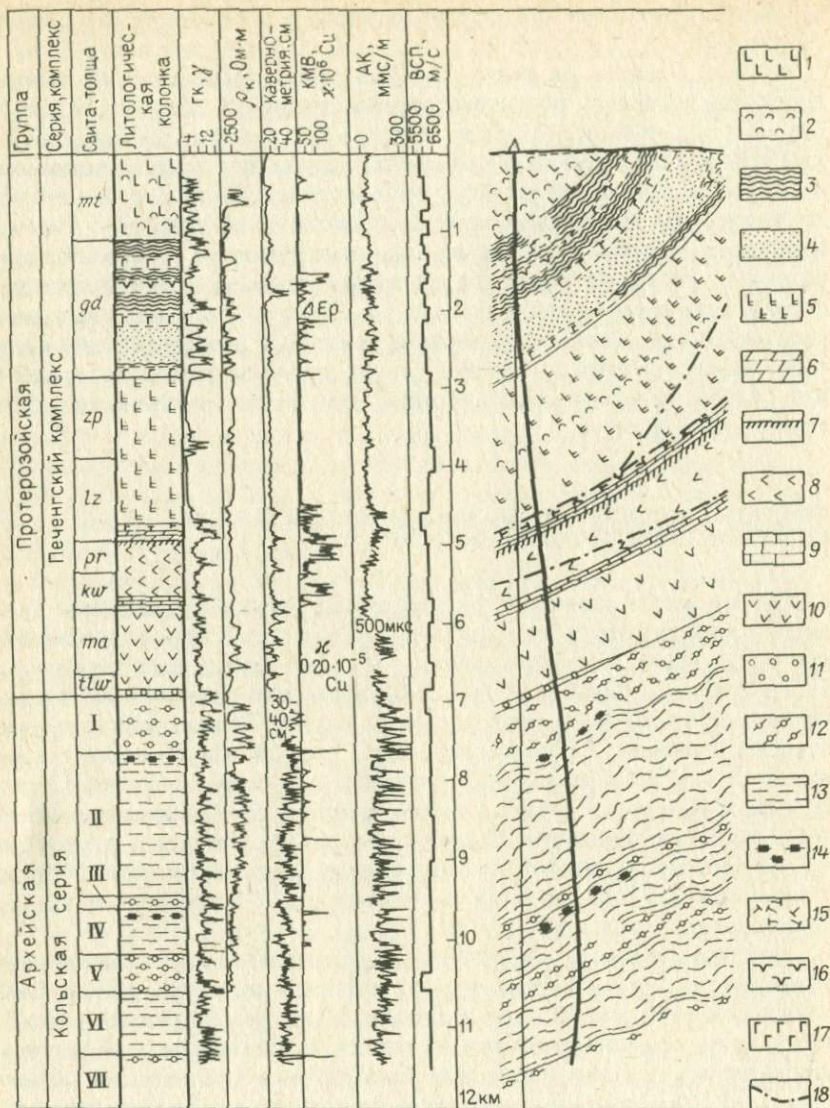


Рис.78. Геолого-геофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. По В.С.Ланеву, М.С.Русанову, Ю.П.Смирнову [7] :

1 – авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиров; 2 – туфы и туффиты основного состава; 3 – филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 4 – ритмично-слоистые песчаники с подчиненными алевролитами и аргиллитами; 5 – актинолитизированные диабазы; 6 – доломиты, аркозовые песчаники; 7 – серицитовые сланцы; 8 – метадиабазы; 9 – доломиты, полимиктовые песчаники; 10 – диабазовые порфиры и сланцы по ним; 11 – полимиктовые конгломераты, гравелиты; 12 – биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 – мигматизированные и гранитизированные

биотит-плагиоклазовые гнейсы; 14 – магнетит-амфиболовые сланцы; 15–17 – интрузивные образования: 15 – андезитовые порфириды, 16 – верлиты, 17 – габбро-диабазы; 18 – тектонические нарушения. Толщи I, III, V, VII – мусковит-биотит-плагиоклазовые гнейсы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом, гранатом и редкими телами амфиболитов; толщи II, IV, VI – биотит-плагиоклазовые гнейсы, биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты. Стратиграфическое деление печенгского комплекса: луостаринская серия – телевинская (*tlw*), маярвинская (*ma*), кувернериниокская (*kw*), пирттиярвинская (*pr*) свиты; никельская серия – лучломпольская (*lz*), заполярнинская (*zp*), ждановская (*gd*), матергинская (*mt*) свиты

ринскую. Эти серии разделяются согласным Лучломпольским разломом, который ранее ошибочно принимался по сейсмическим данным за подошву Печенгской структуры. Такое расчленение подтверждается изучением физических свойств пород по керну и каротажу скважины.

Как и на поверхности, протерозойский комплекс состоит из четырех вулканогенных и четырех осадочных толщ или свит. К никельской серии отнесены матергинская, ждановская, заполярнинская и лучломпольская свиты, к луостаринской – пирттиярвинская, кувернериниокская, маярвинская и телевинская. По данным Rb-Sr изохронного и K-Ar методов протерозойский комплекс формировался в интервале 2,1–1,6 млрд. лет.

Вопреки первоначальным построениям от 6840 вплоть до 12 060 м скважина СГ-3 пересекла единый метаморфический комплекс, состоящий из многократно чередующихся биотит-плагиоклазовых и биотит-амфибол-плагиоклазовых гнейсов, а также гнейсов с высокоглиноземистыми минералами, амфиболитов и метаяльтрабазитов. Все они в той или иной степени гранитизированы и рассечены пегматитовыми жилами. Гнейсы с высокоглиноземистыми минералами имеют первично-осадочное происхождение и отнесены к глинисто-песчанистой формации. В разрезе скважины выделены как пара-, так и ортоамфиболиты. Однако точное определение исходной природы амфиболитов, как и биотит-плагиоклазовых гнейсов, сопряжено с рядом трудностей. В архейском комплексе установлены минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Наиболее интенсивно в нем проявлен метаморфизм амфиболитовой фации, совпадающий во времени с эпохой прогрессивного метаморфизма печенгского комплекса (около 1,8 млрд. лет). Радиологический возраст кульминации архейского метаморфизма с помощью Pb-Pb метода по циркону оценивается в  $2750 \pm 40$  млн. лет. Если верхние горизонты архейского комплекса уверенно коррелируются с поверхностью, то его более глубокие части, начиная с отметки 9450 м, наращивают докембрийскую континентальную земную кору вниз. Принципиальное значение имеет и тот факт, что в разрезе архейского комплекса даже на максимальных глубинах присутствуют метаморфизованные осадочные породы.

Исследования Кольской сверхглубокой скважины стимулировали сбор дополнительных геологических и геофизических данных на поверхности по нескольким опорным профилям. Сопоставление этих дан-

ных с разрезом скважины позволило сделать следующие выводы относительно глубинного строения Печенгской структуры.

1. На всем вскрытом интервале (0–6840 м) печенгский комплекс имеет моноклинальное залегание и удивительную выдержанность слагающих его осадочных и эффузивных свит; ни закономерных изменений их мощностей, ни выполаживания с глубиной не установлено.

2. Важная роль в структуре печенгского комплекса принадлежит крупным согласным зонам расланцевания, в частности Лучломпольскому разлому, расположенному на границе никельской и луостаринской серий.

3. Перемещения по зонам расланцевания происходили одновременно с прогрессивным зональным метаморфизмом печенгского комплекса.

4. Протерозойские тектонические движения и метаморфизм интенсивно преобразовали также архейский комплекс, почти нацело уничтожив в нем более ранние структурные элементы и парагенезисы гранулитовой фации.

5. Вплоть до максимальных отметок в архейском комплексе сохраняются средние и крутые углы падения литологических контактов, реликтовой слоистости, сланцеватости пород, что опровергает представление о выполаживании и затухании складчатости с глубиной.

6. Отсутствие в разрезе скважины СГ-3 тундровой серии противоречит идее о ее согласном залегании с печенгским комплексом в виде синклинальной складки.

С учетом этих данных разработана новая модель глубинного строения Печенгского района (рис.79). Согласно этой модели, формирование печенгского комплекса связывается с развитием внутриконтинентального рифтогенного пояса, с протоактивизацией раннедокембрийских структур Балтийского щита. Протерозойские осадочно-вулканогенные толщи, несомненно, отлагались на жестком консолидированном основании, о чем свидетельствует наличие конгломератов и метаморфизованных кор выветривания в основании печенгского комплекса. Растяжение земной коры сопровождалось постепенным превращением внутриконтинентальной депрессии в мелководный морской бассейн и появлением все более контрастных и дифференцированных серий. Специфика Печенгской структуры заключается в том, что протерозойский осадочно-вулканогенный комплекс возник в относительно стабильных условиях, а затем подвергся интенсивным взбросо-надвиговым перемещениям и прогрессивному зональному метаморфизму от пренит-лумпеллитовой до амфиболитовой фаций, которые оказали мощное воздействие и на более древние породы основания.

Как уже отмечалось, скважина СГ-3 должна была пересечь на отметке около 4,7 км наклонную сейсмическую границу, совпадающую с контактом протерозойского и архейского комплексов, и на глубине 6,5–7,5 км – почти горизонтальную поверхность К. Наклонная граница была действительно вскрыта, но она оказалась тектонической, связанной с зоной Лучломпольского разлома. Установлено, что в зоне этого



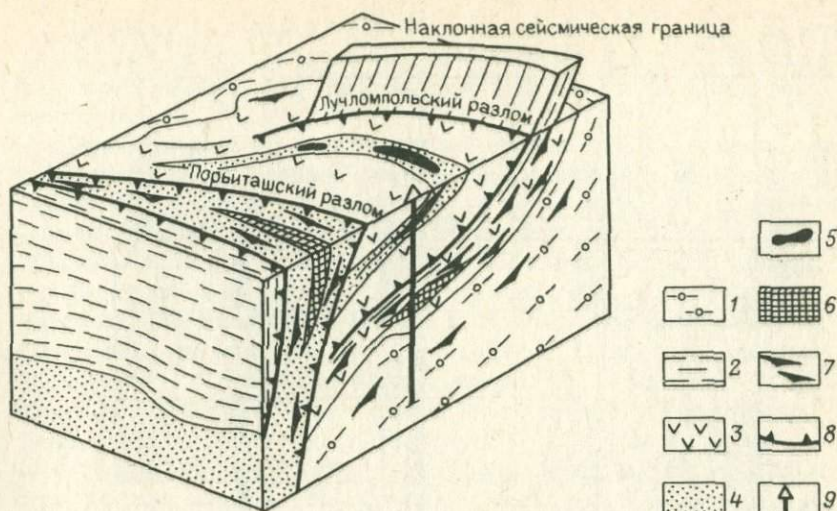
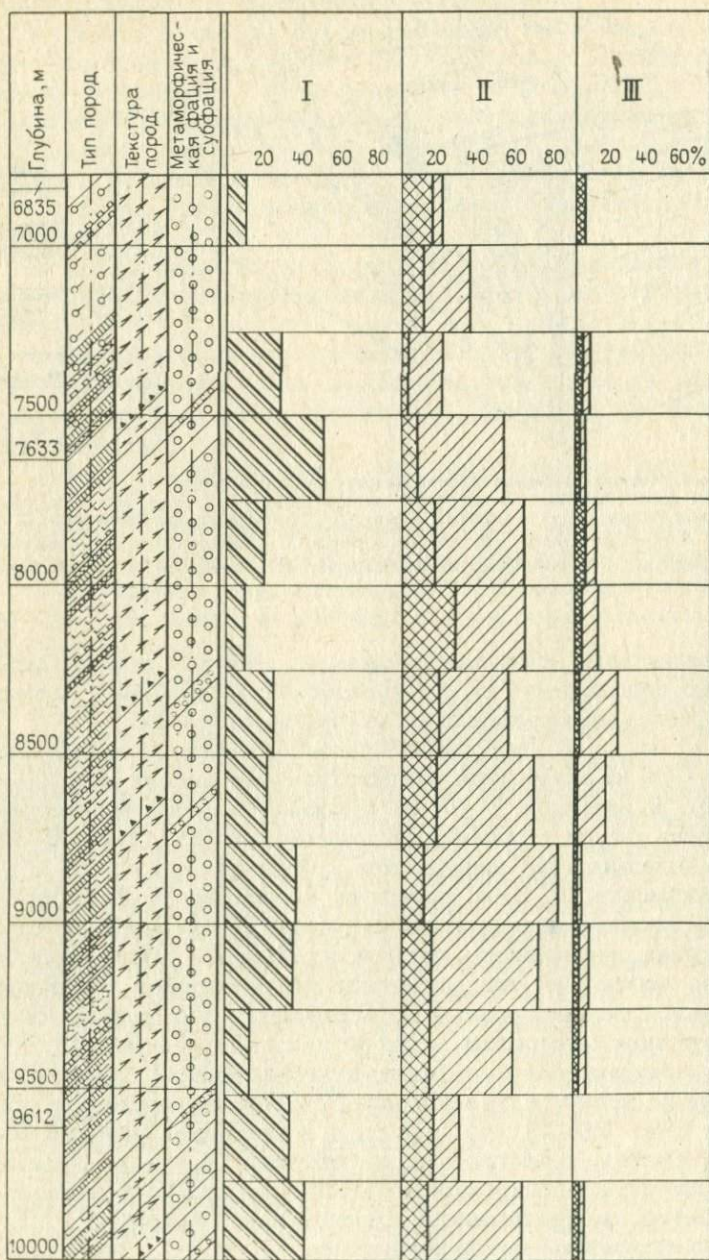


Рис. 79. Схематическая объемная модель Печенгской структуры:

1 — кольская серия; 2 — тундровая серия; 3–5 — печенгский комплекс: 3 — вулканиты, 4 — осадочные и туфогенные породы, 5 — гипербазиты; 6 — андезитовые порфириты; 7 — рассланцованные породы; 8 — разломы; 9 — скважина СГ-3

разлома реликтовые массивные и слоистые текстуры вулканогенных и осадочных пород сменяются кристаллически-сланцеватыми и одновременно возрастает анизотропия пород по упругим свойствам.

В то же время комплексные геолого-геофизические исследования скважины СГ-3 не обнаружили предполагавшейся пологой поверхности К (рис.80). В интервале 7–10 км скважина пересекла многократно чередующиеся гнейсы и амфиболиты, залегающие под углами 40–60°. Мощность отдельных тел амфиболитов колеблется от 1 до 100 м и в среднем составляет 10–20 м, причем их количество не обнаруживает каких-либо закономерных вариаций по глубине. То же самое относится к гранитизации, интенсивность которой определяется литологическими факторами, вследствие чего мигматиты предпочтительно образуются по гнейсам и в меньшей степени по амфиболитам. Важно подчеркнуть, что мигматизация совершалась метасоматическим путем без массового плавления субстрата и минеральные парагенезисы гнейсов, амфиболитов, мигматитов не меняются по вертикали. Устойчивость температур метаморфизма (550–700 °С) кольской серии в указанном интервале подтверждают составы существующих амфиболитов, биотитов, гранатов, полевых шпатов, клинопироксенов. Рассекающие архейский комплекс зоны катаклаза, милонитизации и зеленокаменных изменений в одних случаях ориентированы почти вертикально, в других — параллельно литологическим контактам. В керне не зафиксировано ни одного тектонического шва, перпендикулярного к оси скважины.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Следовательно, поверхность К не может быть объяснена ни переходом от более кислых пород к основным, ни резким фронтом метаморфизма или базификации, ни субгоризонтальными тектоническими зонами.

