

ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ТРОГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
БАЙКАЛО-
АМУРСКОГО
РЕГИОНА
И ИХ
МЕТАЛЛОГЕНИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ БАМа
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МЕЖДУНАРОДНАЯ
ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ 91
«МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ»

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
BAM PROBLEMS SCIENTIFIC COUNCIL
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
INTERNATIONAL
GEOLOGICAL
CORRELATION
PROGRAMME
THE PROJECT 91
«METALLOGENY OF THE PRECAMBRIAN»

PRECAMBRIAN
TROUGH
STRUCTURES
OF THE BAIKAL-AMUR
REGION AND
THEIR METALLOGENY

Editor-in-chief
acad. V. A. Kuznetsov



NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
1985

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТРОГОВЫЕ СТРУКТУРЫ БАЙКАЛО-АМУРСКОГО РЕГИОНА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Ответственный редактор
акад. В. А. Кузнецов*

4350



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск: Наука, 1985.

Открытие докембрийских троговых структур, в том числе аналогов архейских зеленокаменных поясов, и установление связи с ними различных рудных месторождений — важный этап в изучении геологии Восточной Сибири. В сборнике впервые в наиболее полном объеме сведены новейшие данные о геотектоническом положении, внутреннем строении, геологических формациях, специфике магматизма и метаморфизма, геохимических характеристиках, рудных формациях, условиях образования и локализации оруденения в различных типах троговых структур Байкальской горной области, Алдано-Становой области, Енисейского кряжа, а также сходных с ними рудоносных структур европейской части СССР.

Книга представляет интерес для тектонистов, петрологов, геохимиков, специалистов в области рудных месторождений, всех геологов, занимающихся исследованием древнейших комплексов Земли.

Рецензенты

А. М. Боровиков, Г. В. Поляков

Редакционная коллегия

д-р геол.-мин. наук Ч. Б. БОРУКАЕВ, канд. геол.-мин. наук
Э. Г. ДИСТАНОВ, д-р геол.-мин. наук В. И. Казанский, канд.
геол.-мин. наук А. Д. НОЖКИН

Precambrian trough structures of the Baikal-Amur region and their metallogeny.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

The discovery of the Precambrian trough structures, including analogues of the Archean greenstone belts, and correlation of these with various ore deposits is an important stage of the geological studies carried out in East Siberia. The book reports the most comprehensive data dealing with geotectonic position, inner structure, geologic formations, specificity of magmatism and metamorphism, geochemical characteristics, ore formations, conditions of formation and lokalisation of ore mineralisation in various types of the trough structures situated in Baikalian Highland area, Aldan-Stanovoy region, Yenisei Ridge and similar ore-bearing structures from the European part of the USSR.

The book may be helpful for those dealing with tectonics, petrology, geochemistry and ore deposits as well as all researchers studying most ancient rock complexes of the Earth.

Reviewers

A. M. Borovikov, G. V. Polyakov

Editorial Board

dr. Ch. B. BORUKAEV, dr. E. G. DISTANOV, dr. V. I. KAZANSKY,
dr. A. D. NOZHKIN

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Восточной Сибири и Дальнего Востока в зоне влияния строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали привлекает внимание в связи с тем, что завершено сооружение трассы дороги и встают острые проблемы рационального хозяйственного освоения Байкало-Амурского региона, в том числе промышленного освоения его минеральных ресурсов.

Известно, что в этом регионе имеются крупные месторождения каменных углей, железных, медных и свинцово-цинковых руд, асбеста, слюды, апатита. Примыкающие к зоне БАМ районы перспективны на нефть, природный газ и калийные соли. Однако для рационального размещения промышленных узлов необходимо иметь более полную информацию о потенциальных возможностях региона в отношении всех полезных ископаемых. Есть основания полагать, что они еще далеко не исчерпаны.

Важная особенность геологии Байкало-Амурского региона заключается в широком развитии в его пределах древних метаморфических комплексов архея и протерозоя, слагающих Алданский щит и складчатую систему Станового хребта. Известно, что многие метаморфические комплексы древних кратонов ряда континентов — Африки, Австралии, Америки и других — исключительно богаты различными полезными ископаемыми. В них размещаются наиболее крупные, подчас уникальные, месторождения железных руд, золота, урана, медно-никелевых и колчеданных свинцово-цинковых руд. При этом намечается закономерная приуроченность месторождений не к гранито-гнейсовым массивам этих кратонов, а преимущественно к зеленокаменным поясам, по-видимому, рифтогенного характера.

Хотя геологическая изученность Байкало-Амурского региона еще недостаточна, на территориях Алданского щита и Становика выделяются древние докембрийские рифтоподобные троговые структуры, сходные с зеленокаменными поясами, выделенными в кратонах Австралии и других континентов. Намечается связь именно с ними железистых кварцитов Чаро-Токкинского района, а также проявлений медно-никелевого и колчеданно-полиметаллического оруденения. Как видно, докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона, их природа, происхождение и металлогения заслуживают детального исследования.

Большое значение в геологическом строении Байкало-Амурского региона имеют крупные разломы различного типа, в том числе зоны глубинных разломов. Для зон разломов характерны проявления эндогенной минерализации различного типа, в том числе медно-молибденового и редкометалльного оруденения, связанного с мезозойской тектономагматической активизацией докембрийских и палеозойских структур. Проблема эндогенного оруденения, связанного с разломами, была предметом обсуждения специального совещания, проведенного в 1980 г. (Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. — М.: Наука, 1982. — 203 с.). В данном сборнике приведены материалы по геологии и особенностям металлогении докембрийских троговых структур Байкало-Амурского региона, обсуждавшиеся на совещании, проведенном 19—21 апреля 1983 г. в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР (г. Новосибирск).