Одной из главных задач бурения скважины СГ-3 в центральной части Печенгского рудного поля было изучение его глубоких горизонтов в отношении медно-никелевого оруденения. Эта задача была успешно решена. В средней части ждановской свиты (1540-1810 м) скважина вскрыла ранее неизвестную зону никеленосных ультрабазитов. Вмещающий их разрез характеризуется ритмичным переслаиванием филлитов, алевролитов, песчаников и обилием туфогенного материала. Скважиной вскрыты три массива метаперидотитов. Медно-никелевые руды (рис.81) сопровождают самый крупный интрузив (1541-1677 м), истинная мощность которого составляет около 100 м. Установлено, что руды занимают такую же геологическую позицию, как и на других месторождениях Печенги, будучи приурочены к контакту метаперидотитов с филлитами, осложненному согласной зоной рассланцевания. По текстурно-структурным признакам, минеральному составу и генезису они аналогичны рудам, выходящим на поверхность, что доказывает выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению, по крайней мере, на 2,5 км.

Основная часть никеленосного интрузива представлена серпентинизированным и хлоритизированным перидотитом, в котором сохранились реликтовые магматические структуры и клинопироксен. Наиболее деформирована и изменена нижняя часть интрузива, в которой зона тальксодержащих метаперидотитов контактирует с хлоритовыми и серицитовыми сланцами, а те, в свою очередь, с тальк-тремолитовыми сланцами. По ассоциации минералов сланцы отвечают эпидот-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, что соответствует их положению в общей вертикальной зональности протерозойского метаморфизма. По данным А.Д.Генкина, характер медно-никелевой минерализации также изменяется сверху вниз: первично-магматические рассеянно- и густо-вкрапленные руды в метаперидотитах сменяются брекчиевидными в зонах рассланцевания и прожилково-вкрапленными в филлитах. Эпигенетическую природу брекчиевидных руд подтверждают результаты опреде-

Рис.80. Стрoение кольской серии по скважине СГ-3 в зоне предполагавшейся поверхности Конрада:

I — насыщенность разреза базитами и ультрабазитами, II — интенсивность гранитизации гнейсов, III — интенсивность гранитизации амфиболитов (в % показаны средние значения для интервалов 250 м, вычисленные по результатам частных замеров для пород одного и того же литологического состава); 1 — гнейсы с высокоглиноземистыми минералами: 2 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 3 — метабазиты; 4 — метаультрабазиты; 5-6 — текстуры пород: 5 — кристаллически-сланцеватые, 6 — катакlastические; 7,8 — фации метаморфизма: 7 — амфиболитовая, 8 — зеленосланцевая регрессивная; 9 — содержание базитов и ультрабазитов по интервалам, %; 10 — неосома; 11 — лейкосома; 12 — ось скважины

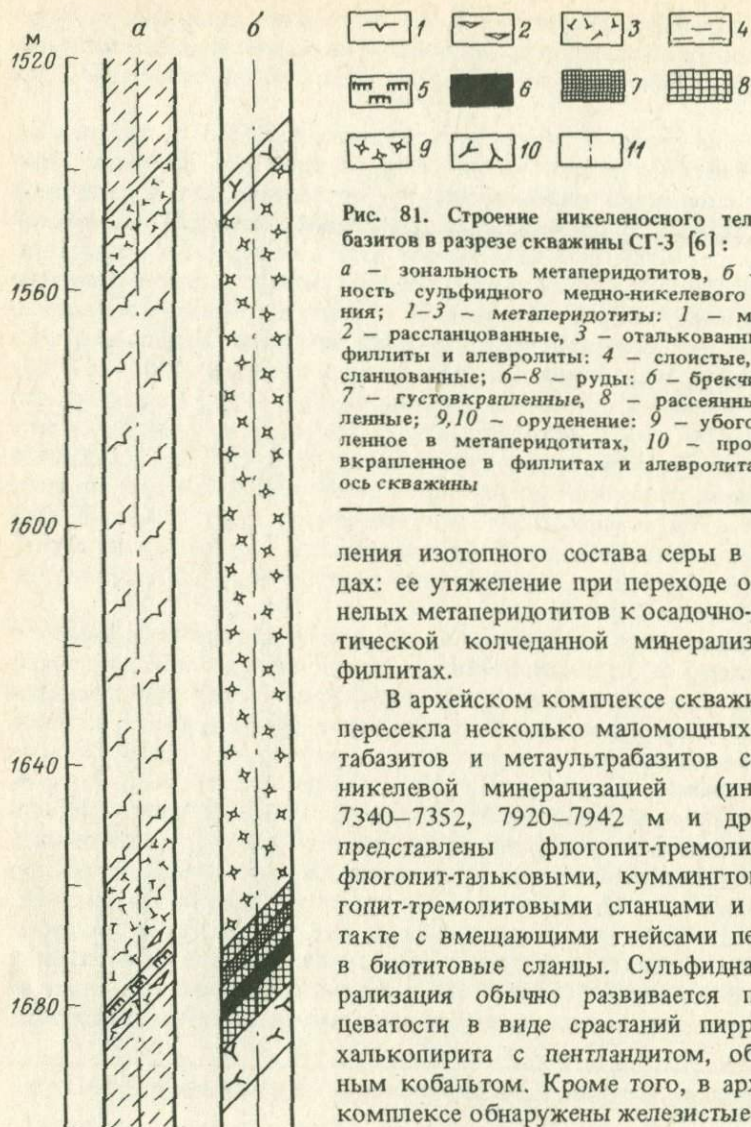


Рис. 81. Строение никеленосного тела ультрабазитов в разрезе скважины СГ-3 [6]:

*а* — зональность метаперидотитов, *б* — зональность сульфидного медно-никелевого оруденения; 1–3 — метаперидотиты: 1 — массивные, 2 — рассланцованные, 3 — талькованные; 4, 5 — филлиты и алевролиты: 4 — слоистые, 5 — рассланцованные; 6–8 — руды: 6 — брекчиевидные, 7 — густовкрапленные, 8 — рассеянные вкрапленные; 9, 10 — оруденение: 9 — убогое, вкрапленное в метаперидотитах, 10 — прожилково-вкрапленное в филлитах и алевролитах; 11 — ось скважины

ления изотопного состава серы в сульфидах: ее утяжеление при переходе от оруденелых метаперидотитов к осадочно-диагенетической колчеданной минерализации в филлитах.

В архейском комплексе скважина СГ-3 пересекла несколько маломощных тел метабазитов и метаультрабазитов с медно-никелевой минерализацией (интервалы 7340–7352, 7920–7942 м и др.). Они представлены флогопит-тремолитовыми, флогопит-тальковыми, куммингтонит-флогопит-тремолитовыми сланцами и на контакте с вмещающими гнейсами переходят в биотитовые сланцы. Сульфидная минерализация обычно развивается по сланцеватости в виде сростаний пирротина и халькопирита с пентландитом, обогащенным кобальтом. Кроме того, в архейском комплексе обнаружены железистые кварциты и железотитановые руды. Последние представлены магнетитом, ильменитом

с подчиненным пирротинном, халькопиритом и связаны с амфиболитами.

Одним из неожиданных результатов проходки скважины явилось доказательство широкого развития минерализованных трещин на всем вскрытом интервале. На большом статистическом материале установлено, что в печенгском комплексе количество трещин почти не изменяется по вертикали. Однако с глубиной увеличивается относительное коли-

чество трещин скола и роль более крутых трещин. При переходе в архейский комплекс число минерализованных трещин уменьшается. Тем не менее тектонические трещины, сопровождаемые регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации, прослеживаются в керне вплоть до глубины 11 км.

В низах печенгского комплекса зоны трещиноватости и регрессивного метаморфизма содержат низкотемпературную гидротермальную сульфидную минерализацию: пирротин, пирит, халькопирит, кварц, кальцит, хлорит в ассоциации со сфалеритом, галенитом, борнитом, молибденитом, аргентопентландитом, зигенитом. В кольской серии на отметке 10 км пересечены гидротермально измененные мигматиты с вкрапленностью халькопирита и пирита, которые по текстурно-структурным признакам сходны с метасоматитами медно-порфировых месторождений.

Хотя масштабы этой гидротермальной минерализации невелики, ее открытие позволяет в три-четыре раза увеличить оценки глубин, на которых считается возможным формирование рудоносных трещинных структур.

Таким образом, Кольская сверхглубокая скважина доказала высокую насыщенность древней континентальной земной коры рудной минерализацией вплоть до рекордной отметки в 12 км. Более того, исследования керна скважины СГ-3 доказали значительные вариации температур в одном и том же блоке земной коры на разных этапах геологической истории (рис.82). Минеральные ассоциации, составы сосуществующих минералов и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что протерозойский зональный метаморфизм происходил при умеренных давлениях и неравномерном геотермическом градиенте. В пределах пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций (0–4,9 км) он был около  $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , на уровне эпидот-амфиболитовой фации (4,9–6,0 км) достигал  $11\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . В пределах амфиболитовой фации температура метаморфизма равнялась  $520\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$  и практически не изменялась с глубиной. Следовательно, во время протерозойского метаморфизма мощная зона рассланцевания Лучломпольского разлома служила экраном для восходящих термальных флюидов.

Соответственно минеральные парагенезисы железотитановых руд и железистых кварцитов в архейском комплексе отвечают амфиболитовой фации, а метаморфизованных медно-никелевых руд в протерозойском комплексе — зеленосланцевой фации. Более поздние регрессивный метаморфизм и гидротермальная минерализация явно наложены на эту зональность.

Следует отметить, что ни в протерозое, ни в настоящее время не установлено линейной зависимости между температурой и глубиной. То же самое относится к напряженному состоянию горных пород. Для его оценки Ю.И.Кузнецовым была разработана специальная методика, базирующаяся на использовании широкополосного акустического каротажа и определении упругих свойств горных пород по керну.

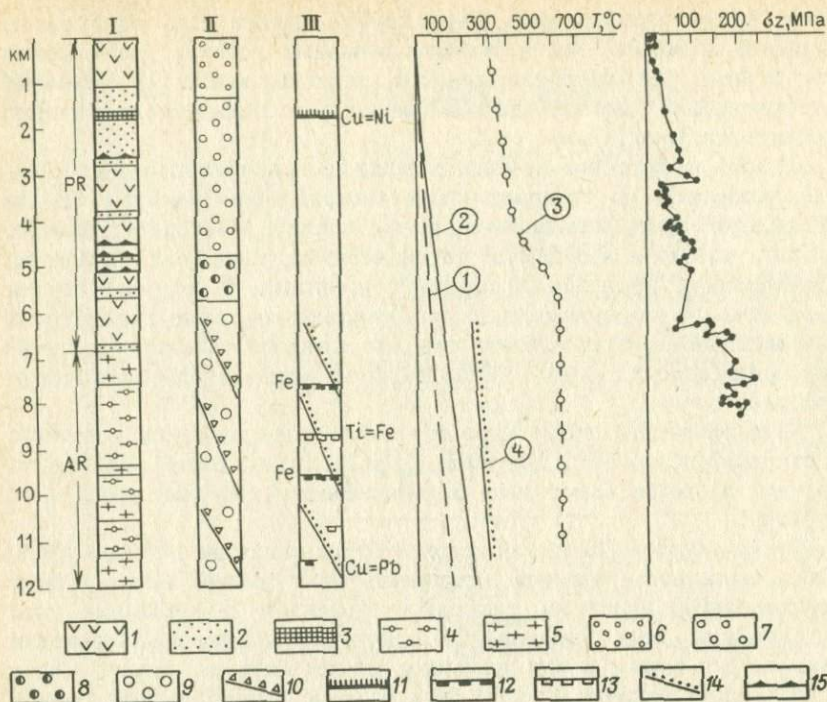


Рис.82. Вертикальная метаморфическая и рудная зональность в разрезе скв.СГ-3:

I — горные породы; II — метаморфические фации, III — рудная минерализация; 1 — вулканиты; 2 — осадочные породы; 3 — ультрабазиты; 4 — гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 5 — биотит-амфиболитовые гнейсы; 6–10 — фации метаморфизма: 6 — пренит-пумпеллиитовая, 7 — зеленосланцевая, 8 — эпидот-амфиболитовая, 9 — амфиболитовая, 10 — регрессивная зеленосланцевая; 11–14 — рудная минерализация: 11 — сульфидная медно-никелевая, 12 — железорудная в кварцитах, 13 — железотитановая, 14 — гидротермальная медно-свинцовая; 15 — зоны расланцевания. На графиках изображены вариации температур ( $T$  °C) и вертикальной составляющей поля напряжений ( $\sigma_z$ ). Температура: 1 — предполагавшаяся и 2 — наблюдаемая современная, 3 — установленная для эпохи протерозойского зонального метаморфизма, 4 — установленная для гидротермальной минерализации

В результате обнаружена мощная (до 3 км) зона значительной (до 40 МПа) разгрузки напряжений, которая охватывает интервал от 3,5 до 6–6,5 км. Принято считать, что горизонтальные тектонические силы проявляются лишь в верхней части земной коры и не влияют на вертикальную составляющую напряжений. Наблюдения и расчеты по скважине СГ-3 опровергают это утверждение и свидетельствуют о том, что значения  $\sigma_2$  также распределяются по разрезу нелинейно, отражая чередование как разгруженных, так и перегруженных пород.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ГЛУБИНЫМ УРОВНЯМ

Приведенные данные ставят под сомнение существование в континентальной земной коре единого "базальтового" или "гранулит-базальтового" слоя. Поскольку современные геофизические методы не позволяют однозначно определить состав земной коры на глубинах 20—40 км, о нем приходится судить на основании геологических данных.

В предыдущих главах было сказано, что 70—90 % объема континентальной коры возникло в архее. Раннеархейские вулканогенно-осадочные комплексы с возрастом более 3,5 млрд лет обнаружены на всех материках. В них заключены фрагменты еще более древних изверженных пород, которые рассматриваются как реликты магматической коры — будь то метаультрабазиты или "серые" гнейсы. Но они имеют явно подчиненное значение. Более того, раннеархейские комплексы хорошо дифференцированы и несомненно обладают латеральной неоднородностью. Тектоническая дифференциация континентальной земной коры еще более возросла в протерозое, когда одни блоки сохраняли свою стабильность, а другие подверглись новым тектоническим воздействиям. Последние на поверхности отчетливо фиксируются по срезанию архейских гранит-зеленокаменных областей протерозойскими подвижными поясами, повторному метаморфизму архейских комплексов, возникновению рифтогенных структур, с которыми сопряжены мантийные интрузии, и т.д.

Несомненный интерес в этой связи представляет Миннибаевская скважина в центральной части Восточно-Европейской платформы. Она расположена в пределах Татарского свода, имеет глубину 5100 м и вскрывает сложную серию полиметаморфических пород раннего докембрия (рис.83). Петрологические исследования керн показывают, что архейский гранулитовый комплекс, непосредственно залегающий под платформенным чехлом, на более низких отметках подвержен раннепротерозойской гранитизации и метаморфизму амфиболитовой фации, а вблизи забоя кристаллические породы рассечены мощными зонами дробления, катаклаза и низкотемпературных регрессивных изменений. В этих зонах зафиксированы значительные притоки высокоминерализованных вод и гелия.

В последние годы появляются данные, что поверхность М под континентами отличается от таковой под океанами и представляет собой расслоенную зону мощностью в несколько километров. Ее слоистость определяется стратификацией метаморфизованных осадочных пород, линзовидной формой интрузий или зон частичного плавления пород, осаждением кристаллов в охлаждающейся магме, рассланцеванием и пластическим течением пород земной коры и верхней мантии. С.Смитсон и другие обнаружили складки в земной коре на расстоянии 24—31 км от современной поверхности.

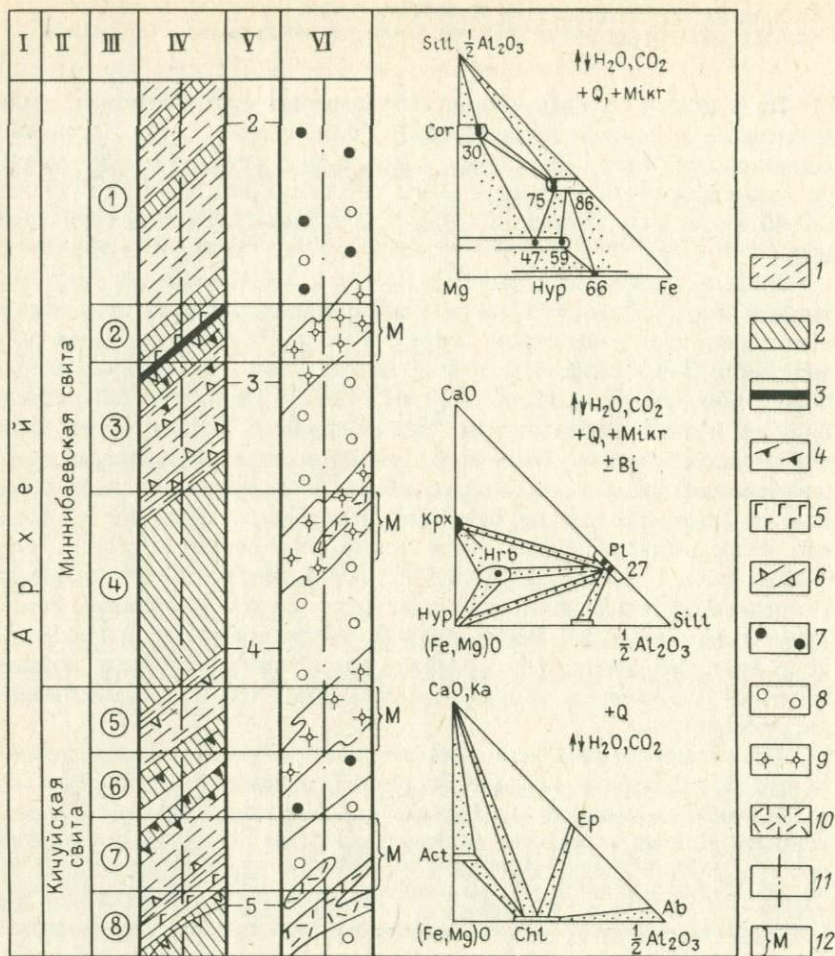


Рис.83. Разрез Миннибаевской скважины. По В.С.Сидникову и др.:

I – геологический возраст; II – комплексы; III – пакки; IV – горные породы; V – глубина, км; VI – метаморфизм; 1 – метапеллиты; 2 – metabазиты; 3 – эвлизиты; 4 – бластомилониты; 5 – дайки габбро-диабазов; 6 – катаклазиты; 7–10 – метаморфические фации: 7 – гранулитовая, 8 – гранулитовая и амфиболитовая, 9 – амфиболитовая, 10 – зеленосланцевая; 11 – ось скважины; 12 – зоны интенсивной мигматизации. На диаграммах изображены минеральные парагенезисы (сверху вниз). Условные обозначения минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Chl – хлорит, Cor – кордиерит, Ep – эпидот, Hrb – роговая обманка, Hyp – гиперстен, Kpx – клинопироксен, Mikr – микроклин, Pl – плагиоклаз, Sill – силлиманит



Все это позволяет отказаться от упрощенных геолого-геофизических моделей строения континентальной земной коры и считать, что ее нижняя часть сложена раннедокембрийскими комплексами пород, испытавшими неоднократное воздействие более поздних процессов. Если это так, то и вопрос о вертикальном распределении рудных концентраций следует рассматривать в связи с общей эволюцией структуры земной коры.

Распределение рудных месторождений по глубине и разновозрастным региональным структурам материков показано на рис.84. Для сравнительной оценки глубин использован фашиальный принцип с выделением близповерхностной (до 1–1,5 км), гипабиссальной (от 1,0–1,5 до 3–5 км), абиссальной (от 3–5 до 10–15 км) и ультраабиссальной (ниже 10–15 км) фаций.

Все исследователи рассматривают глубину как один из важных факторов образования и локализации рудных месторождений. Она влияет на характер деформаций горных пород, физико-химические условия отложения и преобразования руд, морфологию и пространственное распределение залежей полезных ископаемых. На обширном статистическом материале установлено, что каждому генетическому типу месторождений присущ определенный вертикальный диапазон промышленного оруденения [3]. Высокая насыщенность месторождениями приповерхностной и гипабиссальной зон никем не оспаривается. Относительно абиссальной и ультраабиссальной зон высказываются более сдержанные или негативные оценки. Нередко абиссальная зона рассматривается в качестве нижней границы эндогенного рудообразования.

Нижняя граница распространения рудной минерализации может быть обусловлена изменениями геологического разреза, вариациями температур и давлений, глубиной расположения рудогенерирующих магматических очагов и метаморфических зон, наложением более поздних процессов, приводящих к уничтожению ранее сформированных рудных залежей.

Серия новых фактов и построений снимает ряд ограничений на возможность нахождения рудной минерализации на уровне абиссальной и ультраабиссальной зон.

Отрицание "базальтового" слоя континентальной земной коры влечет за собой вывод о том, что в ее нижней части раннедокембрийские комплексы могут содержать дометаморфические осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и магматогенные месторождения. Вопреки довольно распространенному мнению некоторые месторождения не обнаруживают существенной ремобилизации рудного вещества даже при метаморфизме гранулитовой фации и многофазных тектонических деформациях. Не исключено, что вне зон анатексиса и более молодых интрузий они могут сохраняться вплоть до самых глубоких зон континентальной земной коры.

Подтверждением этого служит раннеархейский комплекс Западной Гренландии, который на протяжении 1,2 млрд лет испытал несколько

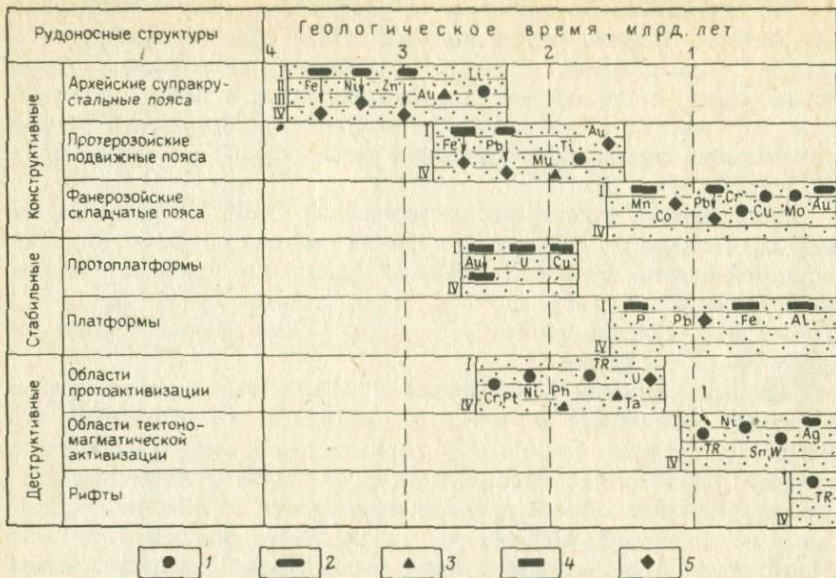


Рис.84. Распределение минеральных месторождений по региональным рудоносным структурам и глубинным уровням континентальной земной коры

Глубинные уровни: I – близповерхностный, II – гипабиссальный, III – абиссальный, IV – ультраабиссальный. Месторождения: 1 – плутоногенные, 2 – вулканогенные, 3 – метаморфогенные, 4 – осадочные, 5 – полигенные. Ph – флогопит, Mu – мусковит

фаз деформаций, метаморфизма и интрузивной деятельности и в котором обнаружены древнейшие железистые кварциты Исуа и расслоенный хромитонесный массив Фискенессет (табл.10).

В разрезе метаморфического пояса Исуа Я.Аллаарт выделил пять серий пород: кварцитовую, амфиболитовую, карбонатсодержащих кремнистых сланцев, сноповидных амфиболитов и ультраосновных пород. Кварцитовая серия имеет мощность до 1000 м и состоит из кварцитов с прослоями карбонатных пород, конгломератов, гранат-ставролитовых сланцев и магнетитовых кварцитов. Последние насчитывают 2 млрд. т руд при среднем содержании железа 34 %. Именно для этих железистых кварцитов С.Мурбатом получено значение возраста  $3760 \pm 70$  млн.лет. Амфиболитовая серия имеет мощность 1000 м и также содержит прослой железистых кварцитов, но иного – сидерит-грюнерит-магнетитового и гриюнерит-магнетитового типа. Предполагается, что три типа железистых кварцитов соответствуют трем осадочным фациям – окисной, карбонатной и силикатной.

Кроме железных руд в поясе Исуа присутствует сульфидная минерализация. В железистых кварцитах она представлена ассоциацией халькопирита с включениями кубанита, пирротина, галенита, сфалерита, зиге-

Таблица 10

История формирования архейского комплекса Западной Гренландии [50]

Геологические события	Время, млн.лет	Метод
Внедрение гранита Коркут, ретроградный метаморфизм	2520±90	Rb-Sr
Широко распространенный метаморфизм кордиерит-гранулитовой и амфиболитовой фации, главная складчатость	2850±100	Pb-Pb
Образование гнейсов Нук	2850	Rb-Sr
Ремобилизация более древних свит, образование комплекса гранитов и мигматитов. Внедрение гранитов Нук. Тектоническое переслаивание всех более ранних серий	3040±50	Rb-Sr
Внедрение комплекса габбро-анортозитов	3030±20	Pb-U
Отложения осадочных и вулканогенных пород <i>Малин</i>		
Деформация, метаморфизм и образование гнейсов Амйтсок	3700-3750 3650±50	Rb-Sr Rb-U
Образование железистых кварцитов <i>Исуа</i>	3760±70	Pb-Pb
Внедрение гранитов Амйтсок		

нита и др. Соотношения изотопов серы в сульфидах близки к метеоритному стандарту. Свинец из галенитов *Исуа* отличается исключительно низким содержанием радиогенных изотопов. В некоторых образцах обнаружены незначительные вариации изотопов свинца, которые интерпретируются как следствие мобилизации из пород возраста 3700 — 3800 млн.лет и меняющимися отношениями урана и свинца.

По данным А.Натмена и др., в разрезе супракрустального пояса *Исуа* снизу вверх основные вулканические породы сменяются более кислыми. Наличие в осадочных породах градационной слоистости и конгломератов указывает на седиментацию в мелководном бассейне. Предполагается, что химическое осаждение кремнезема и оксидов железа чередовалось с накоплением обломочного материала. Однако его источником служили не древнейшие континентальные массы, а вулканические породы.

Аналоги комплекса *Исуа* обнаружены и в ряде пунктов на западном побережье Гренландии. В частности, в районе фьорда Готхоб с ним коррелируется супракрустальный комплекс *Акилия*. Тектонику этого района определяют широкие купола и узкие синформы. Тем не менее Б.Чедвик считает, что они наложены на более ранние чешуйчатые структуры, в которых пластины гнейсов Амйтсок перемежаются с супракрустальными породами серии *Малин* и гнейсами *Нук*. Интенсивные го-

горизонтальные перемещения сопровождались рассланцеванием, перекристаллизацией, частичным плавлением пород и, вероятно, происходили в несколько фаз, охватывающих период от 3000 до 2600 млн. лет назад.

Анортозитовый комплекс Фискенесет 3 млрд. лет назад подвергся метаморфизму в условиях гранулитовой и затем амфиболитовой фаций при температурах 800–900 и 650–700 °С и давлениях (7–8) и (5–6)  $\times 10^2$  Па. По данным Дж. Мейерса [27], в нем отчетливо фиксируются первичные кумулятивные структуры и стратификация магматических пород (рис. 85). В основании разреза залегают ультрамафиты и нижние габбро, затем лейкогаббро и габбро и, наконец, в верхней части разреза — анортозиты. Устанавливаются три этапа складчатости, обусловившей крупную и местами опрокинутое залегание стратификации, тектоническую перемежаемость основных пород и вмещающих их гнейсов, будинирование отдельных горизонтов и т.д. И несмотря на это, слои разного состава имеют резкие границы и прослеживаются на многие километры. Хромитоносные слои обычно перемежаются с анортозитами и образуют хромитовые горизонты мощностью от 0,5 до 20 м с явной ритмичной слоистостью. Плаггиоклаз отвечает битовниту — анортиту. Геологические и петрологические данные указывают на то, что хромиты Фискенесета образовались путем фракционной кристаллизации и гравитационного осаждения рудных минералов. Магматическое происхождение хромитов доказывается наличием ритмичной слоистости, расщеплением слоев, следами течения кристаллизующейся магмы и т.д.

Наиболее ярким примером сохранности колчеданно-полиметаллических руд при метаморфизме гранулитовой фации служит месторождение Брокен-Хилл. Относительно его генезиса и условий локализации были высказаны самые различные точки зрения. Но В.Лэнг, Р.Марджорт-бенкс и Р.Ратланд собрали убедительные доказательства согласного залегания рудных тел с вмещающими породами и совместного участия тех и других в складчатых и разрывных деформациях. Наблюдения над градационной слоистостью и прослеживание опорных горизонтов показали, что на площади месторождения все породы находятся в опрокинутом залегании и так называемая антиклиналь Брокен-Хилл в действительности представляет собой антиформу, возникшую во время второго этапа складчатости (рис. 86). Эта складчатость сопровождалась пластическим течением рудного вещества, нагнетанием его в замки складок более высокого порядка и частичным плавлением гнейсов с образованием пегматоидных жил. Однако последние следуют строго вдоль контактов сульфидных рудных залежей и выклиниваются одновременно с ними.