Академик В. А. Кузнецов

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТРОГИ: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

Выделение докембрийских троговых структур и доказательство связи с ними железистых кварцитов, колчеданных свинцово-цинковых, сульфидных медно-никелевых, редкометальных месторождений явилось важным этапом в изучении геологии и металлогении Восточной Сибири [Глуховский, 1973; Красный, 1980; Кузнецов, 1983; Миронюк и др., 1971; Моралев и др., 1982; Петров, 1976; Рассказов, Ялынычев, 1972; Федоровский, Лейтес, 1968].

Большинство исследователей рассматривают докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона в качестве аналогов архейских зеленокаменных поясов, с которыми в Австралии, Канаде, Южной Африке связаны выдающиеся рудные месторождения. Существуют и другие точки зрения: об их принадлежности к особому типу протоавлакогенов, протоорогенных прогибов и т. д. Некоторые исследователи отрицают их автономное развитие. Разным оказывается и возраст структур, относимых к числу троговых: от 3,5 до 1 млрд. лет.

Разнообразие точек зрения на геотектоническую природу этих структур объясняется неодинаковым толкованием терминов «трог» и «троговый комплекс», трудностями надежного доказательства конседиментационной природы раннедокембрийских прогибов и поднятий, интенсивным и многократным проявлением метаморфизма в фундаменте Сибирской платформы и ее обрамлении.

В этой связи представляют интерес сравнительные данные по другим территориям, полученные в результате исследований по проекту «Металлогения докембрия» Международной программы геологической корреляции. Они помогают определить положение докембрийских трогов Байкало-Амурского региона в общем ряду рудоносных структур материков и обосновать вывод о формировании разных их типов в различных геотектонических условиях.

ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

В основе современных металлогенических концепций лежит идея о направленном эволюционном формировании земной коры и заключенных в ней полезных ископаемых. В последние годы получены убедительные доказательства того, что континентальная кора существовала уже в начале архея. В развитии этой коры в докембрии намечаются две тенденции [Казанский, 1982]. Одна из них связана с отложением субмаринных осадочно-вулканогенных толщ, их складчатостью, метаморфизмом и преобразованием в стабильные массивы. Другая — с разрушением консолидированной коры в обстановке сводово-глыбовых поднятий, наземного осадконакопления и вулканизма. Соответственно в зависимости от геотектонического режима и направленности развития докембрийские рудоносные структуры материков могут быть разделены на три последовательно возникающие группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. К первой группе относятся архейские зеленокаменные, или супракрустальные, протерозойские подвижные и рифейские складчатые пояса, ко второй — протоплатформы и древние платформы (на ранних этапах их развития), к третьей — области протоактивизации.

Важно подчеркнуть, что уже в архейских супракрустальных поясах представлен достаточно широкий набор рудных месторождений, который включает железистые кварциты, колчеданные месторождения цветных металлов, сульфидные медно-никелевые месторождения, стратиформные и постметаморфические гидротермальные месторождения золота, редкометальные гранитные пегматиты, медно-порфировые месторождения. В протерозойских подвижных поясах локализуются месторождения железистых кварцитов, колчеданные залежи свинца и цинка, метаморфогенные золото-урановые месторождения, флогопитоносные скарны, мусковитовые пегматиты, магматические месторождения титановых руд, в рифейских складчатых поясах — стратиформные месторождения кобальта, урана, меди, никеля, золота, свинца, цинка. Стабильные структуры земной коры отличаются резким преобладанием экзогенных месторождений — металлоносных россыпей, фосфоритов и др. В областях протоактивизации ведущее значение имеют гигантские расслоенные основные — ультраосновные интрузивы с магматическими месторождениями хрома, титана, платины, меди, никеля, рудоносные щелочные метасоматиты, магматические комплексы центрального типа с редкометальной минерализацией.

По мнению большинства исследователей, докембрийские троговые комплексы Байкало-Амурского региона накапливались в длительно развивавшихся прогибах, ограниченных разломами. Эти комплексы формировались как в субмаринных, так и в субаэральных условиях и отличаются большим разнообразием слагающих их пород — от базальтов и коматиитов до черных сланцев, аркозовых песчаников и конгломератов. Поэтому поиски аналогий не могут быть ограничены сравнением троговых структур с архейскими супракрустальными поясами. Несомненного внимания заслуживают также протерозойские подвижные пояса, протоплатформы и области протоактивизации.

АРХЕЙСКИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ПОЯСА

Еще недавно зеленокаменный пояс Абитибби на Канадском щите считался универсальной моделью архейской металлогении [Hutchinson *et al.*, 1971]. К настоящему времени установлено, что разрезы и возраст архейских супракрустальных поясов, характер их тектоники, интрузивного магматизма и метаморфизма подвержены значительным изменениям. Различной оказывается и их металлогеническая специализация. Но причины ее остаются неясными.

Следует заметить, что надежные доказательства залегания супракрустальных серий на спалическом основании получены для сравнительно молодых поясов с возрастом 3,0—2,6 млрд. лет. Вместе с тем уже в самых ранних поясах (3,7—3,5 млрд. лет) субмаринные осадочно-вулканогенные отложения представлены разнообразными и хорошо дифференцированными формациями. Так, в блоке Пилбара (Северо-Западная Австралия) раннеархейская группа Уарравуна начинается базальтами Норт-Стар, кремнистыми сланцами и базальтами Маунт-Ада общей мощностью 4 км, на которых выше по разрезу располагаются дацитовые лавы, агломераты и туфы, риолиты, андезиты, базальты мощностью 5 км (формация Даффер), а затем кремнистые сланцы, базальты, коматииты, кислые вулканиды, многократно переслаивающиеся между собой. Супракрустальные отложения блока Пилбара заполняют узкие килевидные синклинали, окаймляющие округлые в плане гранитоидные батолиты. Эти синклинали 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 вулканическими аппаратами формации Даффер связаны колчеданные свинцово-цинковые руды месторождения Бит-Стабби, с карбонатно-кремнистыми породами — стратиформное ба-

ритовое месторождение Норт-Пол. Возраст кислых вулканитов и колчеданных руд с помощью изохронного Rb/Sr, модельного Pb — Pb и других методов определен в 3,4—3,5 млрд. лет, а базальтов Норт-Стар по Sm/Nd методу — в 3560 ± 32 млн. лет [Hamilton e. a., 1981].