О метаморфизме руд в условиях гранулитовой фации свидетельствует парагенезис сфалерита, гаденита, пирротина с гранатом, марганецсодержащим оливином, шпинелью и т.д. В отдельных участках встречаются ремобилизованные руды, но их количество не превышает первых процентов от общей массы. Вместе с тем цинковые и свинцовые залежи

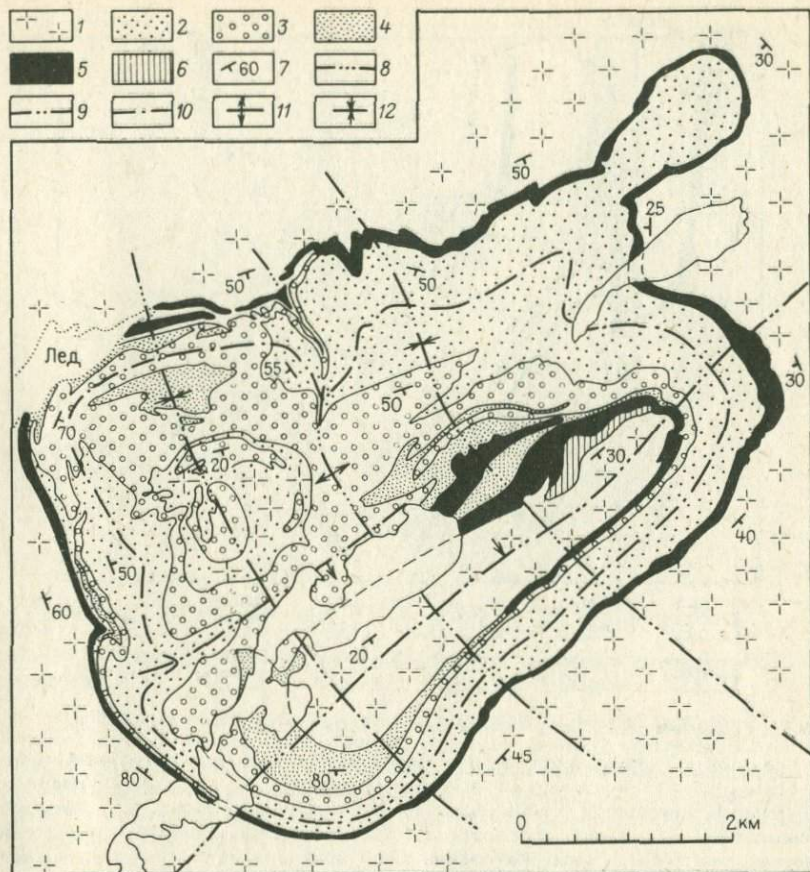


Рис.85. Геологическая карта комплекса Фискенессет. По Дж.Майерсу [27]:

1 – гранитогнейсы; 2 – анортозиты; 3 – верхнее лейкогаббро; 4 – среднее габбро; 5 – нижнее габбро; 6 – ультрамафиты и нижнее габбро; 7 – простирание и падение слоистости и сланцеватости; 8–10 – осевые плоскости складок  $F_3$ ,  $F_2$ ,  $F_1$ ; 11 – антиформа, 12 – синформа

четко разделяются по ассоциациям рудных элементов и геохимическим ореолам, которые считаются дометаморфическими.

Б.Стивенс [49] суммировал геологические, петрологические и геохронологические данные о супергруппе Уильяма, в которой залегает месторождение Брокен-Хилл, и восстановил в деталях историю ее многоэтапных тектонических деформаций, метаморфизма и эрозии. Первые два этапа происходили в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и закончились 1660 млн.лет назад. К третьему этапу (1570 млн.лет) относится образование зон рассланцевания и регрессивного метаморфизма, которые пересекают и смещают складчатые струк-

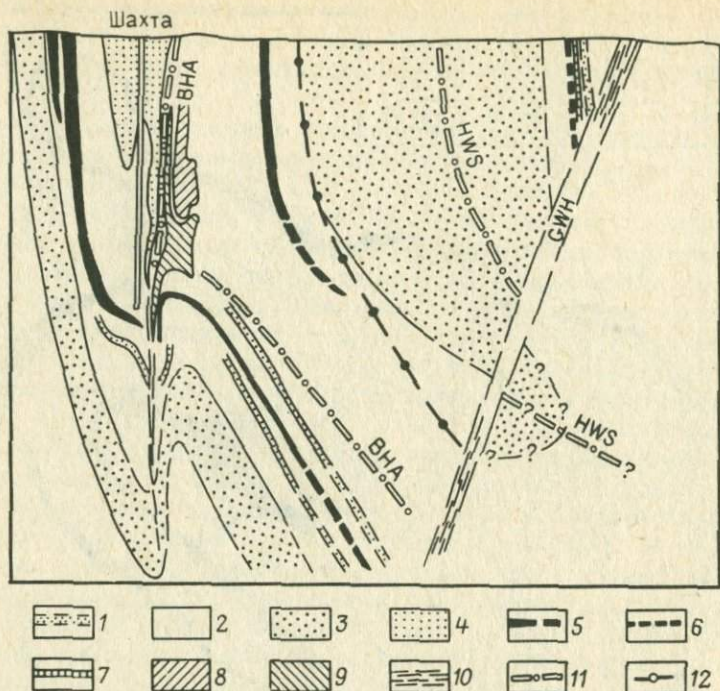


Рис.86. Геологический разрез месторождения Брокен-Хилл. По У.Лэнгу и др.:

1 – пелитовый силлиманитовый гнейс; 2 – псаммитовый силлиманитовый гнейс; 3 – гранитогнейс; 4 – гранит Потоси; 5 – амфиболит; 6 – железистый кварцит; 7 – рудный горизонт; 8 – цинковые руды; 9 – свинцовые руды; 10 – зоны рассланцевания; 11 – осевая плоскость  $F_2$ ; 12 – смещение  $F_2$ ; ВНА – антиформа Брокен-Хилл, GWS – зона скалывания Глоб Воксхолл, HWS – синформа всячьего бока

туры и рудные тела. В интервале 1490–1100 млн.лет метаморфические породы, ныне обнажающиеся на поверхности, были подняты с глубины 13–20 км на более высокий уровень и подверглись размыву, а затем на них отложились континентальные и шельфовые осадочные толщи системы Аделаида. Последние в конце протерозоя – начале палеозоя (560–520 млн.лет) подверглись пологой складчатости и глыбовым деформациям. Одновременно произошло омоложение зон регрессивного метаморфизма, внедрение перидотитовых, долеритовых и пегматитовых даек. В первой половине фанерозоя район находился в стабильном состоянии, во второй половине – подвергся новым поднятиям и эрозии. Намечаются два периода более интенсивной эрозии: палеоэоценовый – среднеэоценовый (65–45 млн.лет) и позднемюэоценовый – плиэоэоценовый (10–2 млн.лет). Именно в это время и была уничтожена верхняя часть рудных залежей Брокен-Хилла.

В условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций могут возникать и новые месторождения. В их числе метаморфогенные мускови-

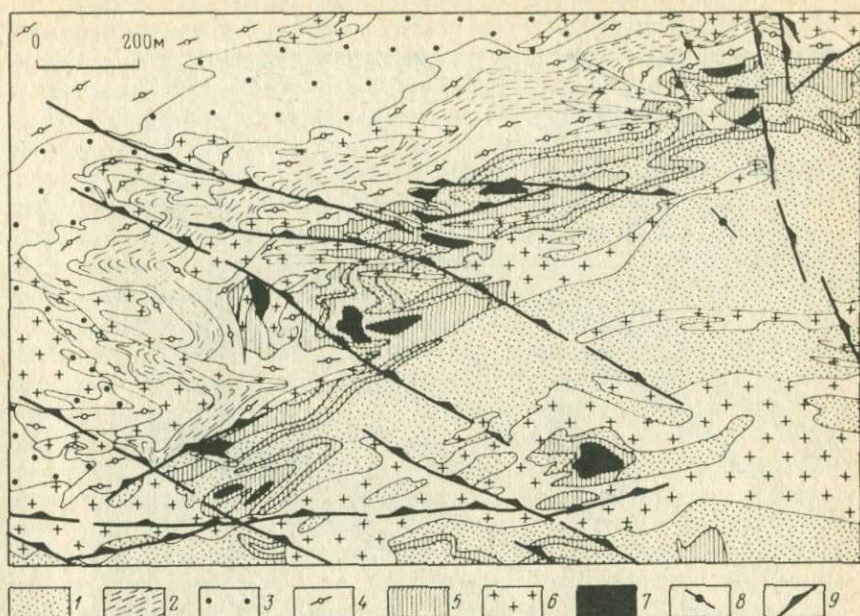


Рис.87. Геологическая карта Федоровского месторождения флогопита. По Б.М.Роненсону и др.:

1 — диопсид-роговообманковые плагиосланцы; 2 — тонкое чередование гиперстен-роговообманковых, двупироксен-роговообманковых плагиосланцев; 3 — биотит-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые плагиосланцы; 4 — гиперстен-биотитовые и амфиболовые плагиосланцы; 5 — диопсидовые породы; 6 — граниты и мигматиты; 7 — флогопитовые залежи; 8 — дайки диабазов; 9 — разрывные нарушения

товые пегматиты Байкальской горной области (см.рис.48), которые, по данным Г.М.Другова, образовались на глубине до 15–20 км, магнетитово-скарновые месторождения флогопита на Алданском щите, рудоносные щелочные метасоматиты, некоторые архейские гидротермальные месторождения золота.

Как уже отмечалось в гл. II, флогопитовые месторождения Алданского щита образовались при наложении на архейский гранулитовый комплекс более поздних процессов гранитизации и гидротермальной деятельности, которые происходили при температуре от 800 до 550 °С. О принадлежности месторождений к числу наиболее глубоких образований Алданского щита свидетельствует их связь с зонами пластического течения и мигматизации кристаллических сланцев (рис.87), а также пересечение дайками метагбро-диоритов раннепротерозойского возраста. Последние отличаются от обычных гипабиссальных даек интенсивным развитием протоклаза и, как правило, представлены тонкосланцеватыми биотит-амфиболитовыми blastokataklитами [4].

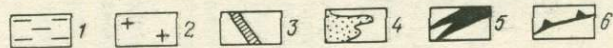
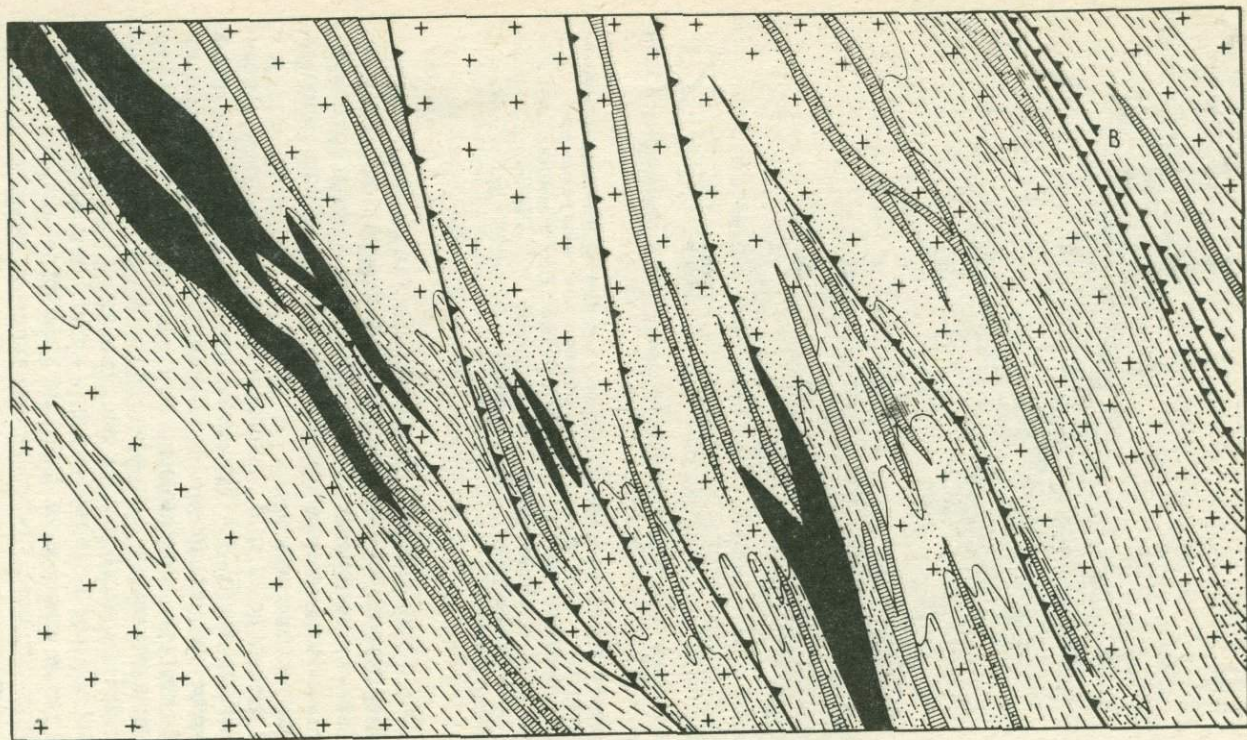


Рис. 88. Разрез через зону ураноносных натровых метасоматитов:

1 - гнейсы; 2 - граниты; 3 - пегматиты; 4 - натровые метасоматиты; 5 - рудные тела; 6 - бластомилониты и милониты; В - Восточный разлом



Однако в крупных омоложенных разломах фундамента с blastsкатаклазитами и blastомилонитами амфиболитовой фации пространственно и во времени сопряжены щелочные метасоматиты с танталониобиевым оруденением. По данным К.В.Проخورова и В.Н.Собаченко, они локализируются в нижнепротерозойских породах, испытавших гранитизацию и метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, и образовались под воздействием инфильтрационного потока высокотемпературных (не менее 600–650 °С) растворов, обогащенных натрием и фтором. Наиболее интенсивное просачивание происходило по blastомилонитовым швам и сопровождалось диффузией натрия в сторону менее деформированных пород.

Ураноносные натровые метасоматиты образованы при меньших температурах (350–250 °С), контролируются зонами эпидот-хлоритовых катаклазитов и при этом наследуют положение более древних структурных элементов (рис.88). Как правило, рудоносные региональные разломы сформированы в пять этапов [25]. К первому из них относится внедрение гранитоидов абиссальной фации, сопровождаемых инъекционными мигматитами, ко второму — появление зон протоклаза в затвердевших, но еще не остывших интрузивных телах, к третьему — внедрение пегматитов, к четвертому — формирование узких blastомилонитовых швов, к пятому — мощных и протяженных зон эпидот-хлоритовых катаклазитов. Последние возникли в результате массового хрупкого разрушения пород практически без смещений. Важную роль в образовании этих катаклазитов, вероятно, играло избыточное давление гидротермальных растворов.

Очень важная особенность ураноносных натровых метасоматитов — проявление в однородной геологической среде вертикальной зональности. Она выражается в том, что вверх по восстанию эгирин-рибекитовые метасоматиты сменяются эпидот-хлоритовыми, а кремнезем переотлагается в виде прожилков и зон окварцевания вплоть до образования метасоматической "кварцевой шапки". Для нижних частей метасоматических тел характерна устойчивая ассоциация эгирина с биотитом, альбитом и микроклином. Сопоставление минеральных парагенезисов с экспериментальными данными позволяет утверждать, что вертикальная зональность натровых метасоматитов обусловлена понижением температуры, щелочности и активности натрия в восходящей колонне гидротермальных растворов. Вполне определенное положение в этой зональности занимает и собственно урановое оруденение.