Тектонические структуры Йилгарнского блока, где сосредоточены наиболее крупные архейские золоторудные и никелевые месторождения Австралии, отличаются четкой линейностью и имеют относительно более молодой возраст. Тектонометаморфическая история гранито-гнейсов Йилгарнского блока датирована по цирконам с помощью U/Pb метода. Возраст ортокварцитов таким способом определен в 3440, древнейших гранитоидов — в 3250, раннего этапа метаморфизма — в 3180, мигматитов и посткинematических гранитоидов — в 2670—2530 млн. лет. В супра-крустальных поясах возраст исходных пород граувакковых серий с помощью Sm/Nd метода оценен в 3,1 млрд. лет, а наиболее молодых адамеллитов, прорывающих вулканогенно-осадочные толщи, — в 2640 ± 35 млн. лет. В их разрезе выделяются три ассоциации пород: мафическая — ультрамафическая вулканическая, кислая вулканическая и осадочная. Мафическая — ультрамафическая ассоциация состоит из толеитовых базальтов мощностью 5 км, никеленосных коматиитов, туфов и гравелитов основных пород, железистых кварцитов, черных кремнистых сланцев, силлов долеритов и габбро. Кислая вулканическая ассоциация представлена покровами дацитов, фельзитов и сопровождающих их пирокластических пород. Отдельные вулканические центры содержат игнимбриты, пепловые туфы, следовательно, возникли в субаэральной обстановке. Осадочная ассоциация обычно завершает разрез супра-крустальных отложений, но встречается также и на более низких его уровнях. К ней относятся конгломераты, песчаники, глинистые сланцы. Хотя супра-крустальные породы блока Йилгарн метаморфизованы обычно в диапазоне прениит-пумпеллиитовой зеленосланцевой фации и их первоначальный состав и соотношения уверенно распознаются даже в мощных зонах выветривания, вопрос о первоначальных границах бассейнов осадконакопления также остается открытым. Одни исследователи считают, что эти границы примерно совпадают с их контурами во время седиментации и вулканизма. Другие реконструируют единые более крупные прогибы, в которых накапливались субмаринные эффузивные и осадочные породы [Gee e. a., 1981; Nieuwland, Compston, 1981].

Сульфидным медно-никелевым месторождениям Западной Австралии посвящена обширная литература. И тем не менее многие аспекты их генезиса остаются дискуссионными [Marston e. a., 1981]. Дело в том, что кроме вулканогенных месторождений в ассоциации с коматиитами здесь обнаружены месторождения другого типа, залегающие в дунитовых дайках. Породы, вмещающие дайки, представлены не только основными и ультраосновными лавами, но также фельзитами, туфами, песчаниками. В дунитовых дайках отсутствует стратификация. Нет в них и спинифексовых текстурных зон, характерных для коматиитов. В геохимическом отношении, в частности по содержанию MgO, дуниты резко отличны от ультраосновных лав, вмещающих медно-никелевые руды. В первых оно устойчиво и чрезвычайно высоко (50%), а во вторых подвержено существенным колебаниям и в целом гораздо ниже. По мнению одних исследователей, дуниты внедрялись по крутопадающим тектоническим зонам после того, как супра-крустальные пояса подверглись складчатости и метаморфизму, другие считают, что первоначально дунитовые дайки служили каналами для перекрывающих коматиитов.

К этому следует добавить, что в районе Калгурли — Камбалда — Норсман на ограниченной площади в 1500 км² пространственно совмещены рудные месторождения близкого возраста, но различного генезиса, а именно: вулканогенные никелевые месторождения в ассоциации с коматиитами, гидротермальные месторождения золота, литиевые пегматиты. Первые образовались около 2,8 млрд. лет назад при подводных излияниях магматических расплавов, вторые по данным Rb/Sr метода имеют возраст $2675 \pm$

± 35 млн. лет и сформированы после складчатости и метаморфизма низкотемпературными гидротермальными растворами весьма глубинного происхождения, третьи датированы $Pb - Pb$ методом в 2640 ± 35 млн. лет и связаны с поздними интрузиями внутрикоровых гранитоидных магм. Следовательно, уже в конце архея в супракрустальных поясах функционировали сложные рудообразующие эндогенные системы, источники которых располагались на разных уровнях земной коры и верхней мантии.

Открытие сульфидных медно-никелевых месторождений в ассоциации с коматиитами стимулировало поиски аналогов супракрустального пояса Уилуна — Норсман в других регионах. Но они не везде привели к ожидаемым результатам. В частности, оказалось, что на Индостанском полуострове с ним могут быть сопоставлены только пояса саргурского типа, которые в значительной степени состоят из метаморфизованных ультраосновных пород [Naqvi e. a., 1981]. Эти пояса сопровождаются месторождениями и рудопроявлениями золота (Колар), хрома, титана, железа, однако в них не обнаружено промышленного никелевого оруденения. Вместе с тем на Китайской платформе в близких по возрасту супракрустальных осадочно-вулканогенных отложениях аньшаньской группы найдены крупные залежи медно-цинковых колчеданных руд. В северной части провинции Ляонин на месторождении Хунтоушань они прослежены на большую глубину в соответствии с общим крутым падением вмещающих эффузивных пород среднего и кислого состава. Руды имеют вулканогенное происхождение и подвергнуты региональному метаморфизму, как и на других архейских колчеданных месторождениях [Ghen Lu, Lin Lian Deng, 1982; Zhang Quisheng, 1982].

Для объяснения механизма возникновения и формирования архейских супракрустальных поясов предложено несколько моделей [Павловский, 1979; Сеницын, 1979; Condie, 1981; Grachev, Fedorovsky, 1981; Kröner, 1981]. Одни модели отождествляют стратиграфическую последовательность супракрустальных толщ с разрезами океанической коры и допускают, что эти толщи распространялись гораздо дальше их современных выходов. Согласно другим моделям, супракрустальные пояса связаны с рифтогенными структурами, островными дугами и т. д. Для палеотектонических реконструкций в последние 10—15 лет широко использовались геохимические характеристики современных вулканических пород. Сейчас значение этих характеристик как индикаторов геодинамического режима в раннем докембрии подвергается сомнению. Как уже отмечалось, в пределах Западно-Австралийского щита вопрос о первоначальных границах архейских супракрустальных поясов еще не решен. То же самое можно сказать о территории Каапваальского кратона и Канадского щита. И только для поздних терригенных отложений пояса Абитибиде получены доказательства того, что они накапливались в узких прогибах, ограниченных разломами, в результате размыва смежных приподнятых блоков и что именно к этим прогибам тяготеют архейские гидротермальные месторождения золота [Dimroth e. a., 1982].

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Согласно традиционной точке зрения, протерозойские подвижные пояса возникли в процессе достаточно далеко зашедшей эволюции континентальной коры и срезают архейские кратоны. Однако некоторые из них были заложены в начале архея. Так, в Южной Африке формирование сиалического основания кратона Зимбабве произошло 3,6 млрд. лет назад, а его супракрустальных поясов — в интервале 3,5—2,7 млрд. лет, в Каапваальском кратоне — соответственно 3,7 и 3,5—2 млрд. лет. В разделяющем их подвижном поясе Лимпопо осадочно-вулканогенные серии датируются 3,5—3,0 млрд. лет, а главные фазы складчатости и метаморфизма — 2,9—2,7 млрд. лет [Anhaeusser, 1976]. С помощью Rb/Sr метода воз-

раст наиболее древних «серых» гнейсов пояса Лимпопо определен в 3790 млн. лет. В течение архея они испытали несколько фаз деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом и интрузивной деятельностью [Frapp, 1981]. Немногочисленные пока факты такого рода позволяют предполагать, что комбинация крупных линейных прогибов и расположенных между ними примерно изометричных масс континентальной коры возникла на самых ранних этапах геологической истории.

В некоторых случаях протерозойские пояса унаследовали положение ранее существовавших прогибов архейского возраста. Тесная связь между ними подтверждается закономерной сменой геологических и рудных формаций, как это установлено Г. И. Каляевым и А. И. Стрыгиным [1982] для железисто-кремнистых формаций европейской части СССР. Древнейшие из них возникли в условиях интенсивного субмаринного базальтоидного вулканизма. Более поздние архейские формации ассоциируются с кислыми и средними вулканитами и характерны для обстановки островного моря. Самые продуктивные нижнепротерозойские железисто-кремнисто-сланцевые формации обычно не содержат вулканогенного материала и образовались на стадии зрелой континентальной коры, когда уже существовали крупные возвышенности типа Кордильер, отделявшие бассейны железнанакопления от районов подводного и наземного вулканизма. Именно с этой формацией связаны главные месторождения Криворожско-Кременчугского, Белгород-Михайловского и Щигрово-Оскольского бассейнов. Наконец, в середине протерозоя терригенный железисто-песчаный материал поступал со смежных возвышенностей в результате размыва архейских и раннепротерозойских железисто-кремнистых формаций. Сюда относятся бедные железорудные горизонты верхней части криворожской свиты.

Как и архейские супракрустальные, протерозойские подвижные пояса, несомненно, различаются по своему геологическому строению и металлогении. Крупнейшие протерозойские колчеданные месторождения Австралии — Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Макартур-Ривер — были образованы 1,8—1,6 млрд. лет назад в обширных эпикратонных прогибах шельфового типа после интенсивного вулканизма и тяготеют к локальным депрессиям, заполненным песчано-сланцевыми углеродистыми отложениями [Rutland, Both, 1982]. В Финляндии колчеданные месторождения того же возраста приурочены к узкой пошной зоне на границе архейского кратона, которая сложена основными вулканитами, карбонатными и терригенными породами, черными сланцами и насыщена основными и ультраосновными интрузивами, сопровождаемыми магматическими месторождениями титано-ванадиевых и медно-никелевых руд [Mikkola, 1980].

С черносланцевыми толщами протерозоя связаны полигенные стратиформные месторождения урана и золота. Урановые месторождения возникли в результате сингенетического обогащения ураном богатых органическим веществом морских осадков и последующего его переотложения в виде прожилково-вкрапленных руд под воздействием метаморфогенных и магматогенных растворов [Лаверов, 1979]. Золоторудные месторождения также относятся к метаморфогенно-гидротермальному типу. В отличие от постмагматических месторождений они избирательно локализуются в наиболее прогнутых структурах и образованы в результате миграции рудоносных растворов по типу артезианских бассейнов [Буряк, 1982].

ПРОТОПЛАТФОРМЫ

В конце архея на размытой поверхности древних кратонов начали формироваться отрицательные структуры другого типа, с которыми связаны крупнейшие месторождения металлоносных конгломератов. Осадочные толщи, заполняющие такие протоплатформенные впадины, представлены мелководными молассоидными, пролювиальными, аллювиальными,

дельтовыми фациями. Среди них нередки покровы толеитовых базальтов континентального типа. Занимая сравнительно обширные площади, терригенные и вулканогенные породы, как правило, слабо дислоцированы и почти не метаморфизованы. Важную роль в образовании этих впадин играли крупные конседиментационные разломы.