По вертикали с учетом эрозионного среза ураноносные натровые метасоматиты прослеживаются на 3–4 км. На основании косвенных признаков можно полагать, что они формировались на глубинах до 10–12 км от ранее существовавшей дневной поверхности.

Большая протяженность по вертикали отличает и архейские золоторудные месторождения в зонах скалывания и рассланцевания зеленосланцевой фации (см.рис.12). Т.Смит и другие изучили включения в жильных минералах на месторождении Мак-Интайр в супракрусталь-

ном поясе Абитиб и пришли к выводу о том, что гидротермальные растворы содержали от 3 до 24 %  $\text{CO}_2$ , находились в равновесии с графитом вмещающих пород и активность кислорода была близка к кварц-фаялит-магнетитовому буферу. Предполагается, что первоначально включения содержали также водород, но затем он рассеялся путем диффузии. Согласно расчетам, гидротермальное рудообразование происходило на глубине от 5 до 12 км при температуре 380–480°C.

Следует, однако, заметить, что переход от давлений, рассчитанных по включениям, к глубинам сопряжен со значительными трудностями. Г.Б.Наумов систематизировал данные о включениях в минералах гидротермальных месторождений и показал, что на *P-T*-диаграмме соответствующие точки образуют удлиненное поле, которое ограничено температурой 800 °C, давлением 0,5 г. Па и имеет общее склонение, совпадающее со средними земными термобарическими градиентами. Область максимальной концентрации точек имеет склонение градиента в 0,47 МПа/град. В то же время включения с высокоплотными флюидами встречаются на месторождениях, которые по геологическим данным образованы на значительно меньших глубинах, чем это следует из литостатической нагрузки.

Приведенные в этом разделе сведения хорошо увязываются с прямыми наблюдениями по Кольской сверхглубокой скважине, которые доказали высокую насыщенность рудной минерализацией древней континентальной коры вплоть до 12 км. С учетом эрозионного среза эта глубина может быть увеличена до 17–20 км. Исследования ядра Кольской скважины обнаружили резкие вариации температур и давлений в одном и том же блоке земной коры на разных этапах геологической истории и показали, что даже на значительных расстояниях от дневной поверхности могут возникать зоны разгрузки литостатического давления.

В более широком плане эти факты согласуются с современными геодинамическими моделями строения литосферы и помогают объяснить многоярусное распределение месторождений разных типов в эндогенных рудообразующих системах.

## ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

Процессы образования эндогенных рудных месторождений не ограничиваются тем объемом земной коры, в котором они непосредственно располагаются. Напротив, они занимают лишь сравнительно небольшую часть эндогенных рудообразующих систем, которые представляют собой совокупность источников рудных компонентов, генерирующих их магматических тел или метаморфических зон, путей миграции рудоносных расплавов и флюидов, подрудных и надрудных метасоматических и геохимических ореолов собственно месторождений.

В.И.Смирнов показал, что источники эндогенных рудных месторождений располагаются на разных глубинных уровнях литосферы

и имеют мантийное, внутрикоровое магматическое и внемагматическое происхождение. В результате дальнейших исследований среди подкоровых магматических источников выделены: I — первичная мантия (толеитовые магмы континентальных областей), II — истощенная мантия (толеитовая магма океанических областей), III — обогащенная мантия (щелочная и кимберлитовая магма). Согласно экспериментальным данным И.Д.Рябчикова, важное значение для рудообразования имели окислительно-восстановительные равновесия в мантии с участием флюидов. Уже в условиях верхней мантии флюидный массоперенос мог обеспечить значительное перемещение петрогенных, рудных и рассеянных элементов.

С генетических позиций эндогенные рудообразующие системы можно разделить на пять основных групп — плутоногенную, вулканогенную, метаморфогенную, вулканоплутоногенную и плутонометаморфогенную. Дальнейшее подразделение может быть осуществлено по разным признакам, в том числе в зависимости от источника рудообразующих компонентов (табл.11).

Важно подчеркнуть, что длительность функционирования таких систем может достигать десятков и сотен миллионов лет. Естественно, что в объеме литосферы, занятом рудообразующей системой, за это время могут происходить различные геологические процессы. Сюда относятся общее поднятие территории с энергичной поверхностной эрозией, погружение с накоплением осадочных и вулканогенных толщ, тектоническое скучивание, метаморфизм, повторная магматическая деятельность и т.п. Возможны также дифференциальные перемещения отдельных блоков, региональная складчатость или тектонические наклоны территории. Перечисленные геологические явления могут самым существенным образом влиять на положение верхней и нижней границ эндогенной рудообразующей системы, изменять направление миграции расплавов или флюидов, приводить к нарушению термобарического поля системы. Соответственно будет меняться и пространственное положение участков, благоприятных для рудоотложения.

Как и другие геологические процессы, эндогенное рудообразование в континентальной земной коре связано с развитием верхней мантии. С металлогенических позиций эту связь особенно подчеркивают А.Д.Щеглов и И.Н.Говоров. Они расширяют перечень "мантийных" месторождений, включая в него олово-вольфрамовые, молибденовые, медно-молибденовые, золото-серебряные месторождения, и считают, что соотношения этих месторождений со структурами земной коры имеют не линейный, а более сложный характер. Это обусловлено наложенным характером мантийных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры внепричинной зависимости от этапов ее развития.

В предыдущих разделах было отмечено, какие трудности возникают при интерпретации глубинного строения докембрийских сооружений. Они еще более возрастают при реконструкции докембрийской литос-

Таблица 11

## Группировка эндогенных рудообразующих систем

Группа	Источник	Ведущие рудные элементы	Примеры рудных районов и месторождений
Плутоногенная	Расплавы истощенной мантии	Cr, Ti, Pt, Cu, Ni	Бушвельд, Садбери, Стиллоутер, Чиней
	Расплавы обогащенной мантии и палингенные коровые	Fe, P, Cu	Октябрьский, Палабора, Ковдор, Хибинны
	Сиалические внутрикоровые магмы	Sn, W, Mo, As	Восточный Коунрад, Тадзишань, Караоба, Верхний Кайракты
Вулкано-плутоногенная	Мантйные расплавы и толеитовые магмы континентальных областей	Cu, Ni	Печенга, Норильск
	Сиалические внутрикоровые магмы	Mo, Cu, Sn, W, Fe, Bi	Алмалык, Комсомольск, Эль-Теньенте, Дарасун, Бьютт, Кавалерово
Вулканогенная	Примитивные мантйные расплавы	Ni, Cu	Камбалда, Шангани
	Толеитовые магмы океанических областей	Fe, Cu, Pb, S, Zn	Норанда, Оутокумпу, Холодненское
	Известково-щелочные внутрикоровые магмы и подкоровые флюиды	Au, Ag, Hg, F	Крипль-Крик, Потоси, Пламенное
Плутонометаморфогенная	Геохимические специализированные толщи и сиалические магмы	Au, U, Fe, B	Хосианю, Мурунтау
Метаморфогенная	Метаморфогенные флюиды и геохимические специализированные толщи	Мусковит	Чупинский и Мамско-Бодайбинский районы
	Постультраметаморфические флюиды	U, Ta, Nb, Be	Эйс, Ганнар

Примечание. В результате складчатости и метаморфизма большинство субмаринных вулканогенных систем превращено в метавулканогенные. Аналогичным изменениям подверглись некоторые вулкано-плутоногенные (Печенга) и плутоногенные (Стиллоутер) системы.

феры и верхней мантии. Рассмотрение соответствующих геологических, геохимических проблем выходит за рамки книги. То же самое касается сравнительной характеристики разных типов эндогенных рудообразующих систем. Поэтому мы ограничимся несколькими примерами, которые типичны именно для докембрия.

Первыми в геологической истории появились субмаринные вулканогенные системы, связанные с толеитовыми магмами. Начиная с архейских супракраустальных поясов и вплоть до современных океанических рифтов, они формируют колчеданные месторождения цветных металлов. Именно поэтому исследования процессов рудообразования в Красном море и Тихом океане используются для разработки моделей колчеданных месторождений не только фанерозоя, но также протерозоя и архея.

По мнению Р.Хатчинсона, в архее колчеданное рудообразование было более тесно связано с базальтоидным вулканизмом, чем в протерозое, когда большинство колчеданных месторождений формировалось в осадочных бассейнах. При этом колчеданоносные пояса раннего архея трактуются им как аккреционные границы плит, позднеархейские — как зоны субдукции плит, протерозойские — как энсиалические рифтогенные прогибы.

В гл. II и III были приведены данные о латеральной тектонической и металлогенической дифференциации континентальной земной коры в докембрии. Одним из главных аргументов против распространения на архей упрощенных моделей тектоники плит является залегание субмаринных осадочно-вулканогенных толщ на мощном сиалическом основании. Достаточно убедительные доказательства существования активных континентальных окраин, аналогов океанической коры и островодужных комплексов имеются для раннего и среднего протерозоя (Ладожско-Ботнический пояс). Но в это же время колчеданные месторождения формировались в иной обстановке, когда подводный вулканизм уже полностью прекратился (свинцово-цинковые руды Маунт-Айзы).

Как правило, в докембрии наблюдаются разобщенные фрагменты вулканотектонических построек, в которых непосредственно залегают колчеданные месторождения. Немногие исключения — месторождения Биг-Стабби (см.рис.6) и кальдера Норанда (см.рис.10), в которых установлены закономерное расположение колчеданных залежей в разрезе, их связь с риолитовыми куполами и рудоподводящими зонами гидротермальных изменений.

Но если верхние части субмаринных колчеданоносных вулканогенных систем докембрия в отдельных случаях фиксируются надежно, то строение их корневых зон остается предметом предположений. Еще труднее реконструировать субмаринные вулканогенные системы, с которыми связано сульфидное никелевое оруденение. Согласно одной из точек зрения, оно возникло путем ликвации богатых сульфидами ультраосновных лав мантийного происхождения. Однако лишь неболь-

шая часть коматиитовых потоков сопровождается медно-никелевыми рудами, причем эти руды являются эпигенетическими по отношению и к подстилающим базальтам, и к перекрывающим коматиитам. Согласно другой точке зрения, первично-магматическое происхождение имеют только вкрапленные руды, а богатые залежи возникли при метаморфизме. Но в районе Камбалда метаморфизм проявлен на уровне пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, и вмещающие породы сохраняют все признаки исходных текстур и структур. Наблюдающиеся особенности рудных тел отвечают предположению о том, что руды произошли путем отделения сульфидной жидкой выплавки из богатого фенокритами ультрамафитового расплава, который, в свою очередь, был продуктом двухстадийного выплавления из мантии. Кристаллизация частично происходила в субвулканической магматической камере. Окончательная кристаллизация происходила при внедрении сульфидного расплава в уже излившиеся коматиитовые потоки, которые, вероятно, были приурочены к депрессиям морского дна. Считается, что излияния лав происходили из трещинных источников. Однако в Западной Австралии еще не удалось обнаружить подводные каналы для извержений минерализованных коматиитов. И только в Южной Африке на месторождении Шангани медно-никелевая минерализация локализуется в пределах вулканического некка [39].

Наиболее ярким примером плутоногенных рудообразующих систем докембрия служат расслоенные основные — ультраосновные интрузии, возникшие в результате инъекций мантийных расплавов в ранее стабилизированные блоки континентальной земной коры.

Т.Ирвин, Д.Кейт, С.Тодд [38] суммировали последние геологические и гравиметрические данные о Бушвельдском комплексе и пришли к выводу, что ультраосновные — основные породы I фазы внедрились в супергруппу Трансвааль в виде гигантского уплощенного лополита (рис.89). Предполагается, что граница мантии и земной коры в это время находилась на глубине 45–50 км, а кристаллический фундамент архейского возраста распространялся ниже поверхности на 25–30 км. Кровлей магматической линзы служили осадочные породы и кислые лавы, которые имели небольшую мощность и, возможно, плавали в более тяжелом основном расплаве. При этом стратификация комплекса и распределение хромитовой и платиновой минерализации определялись внутрикамерным взаимодействием двух расплавов — ультрамафитового (U) и анортозитового (A). Первый возник глубоко в мантии, второй — вблизи поверхности М под воздействием поднимающихся снизу тепловых потоков. Эти восходящие потоки вызвали также частичное плавление сиалической коры и рост гранитных куполов, проникших в низы расслоенной серии ультраосновных—основных пород.

О разных источниках расплавов, по мнению Г.фон Грюневальдта, М.Шарпа и С.Хэттона свидетельствуют такие факты. Расплав U по составу отвечает оливиновому бониниту, обогащен  $\text{SiO}_2$ , MgO, Cr, Rb и Zr. Отношение  $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$  в нем составляет 0,703–0,705. Расплав

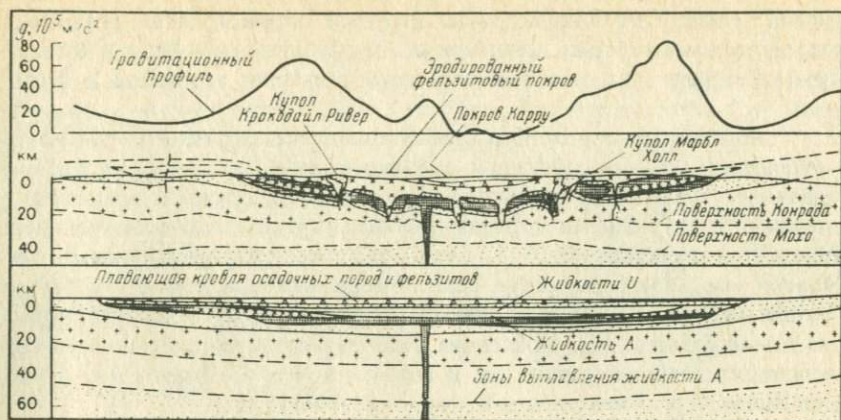


Рис.89. Геолого-геофизический разрез через Бушвельдский комплекс. По Т.Ирвину и др. [38].

Условные обозначения см.рис.40

А близок к толеитовому базальту, содержит меньше Sr, Rb, Zr и отношение изотопов стронция в нем превосходит 0,709. Нижняя зона Бушвельдского комплекса кристаллизовалась преимущественно из расплава U, критическая и верхняя зоны — при многократном поступлении расплава А. В настоящее время большинство исследователей считает, что образование рифа Меренского обусловлено смещением магм и двойной диффузионной конвекцией. Но причины избирательной локализации элементов платиновой группы остаются не вполне ясными.

Согласно модели двойной диффузионной конвекции [38] платиновый риф Меренского, как и J-M риф в комплексе Стиллиуотер, образовался из несмешивающейся сульфидной жидкости, которая возникла при взаимодействии ультрамафитового и анортозитового расплавов. Первый служил источником элементов платиновой группы, второй — серы. При этом взаимодействии нарушился обычный ход кристаллизации расплавов и в ранее возникших слоях появлялись "рытвины", в которых и концентрировались богатые платиновые и палладиевые руды. Е.Кинлох, однако, полагает, что элементы платиновой группы были привнесены в магматическую камеру мантийными флюидами — своеобразными "плутоническими фумаролами", которые поднимались по тем же каналам, что и ультрамафитические и анортозитовые расплавы.