Наиболее ярким примером служат ураноносные конгломераты Эллиот-Лейк, залегающие в основании гуронских отложений на Канадском щите [Roscoe, 1957]. Согласно палеореконструкциям, раннепротерозойские гуронские отложения накапливались вдоль южной границы кратона Сьюпириор в сравнительно узкой полосе, примыкающей к системе крупных разломов. Область сноса была сильно расчлененной и тектонически активной, седиментация происходила в сравнительно мелководном бассейне в условиях многократных регрессий и трансрегрессий. Формация Матинедэ, в которой заключены урановые месторождения, отличается резкими колебаниями мощности, обусловленными неровностями архейского фундамента. При этом наиболее крупные залежи урановых руд связаны с депрессиями в архейском фундаменте, которые наследуют простирающиеся зеленокаменных толщ, в то время как борта депрессий сложены гранитоидными породами, более устойчивыми к эрозии.

Новые данные по Витватерсранду хорошо согласуются с этими палеореконструкциями. В региональном плане геологическую позицию впадины Витватерсранд определяет Барбертонский линеамент [Van Biljon, 1980]. Совокупность литологических наблюдений свидетельствует 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 обломочный 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 [Pretorius, 1979].

Большинство исследователей Витватерсранда считают, что 2,8—2,2 млрд. лет назад, когда реки транспортировали обломочный уранинит, атмосфера не содержала свободного кислорода. Однако, по мнению П. Симпсона и Дж. Боуэлса [Simpson, Bowles, 1981], наличие в конгломератах окатанных зерен этого минерала отнюдь не указывает на ранее существовавшую восстановительную атмосферу. Они выявили 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.

ОБЛАСТИ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

Особое место среди рудоносных структур областей протоактивизации занимают крупные длительно развивающиеся разломы кристаллического фундамента древних щитов, с которыми связаны постметаморфические рудоносные щелочные метасоматиты [Эндогенное оруденение..., 1978]. По формационным признакам они делятся на три типа: бериллиеносные калиевые, калинатровые с танталом и ниобием, ураноносные натровые. При этом высокотемпературные калиевые и калинатровые метасоматиты

контролируются структурными элементами, возникшими в условиях амфиболитовой фации, среднетемпературные ураноносные альбититы — наложенными на эти структурные элементы зонами регрессивного дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Верхние части региональных разломов, вмещающих рудоносные щелочные метасоматиты, как правило, уничтожены эрозией, что затрудняет понимание геологических условий формирования этих месторождений. 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 на периферии обширной неглубокой впадины, заполненной среднепротерозойскими песчаниками формации атабаска, известны гидротермальные месторождения урана жильного и штокверкового типа [Ноеве, Sibald, 1978; Lewry e. a., 1978]. Формация атабаска с резким угловым несогласием и древней корой выветривания ложится на архейские граниты и практически не метаморфизована. Для нее характерны небольшая мощность (1000—1500 м), почти горизонтальное залегание и очень выдержанный состав слагающих ее кварцевых песчаников. Несколько более ранняя формация мартин достигает по мощности 5500—6000 м и представлена преимущественно красноцветными конгломератами, аркозами и аргиллитами, среди которых располагаются покровы и силлы базальтов и андезитов. Совокупность литологических и структурных признаков указывает на отложение формации мартин в узких прогибах, примыкающих к крупным разломам, причем основным источником обломочного материала были смежные тектонические блоки.

Именно с этими разломами и приразломными грабенами сопряжены жильные и штокверковые месторождения урана, имеющие возраст 1,8 млрд. лет. Они залегают среди архейских гнейсов в мощных зонах регрессивного дислокационного метаморфизма и окружены широкими ореолами гидротермально измененных пород, близких к натровым метасоматитам. Как и в ураноносных альбититах, более ранние структурные элементы рудоносных разломов представлены биотит-амфиболовыми бластомилонитами, а более поздние — эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклазитами. Но если в собственно натровых метасоматитах во внутренних зонах развиваются щелочные амфиболы и пироксены, то на месторождениях Эйс и Фей их нет, и здесь наблюдается явный возрастной 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 более интенсивных внутриминерализационных деформаций вмещающих пород на меньших глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные свидетельствуют о резкой тектонической и металлогенической дифференциации земной коры материков в архее и протерозое. Этим определяются значительные трудности при межконтинентальной корреляции региональных рудоносных структур докембрия, в том числе троговых структур Байкало-Амурского региона. Одни из них обладают большим сходством с архейскими супракrustальными поясами (субмеридиональные структуры западной части Алданского щита, сложенные метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами борсалинской серии и вмещающие железорудные месторождения Чаро-Токкинского района), другие — с протерозойскими подвижными поясами шовного типа (Олоkitский трог с Холоднинским колчеданным месторождением, сульфидным медно-никелевым оруденением в ассоциации с интрузиями основного — ультраосновного состава, железистыми кварцитами). Медистые песчаники Удокана образовались в условиях, типичных для

протоплатформенных чехлов. В Байкало-Амурском регионе в зонах крупных разломов обнаружены и проявления щелочного метасоматоза с акцессорной редкометальной минерализацией, характерные для областей протоктивизации.

Вместе с тем не ясно, с какими именно супракрустальными или подвижными поясами можно сопоставлять те или иные троговые структуры Байкало-Амурского региона. В общем плане соотношения субширотных складок и разломов Станового хребта с куполовидными структурами центральной части Алданского щита напоминают соотношения протерозойского подвижного пояса Лимпопо с архейскими кратонами Южной Африки. Но в отличие от раннедокембрийских структур Южной Африки, Западной Австралии, Канады в Алдано-Становой области в раннем протерозое архейские комплексы подверглись интенсивному метаморфизму и ультраметаморфизму с образованием магнетитово-скарновых месторождений магнетита и флогопита, хрусталеносных жил и др. В мезозое обширные пространства Центральной и Восточной Азии, в том числе почти весь Байкало-Амурский регион, были охвачены тектономагматической активизацией, которая также сопровождалась интенсивным рудообразованием.