Как уже отмечалось в V главе, образование Великой Дайки Зимбабве связывается с развитием раннепротерозойской рифтовой системы. Однако подводящие каналы Бушвельдского комплекса пока не установлены. Неясно также, протягиваются ли хромитоносные горизонты в его центральную часть, где уровень гравитационного поля резко снижается и располагаются граниты и гранофиры второй фазы, сопровождаемые пегматитовыми, грейзеновыми и гидротермальными месторожде-

ниями олова. Они локализируются в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов, имеют форму штокверков и с глубиной переходят в богатые трубообразные тела, которые окружены ореолами турмалина и флюорита.

Таким образом, в Бушвельдском комплексе совмещены два яруса оруденения: нижний собственно магматический в ассоциации с ультраосновным—основными и верхний — постмагматический в ассоциации с кислыми интрузивными породами. Общая вертикальная протяженность обоих ярусов составляет 10—12 км. Кроме того, с ультраосновным — щелочным массивом Пилансберг, расположенным в западном эндоконтакте Бушвельдского комплекса, связаны трубообразные тела сульфидных медно-никелевых руд. Последние залегают среди расслоенной ультраосновной—основной серни, т.е. в нижнем ярусе, но имеют, как и массив Пилансберг, более молодой возраст (1,4 млрд лет).

С позиций новой глобальной тектоники расслоенные ультраосновные — основные плутоны, ультраосновные—щелочные магматические комплексы с карбонатами, оловоносные анорогенные гранитные массивы приурочены к горячим точкам и сопряженным с ними континентальным рифтам [15,49]. Считается, что мантийные струи в таких точках способны проникать сквозь континентальную кору только при условии, что литосфера более или менее неподвижна относительно нижележащей мантии. Предполагается также, что горячие точки инициируют длительное развитие магматических очагов.

К.Д.Беляев и Л.И.Уядыев высказали идею о том, что на Кольском полуострове и в северной Карелии палеозойские массивы щелочных, основных и ультраосновных пород и карбонатитов приурочены к куполовидному поднятию диаметром около 450 км, в центре которого находится Хибинский щелочной массив. Поднятие подчеркивается дугowymi и радиальными разломами и дайками и рассматривается как отражение горячей точки.

Следует, однако, заметить, что в центре этой структуры расположен и Мончегорский расслоенный ультраосновной—основной плутон, имеющий возраст около 2,5 млрд лет и сопровождаемый сульфидным медно-никелевым оруденением. С одной стороны, его присутствие подтверждает длительное существование горячих точек, а с другой — противоречит плейттектонической интерпретации Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны как зоны столкновения двух континентальных литосферных плит (см.гл. VI).

Долгое время докембрийские гранитогнейсовые купола считались почти безрудными. Этот вывод базировался главным образом на изучении архейских кратонов, в которых подавляющая часть рудных месторождений сосредоточена в супракрустальных поясах. В настоящее время ситуация меняется, и гранитогнейсовые купола вместе с обрамляющими их метаморфическими толщами и месторождениями выделяются в особый тип рудообразующих систем. Автор относит их плутоно-метаморфогенной группе.



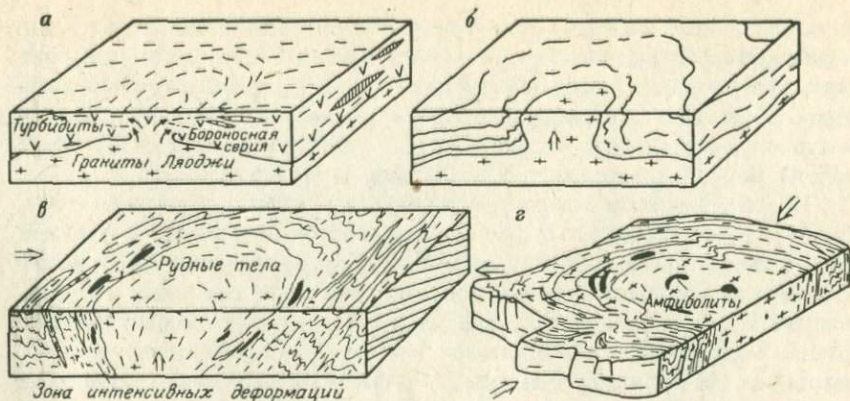


Рис.90. Схема эволюции гранитных куполов в бороносной ляоджититской свите. По Ян Ценшену и др.:

*а* – подводные извержения и образование ляоджититской свиты; *б* – диапировое поднятие гранитов Ляоджи; *в* – первый этап деформаций; *г* – второй этап деформаций. Остальные пояснения в тексте

Ф.А.Летников [12] подчеркивает, что рост гранитогнейсовых куполов протекает с увеличением объема и даже после завершения всех эндогенных процессов они медленно "всплывают" по сравнению с окружающими породами. При этом купола развиваются вдоль зон глубинных разломов, по которым в земную кору поднимаются флюиды. Последовательная гранитизация завершается образованием ультракислых редкометалльных гранитов, которые и трассируют глубинные разломы, дренирующие верхнюю мантию.

При металлогеническом анализе гранитогнейсовых куполов Ф.А.Летников считает необходимым рассматривать их не изолированно, а в сочетании "купол–бассейн седиментации". В развитии межкупольных мульд он выделяет три этапа эволюции рудного вещества: I – накопления в ходе седиментации, II – перераспределения при диагенезе и катагенезе, III – перераспределения при наложении теплового поля купола и метаморфизма. В такой трактовке роль купола двояка: с одной стороны, он служил областью питания конседиментационного бассейна, а с другой – причиной рассеяния или концентрации рудных компонентов в геохимически специализированных толщах.

Иначе трактует Чжан Цюшен [32] соотношения гранитных куполов и бороносной ляоджититской свиты в южной части Ляодунского полуострова (рис.90). Эта свита была выделена в особый метаморфический комплекс в конце 50-х годов. Первоначально ее считали архейской и относили к средней части аньшанской группы. К настоящему времени доказано, что ляоджититская свита занимает более высокое стратиграфическое положение и отличается не только редкой комбинацией слагающих ее пород, но также тектоническими структурами и рудной мине-

рализацией. Ляоджититская свита заполняет эвгеосинклинальный прогиб нижнепротерозойского возраста в южной части Ляодунского полуострова. Она состоит из гранитов Ляоджи, боросодержащей и турбидитовой серий и вмещает стратиформные борожелезные и свинцово-цинковые месторождения. Возраст гранитов Ляоджи равен 2100 млн. лет (U-Pb метод), борной минерализации — 2000 млн. лет (U-Pb метод).

Преобладающими в ляоджититской свите являются натриевые лептиниты, тонкозернистые существенно альбитовые породы, в той или иной степени обогащенные турмалином. Боросодержащая серия включает также горизонты магнезиальных карбонатных, основных и ультраосновных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Вышележащая турбидитовая серия представлена кварц-полевошпатовыми песчаниками, основными туфами, туффитами, глинистыми сланцами, карбонатными породами, многократно переслаивающимися между собой. Мощность каждой серии оценивается в 2–3 км.

Месторождения бора по минеральному составу подразделяются на три типа: 1) ашаритовый (суанитовый); 2) людвигит-магнетитовый и 3) людвигит-ашарит-магнетитовый. Так, например, месторождение Хосианю относится к ашаритовому типу, приурочено к интенсивно деформированному горизонту магнезиальных карбонатных пород, находящемуся в опрокинутом залегании, и состоит из шести линзовидных рудных тел, объединенных в единую минерализованную зону длиной в 1,6 км. Карбонатные и контактирующие с ними силикатные породы подвергнуты интенсивным метасоматическим изменениям типа магнезиальных скарнов. Возраст флогопита из магнезиальных скарнов равен 1,95 млрд. лет.

Однако, по мнению китайских геологов, образование метасоматической зональности отвечает лишь последнему, заключительному этапу формирования месторождения. Они считают, что первичные пластовые залежи бора и железа возникли во время накопления ляоджититской свиты, а затем подверглись переотложению вследствие длительного роста гранитных куполов. С этих позиций объясняются и структурные соотношения боросодержащей серии с гранитами Ляоджи: с одной стороны, боросодержащая серия окаймляет овалы выходы гранитов, а с другой — граниты прорывают низы серии и надвинуты на нее.

В качестве примера плутонометаморфогенной системы можно указать также на предложенную В.А.Буряком модель формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота (рис.91). В отличие от постмагматических месторождений они образуются в процессе зонального метаморфизма и сопряженной палингено-метасоматической гранитизации черносланцевых толщ под влиянием интрателлурических флюидов и локализуются в синклинорных структурах, а в их пределах — в зонах рассланцевания, осложняющих антиклинали. Это свидетельствует о миграции рудоносных растворов по типу артезианских бассейнов. Соответственно рудолокализирующие зоны рассланцевания рассматриваются как каналы разгрузки рудообразующих растворов,

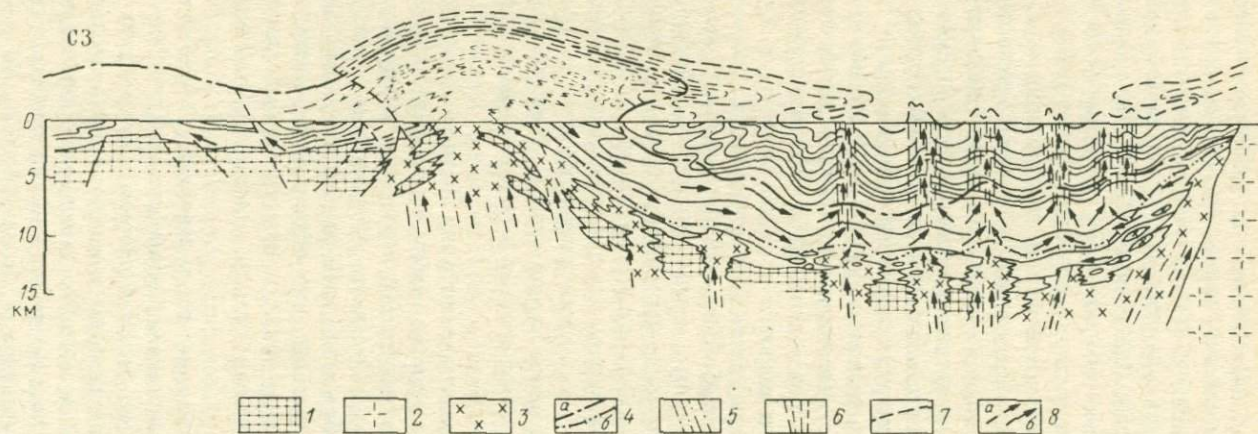


Рис. 91. Идеализированный разрез через метаморфогенно-гидротермальную рудообразующую систему. По В.А. Буряку:  
 1 – кристаллический фундамент (AR–PR); 2 – метаморфогенные пегматиты; 3 – гнейсограниты; 4 – метаморфические изограды: а – граната, б – дистена; 5 – глубинные зоны проницаемости и гранитизации; 6 – рудовмещающие зоны расслабления; 7 – разрывы; 8 – пути миграции растворов: а – метаморфизирующих интрателлурических, б – рудообразующих метаморфогенных

а окружающие приподнятые блоки высокометаморфизованных пород — как области генерации этих растворов. В.А.Буряк считает, что рудообразующие компоненты поставлялись из различных областей: 1) из метасадочных и магматических пород, расположенных в более глубоких зонах гранитизации и высокотемпературного метаморфизма; 2) из вмещающих пород и захороненных в них подземных вод; 3) из мантии в составе флюидов. При незначительной обогащенности вмещающих толщ рудогенными компонентами последние, как показывают рассчитанные балансы, поступают в основном из зон высокотемпературного метаморфизма, метасоматической гранитизации или из мантии. При этом месторождения образуются в условиях зеленосланцевой фации в передней фронтальной части метаморфогенно-магматической колонны до внедрения палингенных гранитоидов и следующих за ними мантийных основных и ультраосновных интрузий. В современном эрозионном срезе донные части рудовмещающих синклиналиев, насыщенные гранитными интрузиями, расположены на 10—15 км ниже дневной поверхности. Следовательно, вертикальный диапазон таких систем составляет не менее 20 км, из которых на долю собственно рудных залежей приходится несколько сот метров.

Приведенные примеры наглядно иллюстрируют то обстоятельство, что для многих докембрийских гидротермальных месторождений деление на метаморфогенные и магматогенные является условным. Во всяком случае, между ними нет четкой границы, а критерии принадлежности к той или иной генетической группе остаются предметом дискуссий. В раннем докембрии есть представители постмагматических рудных месторождений, но относительная их роль гораздо меньше, чем в фанерозое. То же самое можно сказать об плутоногенных рудообразующих системах, связанных с внутрикоровыми сиалическими магмами.

Наиболее поздние гранитные интрузии архейских супракрустальных поясов нередко сопровождаются редкометальными пегматитами. Детальные исследования пегматитового поля Йеллоунайф-Болье, которые выполнил Р.Кретц, позволяют считать, что плутоны Стейпл и Дункан и сопровождающие их бериллий-литий-цезий-танталовые жилы могут рассматриваться как праобраз рудообразующих систем "гранитный интрузив — надынтрузивная зона", имеющих широкое распространение в фанерозойских складчатых поясах и областях тектономагматической активизации.

В гл. III было отмечено, что в районе Шеллефте нижнепротерозойская осадочно-вулканогенная толща рассматривается Д.Рикардом как островодужная и что медно-порфировое оруденение в гидротермально измененных гранодиоритах и кварц-полевошпатовых порфирах обнаруживает значительное сходство с медно-порфировыми месторождениями фанерозоя. Канадские геологи не раз сообщали об открытии медно-порфирового оруденения в поясе Абитиб. Но масштабы его сравнительно невелики, и ни в том, ни в другом районе нет сочетания

всех элементов медно-порфировой системы, т.е. пегматитов в породах главной интрузивной фазы, медной и молибденовой минерализации в гидротермально измененных гранит-порфирах, железных и полиметаллических руд в карбонатных породах внешней части интрузий, залежей самородной серы, пирита и марказита в вулканических кратерах. И в этом автор видит одно из проявлений эволюции процессов рудообразования в связи с общим направленным развитием структур земной коры в докембрии.

\* \*  
\* \*

1. Познание глубинного строения древней континентальной земной коры сопряжено со значительными трудностями, поскольку геофизические наблюдения на поверхности, в том числе сейсмические, отражают ее современное состояние. Этим объясняется тот факт, что региональные тектонические структуры докембрия лишь в редких случаях коррелируются с мощностью и другими параметрами коры.

2. Геологические исследования архейских и раннепротерозойских комплексов и результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины не согласуются с представлением о том, что на материках гранитный слой повсеместно подстилается базальтовым слоем. Новые данные позволяют отказаться от упрощенных геолого-геофизических моделей строения континентальной земной коры и считать, что ее нижняя часть сложена главным образом раннедокембрийскими комплексами пород, испытывавшими неоднократное воздействие более поздних процессов.

3. Структурно-петрологическое изучение керна Кольской сверхглубокой скважины доказывает, что в одном и том же блоке древней континентальной коры на разных этапах геологической истории термодинамические параметры могут варьировать и даже на больших глубинах могут возникать зоны высокой проницаемости, благоприятные для рудообразования.

4. Обобщение полученных в последние годы фактов меняет сложившиеся представления о нижней границе рудных концентраций в земной коре. В условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности могут сохраняться дометаморфические осадочные, вулканогенные, магматические месторождения и в результате более поздних метаморфических и гидротермальных процессов возникать новые месторождения.