С этих позиций Байкало-Амурский регион представляет собой выдающуюся металлогеническую провинцию мира, где представлена единственная в своем роде комбинация раннедокембрийских комплексов и структур, в значительной степени переработанных более поздними геологическими процессами. Перечень месторождений, связанных с докембрийскими троговыми структурами Байкало-Амурского региона, несомненно, будет увеличиваться. Однако метод аналогий применим к этой территории лишь в известных пределах и должен занимать подчиненное место при оценке их потенциальных возможностей в отношении минеральных месторождений. Более того, докембрийские рудоносные структуры Байкало-Амурского региона настолько своеобразны, что заслуживают специальных комплексных исследований для решения общих проблем, касающихся первичной неоднородности континентальной земной коры и причин различной металлогенической специализации ее разновозрастных тектонических элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Буряк В. А. *Метаморфизм и рудообразование.*— М.: Недра, 1982.— 256 с.
- Глуховский М. З. О нижнем протерозое в зоне Тыркандинского глубинного разлома (Алданский щит).— *Сов. геология*, 1973, № 3, с. 141—145.
- Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоктивизации.— В кн.: *Рудоносные структуры докембрия.* М.: Наука, 1982, с. 7—68.
- Каляев Г. И., Стрыгин А. И. Докембрийские железисто-кремнистые формации европейской части СССР и палеотектонические условия их образования.— В кн.: *Рудоносные структуры докембрия.* М.: Наука, 1982, с. 69—78.
- Красный Л. А. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.— 159 с.
- Кузнецов В. А. Основные закономерности размещения полезных ископаемых в зоне влияния БАМ.— В кн.: *Геология рудных месторождений зоны БАМ.* Новосибирск: Наука, 1983, с. 4—14.
- Лавров Н. П. Важнейшие урановые месторождения Австралии (геология и генетические особенности).— В кн.: *Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Международного геологического конгресса.* М.: Наука, 1979, с. 166—212.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнусевский Э. П. Геология западной части Алданского щита.— М.: Недра, 1974.— 238 с.
- Моралев В. М., Глуховский М. З., Коген В. С. Докембрийские троговые структуры Байкало-Становой области и их металлогения.— В кн.: *Рудоносные структуры докембрия.* М.: Наука, 1982, с. 79—96.
- Павловский Е. В. Проблема зеленокаменных поясов раннего докембрия.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1979, № 4, с. 5—18.

- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1976.— 120 с.
- Рассказов Ю. П., Ялынычев Е. В. Усть-Гиллойский трог — структура особого типа в докембрии Станового хребта.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 1972, с. 120—131.
- Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Эндеогенное оруденение древних щитов.— М.: Наука, 1978.— 200 с.¹
- Anhaeusser C. R. Archean metallogeny in Southern Africa.— *Econ. Geol.*, 1976, N 1, p. 16—43.
- Chen Lu, Lin Lian Deng. Geology of the Archean massive sulfide oreprovince in Northern Liaoning, China.— In: J. Changchung College of geology, Supplement, 1982, p. 117—138.
- Condie K. C. Archean greenstone belts.— Amsterdam — Oxford — New York, Elsevier, 1981.— 434 p.
- Dimroth E., Imteh L., Rocheleau M., Goulet N. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1: stratigraphy and paleogeographical model.— *Can. J. Earth Sci.*, 1982, N 9, p. 1729—1758.
- Fripp R. E. P. The Sand river gneisses, Limpopo mobile belt, South Africa.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1981, N 7, p. 329—356.
- Gee R. D., Baxter J. L., Wilde S. A., Williams I. R. Crustal development in the Archean Yilgarn block.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1981, N 7, p. 43—56.
- Grachev A. F., Fedorovsky V. S. On the nature of greenstone belts in the Precambrian.— *Tectonophysics*, 1981, N 1, p. 195—212.
- Hamilton P. J., Evensen N. M., O'Nions R. K. e. a. Sm-Nd dating of the North Star basalt, Warrawoona group Pilbara block, Western Australia.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1981, N 7, p. 187—192.
- Hoeve J., Sibbald T. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada.— *Econ. Geol.*, 1978, 73, N 8, p. 1450—1473.
- Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G. Metallogenic relationships in the Abitibi belt Canada: a model for Archean metallogeny.— *Canad. Mining and Met. Bull.*, 1971, N 708, p. 106—115.
- Lewry J., Sibbald T., Rees C. Metamorphic patterns and their relation to tectonism and plutonism in the Churchill province in northern Saskatchewan.— *Geol. Surv. Canada*, 1978, Paper 78—40, p. 139—154.
- Kröner A. Precambrian plate tectonics.— In: *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 57—90.
- Marston R. J., Groves D. I., Hudson D. R., Ross J. R. Nickel sulfide deposits in western Australia. A review.— *Econ. Geol.*, 1981, v. 76, N 6, p. 1330—1363.
- Mikkola A. The metallogeny of Finland.— *Geol. Surv. Finl. Bull.*, 1980, N 305. 22 p.
- Naqvi S. M., Govil P. K., Rogers J. J. W. Chemical sedimentation in Archean-Early Proterozoic greenschist belts of the Dharwar craton, India.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1981, N 7, p. 245—254.
- Nieuwland D. A., Compston W. Crustal evolution of the Yilgarn block near Perth, Western Australia.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1981, N 7, p. 153—172.
- Pretorius D. A. The depositional environment of the Witwatersrand goldfields. A chronological review of speculations and observations.— In: *Some sedimentary basins and associated ore deposits of South Africa*. 17th Congr. Geol. Soc. S. Afr., 1979, p. 33—55.
- Roscoe S. M. Geology and uranium deposits, Quirke Lake — Elliot Lake, Blind River area, Ontario.— *Geol. Surv. Canada*, 1957, Paper 56—7. 130 p.
- Rutland R. W. R., Both R. A. Major stratiform base metal deposits of the Australian Proterozoic.— In: *The development potential of Precambrian mineral deposits*. New York — Oxford — Toronto — Sydney — Paris — Frankfurt: Pergamon Press, 1982, p. 307—344.
- Simpson P. R., Bowles J. F. W. Detrital uraninite and pyrite: are they evidence for a reducing atmosphere.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1981, 1161 — S, p. 1—12.
- Van Biljon W. J. Plate-Tectonics and the origin of the Witwatersrand basin.— In: *Proc. of the Fifth IAGOD Symposium*. Stuttgart, 1980, p. 217—226.
- Zhang Quisheng. A preliminary discussion on the role of the Early Precambrian regional mineralization in China.— *J. Changchung College of geology, Supplement*, 1982, p. 1—16.

ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТРОГОВЫХ СТРУКТУР

Раннедокембрийские троговые структуры Алданского щита во многом сходны с зеленокаменными и сланцевыми поясами древних щитов Африки, Индии, Австралии, Северной и Южной Америки, вмещающими крупные месторождения разнообразных полезных ископаемых. Установление связей между формационными особенностями троговых комплексов и их металлогенической специализацией представляется крайне важным для оценки перспективности докембрийских структур этого типа в Байкало-Амурском регионе.

Все исследователи признают, что троговые структуры, с одной стороны, характеризуются признаками складчатых (или подвижных) областей эвгеосинклинального типа развития, а с другой — отвечают линейным шовным прогибам особого типа (палеоавлакогенам), которые, по А. М. Лейтесу, В. М. Муратову и В. С. Федоровскому [1970], могут сравниваться с авлакогенами. Известно, что возраст геологических комплексов зеленокаменных поясов довольно значительно различается в пределах древних щитов. Можно определенно говорить о том, что в большинстве случаев эти комплексы имеют позднеархейский возраст. Несомненно, однако, существование как более древних (>3000 млн. лет) комплексов (Южная Африка, блок Пилбара в Западной Австралии), так и более молодых (Балтийский и Алданский щиты). Отсюда следует, что выделение общей для всей земли глобальной эпохи формирования зеленокаменных поясов, видимо, невозможно и правильнее будет говорить об определенном тектоническом этапе, или стадии эволюции, континентальной земной коры, через которую прошли в то или иное время все области всех древних щитов континентов [Моралев, 1978]. Этот этап охватывает значительный интервал раннего докембрия от 3700 до 2500—2200 млн. лет [Саттон, 1980], и, как полагают некоторые авторы, за этот период в некоторых регионах развивалось несколько генераций зеленокаменных поясов [Гликсон, 1980]. При этом комплексы более древних (первичных, по А. Гликсону) поясов, характеризующиеся наибольшей ролью ультрабазит-базитовых компонентов, рассматриваются как исходные породы гранулитовых поясов. Однако представления о целесообразности выделения нескольких поколений поясов в одних и тех же районах подверглись позднее уничтожающей критике на II Международном симпозиуме по геологии архея в 1980 г. [Моралев, 1981]. По заключению Б. Ф. Уиндли [1980], «кажется маловероятным, что какие-либо сильнометаморфизованные гнейсовые регионы могли быть просто высокометаморфизованными зеленокаменными поясами, так как количественные соотношения пород в этих регионах существенно различаются» (с. 119).

В настоящий момент очевидно только то, что ультрабазит-базитовые ассоциации гнейсово-гранулитовых комплексов не могут считаться тектоническими аналогами комплексов зеленокаменных поясов, однако возможность развития в некоторых регионах нескольких поколений поясов или неодновременность их заложения и эволюции исключаться не могут. Такие данные приводятся, в частности, для Балтийского щита [Негруда и др., 1980].

Для пространственной локализации зеленокаменных поясов характерны их линейно вытянутая линзовидная, иногда ветвящаяся (в плане) форма и расположение в виде серий субпараллельных или ортогонально сопряженных зон. На примере Канадского щита, Родезийского кратона, Курской магнитной аномалии, Балтийского щита и других районов можно видеть, что все они располагаются в пределах обширных пространств

древних щитов, сложенных в основном гетерогенными комплексами более древнего гнейсово-гранулитового фундамента.

В структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синкликорные структуры или оборванные крутопадающие моноклинальные «чешуи». Несмотря на сходство формационного состава и цикличности строения вулканогенно-осадочных толщ этих структур, в некоторых случаях удается показать известную независимость развития и симметрично-зональное строение каждого отдельного пояса или групп поясов, объединяющихся на основе палеотектонических данных в крупные тектонические впадины [Srinivasan, Sreenivas, 1972; Goodwin, 1977]. Эти данные позволили установить, что зеленокаменные пояса не всегда являются глубоко эродированными «корнями» некогда единой толщи осадков бассейна эвгеосинклинального типа, а зачастую представляют собой комплексы, сформировавшиеся в изолированных прогибах.

Весьма характерны структурные соотношения пород зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых комплексов основания. Линейные структуры поясов обычно (но не всегда) не являются секущими по отношению к гранито-гнейсовым куполам, а напротив, обнаруживают признаки согласной (параллельной) ориентации по отношению к структурным направлениям гнейсово-гранулитовых комплексов основания. Эти данные, а также наличие в некоторых случаях переходных мигматитовых зон свидетельствуют в пользу представлений о длительности формирования гранито-гнейсовых куполов. Процессы массовой гранитизации и регионального метаморфизма, связанные с ремобилизацией гнейсово-гранулитового материала и обусловившие формирование купольных структур, во всех случаях происходили после образования зеленокаменных поясов, что определило структурное согласие зеленокаменных и более древних комплексов, а также, как полагают некоторые исследователи, складчатость в пределах поясов [Anhaeusser e. a., 1969]. Различные соотношения между шириной зеленокаменных поясов и разделяющих их гранито-гнейсовых зон фундамента, наблюдаемые в пределах древних щитов, объясняются разницей в глубине эрозионного среза [Windley, Bridgwater, 1971].