5. Формирование рудных месторождений в докембрии не ограничивалось тем объемом земной коры, в котором они располагаются. Начиная с раннего архея оно было связано с развитием эндогенных рудообразующих систем, соединявших мантийные и внутрикоровые источники рудных компонентов, пути миграции рудоносных расплавов и флюидов и собственно месторождения. Некоторые типы рудообразующих систем возникали на протяжении всей геологической истории, другие были присущи только докембрию, например плутоногенные системы с источниками в истощенной верхней мантии, плутонометаморфогенные системы, рудные компоненты которых поступали из внутрикоровых очагов и геохимически специализированных осадочных толщ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние 10–15 лет в изучении тектоники и рудоносности докембрия произошли большие изменения. Обширные новые данные получены по архейским и протерозойским структурам Австралии, Востока СССР, КНР. С новых позиций интерпретирована тектоническая и металлогеническая зональность Балтийского, Канадского и Украинского щитов, Богемского срединного массива. Открыты и детально изучены ранее неизвестные типы рудных месторождений — сульфидные никелевые в ассоциации с коматиитами, урановые в зонах межформационного несогласия, редкометальные в щелочных метасоматитах.

Появляется все больше геологических и геохронологических доказательств того, что сиалическая кора уже в начале архея обладала латеральной неоднородностью и формирование более молодых структур сопровождалось ее рифтогенезом. Однако рифтогенез создавал лишь предпосылки для рудообразующих процессов, которые были связаны с седиментацией, вулканизмом, интрузивным магматизмом и метаморфизмом. Поэтому группировка рудоносных структур докембрия должна отражать не только историю их развития, но также вещественное содержание.

Сопоставление материалов по Алданскому, Балтийскому, Западно-Австралийскому, Канадскому, Сино-Корейскому щитам и другим областям показывает, что региональные рудоносные структуры докембрия, как и фанерозоя, принадлежат к трем последовательно возникающим группам: конструктивной, стабильной и деструктивной. Формирование конструктивных структур — архейских супракrustальных, протерозойских подвижных и фанерозойских складчатых поясов — было связано с накоплением субмаринных осадочно-вулканогенных толщ и последующей складчатостью, метаморфизмом, интрузивным магматизмом. Стабильные структуры — протоплатформы, древние и молодые платформы — отличают осадочно-вулканогенные чехлы, возникшие в условиях спокойного опускания фундамента. Для деструктивных структур — областей протоактивизации, тектономагматической активизации и континентального рифтогенеза — характерны глыбовые перемещения, субаэральные вулканизм и осадконакопление, внедрение мантийных интрузий, повторный метаморфизм более древних комплексов пород.

Локальные рудоносные структуры с генетических позиций могут быть подразделены на семь серий: эрозионную, седиментогенную, вулканогенную, плутоногенную, метаморфогенную, деформационную и полигенную. Одни из них пользуются "сквозным" развитием в ходе геологической истории и характеризуют группы в целом, другие типичны для определенных региональных структур, третьи возникают в различной геотектонической обстановке [5].

Группу региональных конструктивных структур выделяет широкое распространение локальных субмаринных седиментогенных и вулкано-

генных структур, преобразование значительной их части в полигенные структуры в результате складчатости и метаморфизма, максимум которого приходится на протерозой, возрастание в ходе геологической истории роли деформационных и плутоногенных структур.

"Сквозное" развитие в конструктивной группе имеют колчеданосные вулканогенные структуры: депрессии на флангах щитовых вулканов, на склонах и в центральных частях стратовулканов, кальдеры и жерла, контактные зоны экструзивов и субвулканических тел, связанные с магмовыводящими разломами и т.д. (Биг-Стабби, район Норанда). При наложении складчатости сначала происходит изменение их пространственной ориентировки без существенных изменений рудных тел. При более интенсивных деформациях вулканоструктуры и колчеданные залежи вовлекаются в складчатость с полной утратой первичных форм и частичным переотложением руд (Холодненское, Хонтоушаньское месторождение). Но в некоторых случаях колчеданные месторождения сохраняются и в обстановке гранулитовой фации (Брокен-Хилл).

Вместе с тем каждому из трех типов конструктивных структур присущи свои типы локальных структур и сопряженных с ними рудных месторождений. В архейских супракрустальных поясах это сульфидные никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами (район Камбалда) и гидротермальные месторождения золота (Калгурли, Колар, Сигма), в раннепротерозойских подвижных поясах — богатые рудные залежи в железистых кварцитах (Кривой Рог), золоторудные месторождения в черных сланцах и золото-урановые месторождения в зонах несогласия (Рейнджер), в позднепротерозойских складчатых поясах — стратиформные месторождения кобальта, никеля, меди, урана (Катангский пояс). Все они обладают неповторимыми чертами не только с генетических, но и со структурных позиций.

В осадочно-вулканогенных чехлах протоплатформ, относящихся к стабильной группе, наиболее распространены локальные структуры седиментогенной серии, почти не претерпевшие изменений в последующие периоды. Яркими примерами служат золотоносные и ураноносные конгломераты Витватерсранда, медистые песчаники Удокана, железистые кварциты Хамерсли. Однако палеогеографические реконструкции для областей размыва, установление источников рудных компонентов и механизма их миграции наталкиваются на большие трудности. Неясны и локальные факторы контроля стратиформного свинцово-цинкового оруденения в терригенно-карбонатных отложениях древних платформ (Юдомо-Майский прогиб). В ходе геологической истории экзогенные рудообразующие процессы подвержены более резким изменениям, чем эндогенные, поскольку они зависят от состава атмосферы, водной оболочки, от климата и т.д. Этим, вероятно, объясняется то обстоятельство, что на протоплатформах и платформах не удастся выделить локальных структур "сквозного" развития с определенным типом рудной минерализации.

Группа деструктивных региональных структур, в которую входят области протоактивизации и тектономагматической активизации, наоборот, отличается преобладанием локальных плутоногенных и деформационных структур. Кроме того, в этой группе представлены наземные вулканогенные, метаморфогенные и полигенные структуры.

Для деструктивной группы и целом характерны полиформационные магматические комплексы центрального типа. Эти комплексы весьма разнообразны по сочетаниям изверженных пород и внутреннему строению, но две главные их особенности сохраняются неизменными: мантийное происхождение и высокая механическая активность расплавов, определяющие локальные закономерности размещения магматических и постмагматических руд редких металлов, флогопита, магнетита, апатита (Палабора, Ковдор, Хибины).

Протоактивизация консолидированных блоков земной коры сопровождалась внедрением расслоенных ультраосновных—основных интрузий. С ними связаны: стратифицированные залежи раннемагматических хромитовых, платиновых, титановых, никелевых руд; системы дизъюнктивных нарушений в эндо- и экзоконтактах рудоносных плутонов, контролирующие размещение позднемагматических медно-никелевых и других руд; трещинные надъинтрузивные зоны, вмещающие постмагматическое редкометальное оруденение (Бушвельдский комплекс, Садбери, Чинейский массив). Для областей протоактивизации характерны также рудоносные щелочные метасоматиты в крупных длительно развивающихся разломах кристаллического фундамента. Иногда разломы фундамента объединяются едиными ореолами гидротермальных изменений с межформационными никель-урановыми месторождениями. По морфологическим признакам соответствующие локальные рудоносные структуры могут быть названы комбинированными, а с генетических позиций — полигенными, так как их нижние части принадлежат к деформационной серии, а верхние — к седиментогенной (район Атабаска).

Наконец, для областей тектономагматической активизации типоморфными являются радиально-концентрические сводовые поднятия, контролирующие размещение молодых интрузий и рудных месторождений (Центрально-Алданский район), и системы крупных разрывных нарушений, пересекающих докембрийский фундамент и определяющих локализацию гидротермальных урановых и свинцово-цинковых руд (Богемский, Родопский массивы). Влияние докембрийских комплексов на размещение молодого оруденения проявляется в виде литологического контроля, а также унаследования молодыми разрывами более древних разломов с проявлением в них совмещенной вертикальной структурной зональности.

Следует отметить, что границы между разными группами, сериями и типами рудоносных структур в ряде случаев проводятся с известной долей условности. Это объясняется не только неодинаковой степенью изученности тех или иных регионов, но также несовершенством крите-



риев определения былых геодинамических обстановок. Труднее всего установить, с чем связан повторный метаморфизм раннедокембрийских комплексов, когда он происходит в условиях высоких температур и сопровождается гранитизацией. Наглядными примерами служат центральная часть Алданского щита и Байкальский полиметаморфический пояс.

Отсутствием однозначных критериев и методов палеотектонических реконструкций во многом обусловлены дискуссии о геотектонической природе одних и тех же структур, будь то Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона или пояс Томпсон, и о возможности распространения на докембрий геотектонических моделей, разработанных для фанерозоя. Изложенные в книге фактические данные не позволяют автору отдать предпочтение ни геосинклинальной теории, ни новой глобальной тектонике, поскольку ни та, ни другая не объясняют всего многообразия и специфики рудоносных структур архея и раннего протерозоя.

Как уже отмечалось, главную трудность для новой глобальной тектоники и мобилистского варианта геосинклинальной теории создает существование в раннем докембрии мощной сиалической коры при отсутствии осадочно-вулканогенных толщ, которые можно было бы отождествлять с океаническими. В рамках геосинклинальной концепции наглядно прослеживается эволюция архейских супракрустальных, протерозойских подвижных и фанерозойских складчатых поясов. Но первые платформенные чехлы появились 2,5–3 млрд. лет назад и ни одна из многочисленных мобилистских моделей не объясняет сложной внутренней структуры гранит-зеленокаменных областей (Западно-Австралийский, Каапваальский, Чаро-Олекминский кратоны).

В раннем протерозое отчетливо выделяются три группы региональных рудоносных структур, сопоставимых с фанерозойскими геосинклиналями, платформами и областями тектономагматической активизации или, соответственно, с краевыми и внутренними частями континентальных литосферных плит. Но история развития, геологические формации и рудные месторождения многих протерозойских подвижных поясов не укладываются в общую схему прогибания, складчатости и поднятия (Криворожский бассейн, пояса Маунт-Айза, Пайн-Крик). Отдельные пограничные структуры нижнего протерозоя обоснованно рассматриваются как древние континентальные окраины (Ладожско-Ботнический пояс, Ачитканский вулканический и Байкало-Витимский подвижный пояс, пояс Томпсон). Однако представление о том, что ранее существовавшая океаническая кора скрыта под покровом островодужных и шельфовых формаций, нуждается в подтверждении.

Привлекает внимание идея о связи на континентах магматических комплексов центрального типа и расслоенных ультраосновных—основных интрузий с горячими точками. В этом случае приходится делать вывод о том, что на Кольском полуострове и в Чаро-Удоканском районе горячие точки функционировали с конца архея, а этот вывод огра-

ничивает мобилистские интерпретации Печенга-Имандра-Варзугской шовной зоны и юго-восточного обрамления Сибирской платформы.

В последние годы происходит пересмотр сложившихся представлений о глубинном строении древней континентальной земной коры, и в этой области также возникают новые пока нерешенные вопросы. Появляется все больше данных о том, что геофизические наблюдения на поверхности отражают современное состояние ее глубинных зон и ее нижняя часть сложена в основном раннедокембрийскими комплексами, испытавшими неоднократное воздействие более поздних процессов. Проходка Кольской сверхглубокой скважины опровергла вывод о присутствии на Балтийском щите единого базальтового слоя и обнаружила рудную минерализацию на недоступных ранее отметках. Исследования ядра позволили объяснить вертикальную зональность оруденения последовательным наложением одних процессов на другие и оценить изменения параметров этих процессов в ходе геологической истории.

Тем самым доказана необходимость эволюционного подхода и при изучении глубинных зон земной коры, в том числе при изучении эндогенных рудообразующих систем, объединяющих источники рудных компонентов, рудогенерирующие магматические очаги и метаморфические зоны, пути движения рудоносных расплавов и флюидов и собственно месторождения.

Приведенная в табл. 11 группировка эндогенных рудообразующих систем учитывает генетическую принадлежность отдельных групп и предполагаемые для них источники рудных компонентов. Однако эти источники могут располагаться на разных уровнях верхней мантии и коры, подъем магматических расплавов и флюидов может быть вызван разными причинами и непосредственно в области рудообразования эндогенные процессы могут взаимодействовать с экзогенными.

С учетом этих замечаний более детальная систематика эндогенных рудообразующих систем докембрия и фанерозоя включает 6 групп (I – VI) и 16 подгрупп (I – а, I – б, I – в и т.д.), а именно:

I – вулканогенная: I – а – ликвационно-вулканическая коматиитовая с магматическими никелевыми месторождениями, I – б – эксгальационно-осадочная базальтоидная с колчеданными месторождениями меди, цинка, свинца и железистыми кварцитами, I – в – эксплозивно-вулканическая базальтоидная со скарновыми месторождениями железа, I – г – поствулканическая андезит-риолитовая с гидротермальными месторождениями золота, серебра, урана, молибдена, флюорита;

II – вулканоплутоногенная: II – а – покровно-силловая долерит-пикритовая с магматическими медно-никелевыми месторождениями, II – б – экструзивно-интрузивная андезит-гранодиоритовая с гидротермальными месторождениями меди, молибдена, золота, олова, скарновыми месторождениями свинца, цинка;

III – плутоногенная: III – а – трубчатая кимберлит-лампроитовая с алмазами, III – б – расслоенная габброперидотитовая с магматически-

ми месторождениями хрома, платины, титана, III-в — кольцевая перидотит-сиенитовая с магматическими и карбонатитовыми месторождениями фосфора, железа, меди, редких металлов, III-г — надынтрузивная гранитоидная с гидротермальными и скарновыми месторождениями олова, вольфрама, молибдена, железа;

IV—метаморфогенная: IV-а — ортометаморфическая с мусковитовыми пегматитами, скарновыми месторождениями флогопита, IV-б — постметаморфическая с гидротермальными месторождениями золота, урана, бериллия;

V — седиментационно-гидротенная: V-а — внутрiformационная со стратиформными месторождениями свинца и цинка, V-б — межформационная с урановыми месторождениями в зонах стратиграфического несогласия;

VI — экзотическая: VI-а — импактно-плутоническая с магматическими месторождениями никеля и меди, VI-б — гидравлически-диапировая со стратиформными и гидротермальными месторождениями свинца и цинка.

В последние годы в Советском Союзе и за рубежом успешно создаются генетические модели эндогенных рудных месторождений и рудных формаций. Построение генетических моделей эндогенных рудообразующих систем ставит перед исследователями новые почти неразработанные вопросы — о закономерностях сочетания в одних и тех же системах месторождений разных полезных ископаемых, принадлежащих к разным генетическим типам, о реконструкции физико-химических параметров среды рудообразования на разных этапах геологической истории, о привязке теоретических моделей к конкретным геологическим разрезам.

Принципиально новые возможности в этом отношении открывает широкая программа изучения земной коры и верхней мантии на территории СССР [7]. В ее основе — сеть взаимно увязанных геофизических профилей, опирающихся на опорные сверхглубокие и глубокие скважины, в том числе в рудных районах: на Кольском полуострове, Среднем Урале, в Кривом Роге, Мурунтауском, Норильском и других районах. Комплексные исследования керна этих скважин позволяет получить обширную новую информацию о составе и состоянии вещества в нижних частях континентальной земной коры, разработать трехмерные модели рудоносных структур разных типов, усовершенствовать научные основы прогнозирования и поисков скрытых месторождений в районах действующих горнорудных предприятий.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Киев, Наукова думка, 1981.
2. *Глубинное* строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М., Наука, 1983.
3. *Докембрий* и проблемы формирования земной коры. М., Наука, 1978.
4. *Казанский В.И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
5. *Казанский В.И.* Эволюция региональных и локальных рудоносных структур. — В кн.: Эндогенные рудообразование. М., Наука, 1985, с. 134–142.
6. *Карта* тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000. Объяснительная записка. М., Наука, 1974.
7. *Кольская* сверхглубокая. М., Недра, 1984.
8. *Логачев Н.А., Зорин Ю.А.* Строение и стадии развития Байкальского рифта. — В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Тектоника. Доклады Т. 7, М., Наука, 1984, с. 126–134.
9. *Магматические* формации в эволюции литосферы/ О.А.Багатилов, А.М. Борсук, Ю.И. Дмитриев и др. — Изв. АН СССР. Сер.геол., 1983, № 1, с. 3–16.
10. *Медно-никелевые* месторождения Балтийского щита. Л., Наука, 1985.
11. *Металлогения* восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1980.
12. *Металлогения* раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984.
13. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983.
14. *Минеральные* месторождения докембрия. Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 8, М., Наука, 1982.
15. *Митчел А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984.
16. *Моралев В.М.* Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М., Наука, 1986.
17. *Проблемы* металлогении докембрия. Л., Наука, 1978.
18. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры. Л., Недра, 1981.
19. *Рудоносные* структуры докембрия. М., Наука, 1982.
20. *Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории. Геол. рудн. месторожд., 1982, № 4, с. 3–20.
21. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М., Недра, 1985.
22. *Тектоника* Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000). М., Наука, 1980.
23. *Урановые* месторождения Чехословакии. М., Недра, 1984.
24. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1980.
25. *Эндогенное* оруденение древних щитов. М., Наука, 1978.
26. *Этапы* и типы эволюции докембрийской коры древних щитов/ К.О.Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский и др. Л., Наука, 1983.

27. *Archean geology*. Geological society of Australia. Spec. publication 7, 1981.
28. *Berthelsen A., Marker M.* Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic shield. *Tectonophysics*, 1986, v. 126, N 1, p.31–58.
29. *Boyle R.W.* Mineralization processes in Archean greenstone and sedimentary belts. Geological survey of Canada. Paper 75–15, 1976.
30. *Condie K.C.* Archean greenstone belts. Amsterdam, Elsevier, 1981.
31. *Gaal, G.* 2200 million years of crustal evolution; the Baltic shield. *Bull. Geol. Soc. Finland*. 100<sup>th</sup> anniversary volume, 1986, p. 41–83.
32. *Geology and metallogeny of Early Precambrian in China*. Changchun, Changchun College of Geology, 1984.
33. *The geology of the McClean uranium deposits, northern Saskatchewan*. R.H. Wallis, N. Saracoglu, J.J. Brummer, L.P. Golightly CIM bulletin, 1984, v. 70, N 864, p. 69–96.
34. *Goodwin A.M.* Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1977, v. 14, p. 2737–2759.
35. *Green A.G., Hajnal Z., Weber W.* An evolutionary model of the Western Churchill province and western margin of the Superior province in Canada and the north-central part of the United States. – *Tectonophysics*, 1985, v. 116, N 3–4, p. 281–322.
36. *Groves D.I. Leshner S.M. Gee R.D.* Tectonic setting of the sulphide nickel deposits of the Western Australian shield. In: *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*. London. The Institution of Mining and Metallurgy, 1984, p. 1–13.
37. *International symposium on Archean and Early Proterozoic geologic evolution and metallogenesis*. *Revista Brasileira de geociencias*, 1982, v. 12, N1,2,3
38. *Irvine T.N., Keith D.W., Todd S.G.* The L-M Platinum-Palladium reef of the Stillwater complex, Montana: II Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld complex. – *Economic geology*, 1983, v. 78, N7, p. 1287–1334.
39. *Lambert I.B., Groves D.I.* Early Earth evolution and metallogeny. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, v.8, Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 339–447.
40. *Metamorphism in the Canadian shield*. *Geol. Survey of Canada*, Paper 78–10, 1978.
41. *Naldrett A.J.* Geochemistry of the Sudbury Igneous Complex: A Model for the Complex and Its Ores. In: *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Springer-Verlag, 1986, p. 91–110.
42. *Needham R.S.* Alligator River. Canberra, Australian government publishing service, 1984.
43. *Perkins W.C.* Mount Isa silica dolomite and copper deposits: the result of syntectonic hydrothermal alteration system. *Economic geology*, 1984, v. 79, N 4, p. 601–637.
44. *Proceedings of the conference on the metallogeny of the Precambrian*. Prague, Geological survey, 1986.
45. *Proterozoic basins of Canada*. Geological survey of Canada, Paper 81–10, 1981.
46. *Queensland geology* / R.W. Day, W.G. Whitaker, C.G. Murray et.al. Geological survey of Queensland, Publication 383, 1983.

47. *Rutland R.W.R.* On the growth and evolution of continental crust: a comparative tectonic approach. Journal and proceedings, Royal society of New South Wales, 1982, v. 115, p. 33-60.

48. *Sawkins T.J.* Metall deposits in relation to plate tectonics. Berlin etc., Springer, 1984.

49. *Stevens B.P.J.* Post-depositional history of the Willama supergroup in the Broken Hill block, NSW. Australian Journal of Earth sciences, 1986, v.33, p. 73-98.

50. *Windley B.F.* The evolving continents. London, John Wiley and sons, 1977.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абитибн, супракрустальный пояс 44-54
- Акитканский вулканический пояс 155-162
- Аньшанский рудный район 61-63
- Архейские супракрустальные пояса 27-28, 32-72, 253-254
- Атабаска, впадина 168-177, 229-230
- Байкальская рифтовая система 200-204
- Богемский массив 193-197
- Брокен-Хилл, месторождение свинца, цинка, серебра 95, 256-258
- Бушвельдский комплекс 142-144, 266-268
- Великая Дайка Зимбабве 138-142
- Витватерсранд, впадина 117-122
- Геосинклинали 6-9, 12-13, 14-15
- Гренвиллский фронт 53, 225-226
- Даванская зона смятия 160-161
- Деструктивные структуры 27-30, 253-254
- Древние платформы 6-9, 27-29, 115-117, 131, 253-254
- Западно-Австралийский кратон 34-44, 237, 239
- Зеленокаменные пояса 14-15, 32-34
- Йилгарнский блок 38-43
- Карнатака, кратон 54-59
- Катангский подвижный пояс 108-113
- Кимберли, блок 233-235
- Ковдорский комплекс 183-185
- Кодаро-Удоканский прогиб 125-131, 211-214
- Колар, рудное поле 57-59
- Кольская сверхглубокая скважина 241-250
- Конструктивные структуры 27-30, 253-254
- Коталахти, рудный район 91-92
- Криворожский бассейн 75-85
- Ладожско-Ботнический подвижный пояс 85-94, 230-231
- Маунт-Айза, подвижный пояс 94-103
- Норанда, рудный район 48-50
- Области тектономагматической активизации 15, 27-29, 177-199, 253-254
- Области протоактивизации 16, 27-29, 135-177, 253-254
- Олокитский прогиб 216-218
- Оутокумпу, рудный район 88-90
- Пайн-Крик, подвижный пояс 103-108
- Палабора, комплекс 144-146
- Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона 146-154, 230-233
- Печенгский рудный район 149-154, 244
- Пилбара, блок 35-38
- Пограничные структуры 204-235
- Протогеосинклинали 6, 14-15, 73-74
- Протерозойские подвижные пояса 27-29, 72-114, 253-254
- Протоплатформы 6, 27-29, 114-115, 117-131, 253-254
- Пришибрамское месторождение урана, свинца, цинка 196-197
- Рифтовые структуры 16, 27-30, 253-254
- Родопский массив 198-199
- Садбери, массив 222-225
- Саксаганское рудное поле 79-80, 82
- Сарданский рудный район 133-134
- Северо-Байкальский полиметаморфический пояс 162-168
- Северо-Ляонинский кратон 59-64
- Сибирская платформа 177-181, 207-219
- Стабильные структуры 27-29, 253-254
- Становая область 65, 68-69, 209-210
- Становика-Джугджура подвижный пояс 66, 209-210
- Сьюпириор, кратон 44-54, 220-222, 226-228
- Тектоника литосферных плит 13-14, 205-207, 230-233, 240
- Томпсон, подвижный пояс 226-229
- Удоканское месторождение меди 129-131, 211, 214-215
- Уилуна-Норсман, супракрустальный пояс 40-43

Фискенессет, комплекс 256–257

Хамерсли, бассейн 122–125

Хибинский массив 185–186

Холодинское месторождение цинка,  
свинца 216–218

Хонтоушань, месторождение меди,  
цинка 63–64

Центрально-Алданский рудный район  
187–193

Чаро-Олекминский кратон 65–71,  
210–212

Чаро-Токкинский рудный район 69–  
70

Чаро-Удоканский рудный район 210–  
215

Шелефте, рудный район 91–94, 230

Шинколобве, месторождение урана, ко-  
бальта, никеля 111–112

Эллиот-Лейк, впадина 220–222

Эндогенные рудообразующие системы  
262–273

Юдомо-Майский прогиб 131–135

Южно-Ляонинский подвижный пояс  
61–62, 269–270



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Глава I . Исторические аспекты тектоники и металлогении докембрия. . . . .</b>	<b>5</b>
Возникновение и развитие континентальной земной коры . . . . .	5
Распределение рудных месторождений во времени . . . . .	17
Металлогенические провинции и эволюционные ряды региональных рудоносных структур . . . . .	25
<b>Глава II. Архейские супракрустальные пояса . . . . .</b>	<b>32</b>
Общая характеристика . . . . .	32
Западно-Австралийский кратон . . . . .	34
Кратон Сьюпириор . . . . .	44
Кратон Карнатака . . . . .	54
Северо-Ляонинский кратон . . . . .	59
Чаро-Олекминский кратон . . . . .	65
<b>Глава III. Протерозойские подвижные пояса . . . . .</b>	<b>72</b>
Общая характеристика . . . . .	72
Криворожский бассейн . . . . .	75
Ладожско-Ботнический пояс . . . . .	85
Пояс Маунт-Айза . . . . .	94
Пояс Пайн-Крик . . . . .	103
Катангский пояс . . . . .	108
<b>Глава IV. Протоплатформы и древние платформы. . . . .</b>	<b>114</b>
Общая характеристика . . . . .	114
Впадина Витватерсранд . . . . .	117
Бассейн Хамерсли . . . . .	122
Кодаро-Удоканский прогиб . . . . .	125
Юдомо-Майский прогиб . . . . .	131
<b>Глава V. Области протоактивизации . . . . .</b>	<b>135</b>
Общая характеристика . . . . .	135
Великая Дайка Зимбабве, Бушвельд и комплекс Палабора . . . . .	138
Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона . . . . .	146
Акитканский вулканический пояс . . . . .	155
Северо-Байкальский полиметаморфический пояс . . . . .	162
Впадина Атабаска и ее обрамление . . . . .	168
<b>Глава VI. Области тектономагматической активизации и рифтогенеза . . . . .</b>	<b>177</b>
Общая характеристика . . . . .	177
Палеозойские интрузии Кольского полуострова . . . . .	183
Мезозойские структуры Центрально-Алданского района . . . . .	187
Богемский и Родопский массивы . . . . .	193
Байкальская рифтовая система . . . . .	200
<b>Глава VII. Пограничные структуры и их рудоносность . . . . .</b>	<b>204</b>
Общая характеристика . . . . .	204

Южное обрамление Сибирской платформы . . . . .	207
Южное обрамление Канадского щита . . . . .	219
Другие регионы . . . . .	226
<b>Глава VIII. Глубинное строение континентальной земной коры и рудообразование . . . . .</b>	<b>236</b>
Геолого-геофизические модели земной коры . . . . .	236
Строение и рудоносность земной коры в разрезе Кольской сверхглубокой скважины . . . . .	241
Эволюция земной коры и распределение рудных месторож- дений по глубинным уровням . . . . .	251
Эндогенные рудообразующие системы . . . . .	262
Заключение . . . . .	274
Список литературы . . . . .	280
Предметный указатель . . . . .	283

## ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

Издательство "Недра" готовит  
к выпуску в 1989 году новые книги

Белоусов В.В. **ОСНОВЫ ГЕОТЕКТОНИКИ.** — 2-е изд., перераб. и доп. 28 л. 4 р. 20 к.

Рассмотрены типы тектонических движений, закономерности их развития в пространстве и во времени, сочетания с магматическими и метаморфическими процессами, общие проблемы развития земной коры и современные представления об этом. Во втором издании (1-е изд. — 1975) по-новому изложены история океанов и морей, глубинное строение земной коры и верхней мантии, их связь с тектоническими структурами. Более полно изложена тектоника плит. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной коры описаны на основе новых геодезических данных. Большое внимание уделено сдвигам и крупным надвигам, складчатости, переходным зонам между континентами и океанами.

Для геологов, занимающихся общей геотектоникой, изучением геологического строения крупных регионов, поисками полезных ископаемых.

План 1989 г., № 46.

Фекличев В.Г. **ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ МИНЕРАЛОВ.** Справочник. 35 л. 2 р. 10 к.

Приведена количественная диагностическая информация о минералах. Собраны все количественные свойства (константы) минералов, по которым ведется их диагностика: кристалло-структурные, рентген-дифракционные, оптические, механические. Распределены минералы по характерным группам (прозрачные, рудные, дисперсные и др.). Рассмотрены все известные минеральные виды, разновидности и изоморфные группы (около 4000). Дана информация в виде справочных таблиц и ввода в ЭВМ при организации банков данных для автоматической диагностики минералов и организации автоматической справочной службы.

Для геологов, минералогов, геохимиков, горняков, металлургов, а также специалистов, занимающихся автоматической диагностикой минералов.

План 1989 г., № 47.

*Интересующие Вас книги можно заказать в магазинах книготорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства "Недра", адреса которых приведены в аннотированном плане, а также через отделы "Книга — почтой" центральных магазинов: № 115—117334, Москва, Ленинский проспект, 40, Дом научно-технической книги; № 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61.*

Издательство "Недра"

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Казанский Вадим Иванович

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ДОКЕМБРИЯ

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*  
Редактор издательства *Л.А. Журавлева*  
Переплет художника *Ю.Г. Черепанова*  
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Н.С. Анашкина*  
Корректор *И.П. Розанова*  
Оператор *Н.В. Боброва*  
ИБ № 7060

---

Подписано в печать 01.02.88. Т-07917. Формат 60x90 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 2.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Пресс-роман". Печать  
офсетная. Усл.печ. л. 18,0. Усл. кр.-отт. 18,0. Уч- изд.л. 20,85. Тираж 1070 экз.  
Заказ 327 /1243-2. Цена 3 р. 70 к.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
300600, г. Тула, проспект Ленина, 109

3b.70K

4976