Региональные закономерности размещения оруденения в зеленокаменных поясах различаются для отдельных типов месторождений. Железистые кварциты, кремнистые и марганценозные породы являются составными элементами слоистых вулканогенно-осадочных формаций, циклическое (ритмическое) строение которых приводит к неоднократному появлению этих пород и руд в разрезах с тенденцией в целом к приуроченности наиболее значительных концентраций к верхним горизонтам [Anhaeusser, 1971; Varagar, 1972]. Наиболее характерны для зеленокаменных поясов сульфидные (колчеданные) и золоторудные месторождения, представляющие собой во многих районах важнейшие в экономическом отношении объекты. Достаточно вспомнить о золоторудных месторождениях Родезии, Западной Австралии, Южной Индии, колчеданных месторождениях Канады, Финляндии и многих других. Анализ пространственного размещения этих месторождений показывает, что они строго приурочены к комплексам зеленокаменных поясов.

Современные данные об изотопическом составе руд месторождений золота и цветных металлов, локализирующихся в зеленокаменных поясах, доказывают ведущую роль эндогенного (ювенильного) источника рудного вещества. Вместе с тем эндогенная природа рудного вещества не исключает возможности его отложения в виде согласных (сингенетичных) рудных залежей в вулканических породах или осадения в пластах осадочных металлоносных пород — предварительных концентраторах металлов. Последующие процессы мобилизации и переотложения рудного материала при эпигенезе и метаморфизме приводят к образованию эпигенетических (жильных) рудных тел, хотя при этом обычно сохраняются и рудные тела, имеющие согласное залегание и пластовую или линзовидную форму.

Указанные геологические особенности рассмотренных месторождений как в отношении собственно строения рудных полей и отдельных тел,

так и с точки зрения регионального анализа закономерностей их размещения лучше всего увязываются с концепциями о вулканогенном и полигенетическом (диплогенетическом) происхождении этих месторождений. Несомненно, что с позиций этих концепций удается гораздо полнее увязать наблюдаемые факты в определенных генетические схемы, чем это можно сделать исходя из классических представлений о постмагматической гидротермальной природе рудных концентраций, локализующихся в докембрийских метаморфических комплексах зеленокаменных поясов [Моралев, 1978, 1979].

Геологические комплексы зеленокаменных поясов — это древнейшие образования в пределах щитов, обладающие признаками офиолитовых ассоциаций. В связи с этим они длительное время рассматривались как древнейшие породы фундаментов платформ, представляющие собой выступы базальтового слоя и отвечающие нуклеарной (лунной) стадии формирования земной коры (первичные зеленокаменные ядра Е. В. Павловского и М. С. Маркова [1963]). Позднее оформились представления о существовании в пределах щитов более древнего гнейсово-гранулитового фундамента [Моралев, Перфильев, 1972; Салоп, 1973; Ажгирей, 1974; Моралев, 1978; Baragar, 1972; Windley, 1973, 1981] и о сходстве стратиграфического разреза, характерного для зеленокаменных поясов и состоящего из ультраосновных пород, габброидов и базальтоидов, андезит-дацит-риолитовых вулканитов и осадочных пород (кремнистых, железистых, обломочных и глинистых), с разрезом океанической коры [Новикова, 1974; Anhaeusser, 1971]. В ряде случаев анализ петрохимических характеристик пород докембрийских зеленокаменных поясов показал значительное сходство их с породами океанов и островных дуг. На этом основании зеленокаменные пояса иногда рассматривались [Glikson, 1970] как типичные эвгеосинклинальные комплексы.

4350
Наибольшее относительное сходство с комплексами зеленокаменных поясов, несомненно, имеют вулканогенно-осадочные образования океанов [Hawkesworth, O'Nions, 1977] или хорошо развитых континентальных грабенов начальных этапов развития рифта типа Красного моря [Blissenbach, Fellerer, 1973]. Такое сравнение казалось наиболее убедительным многим исследователям и было намечено сначала в виде концепции рифтов, закладывающихся на базитовой протоколе [Anhaeusser e. a., 1969], а позднее развито применительно к зонам рифтогенеза, формирующимся на коре континентального типа, сложенной интенсивно метаморфизованными складчатыми гнейсово-гранулитовыми комплексами [Windley, 1973]. При этом Б. Уиндли отмечал, что предлагаемая рифтовая модель удовлетворяет не только классическим концепциям, но и идее тектоники плит, так как согласно ей возникающие в конечном счете структуры могли образоваться и при заложении рифтов на континентальной коре, и при полном расколе литосферы и развитии зеленокаменных поясов между плитами с континентальной корой, т. е. на месте «малых» океанов.

Рифтовая концепция оказалась весьма плодотворной, и ее приемлемость была показана многими исследователями для различных областей распространения раннедокембрийских комплексов зеленокаменных поясов [Моралев и др., 1976; Грачев, Федоровский, 1980]. Тем не менее новые материалы о строении комплексов зеленокаменных поясов и составе слагающих их пород показали ограниченность рифтовой модели и необходимость ее совершенствования.

Прежде всего выяснилось, что разрез комплекса зеленокаменных поясов Южной Африки, в частности Барбертонского, не является единственным типом разреза, наблюдающимся в поясах. В разрезе Барбертонского пояса заметна четкая приуроченность вулканических пород основного и ультраосновного состава, перемежающихся с подчиненными прослоями пирокластических и кремнистых пород, к нижней части разреза, базальтоидов и граувакк с прослоями андезитов и кремнистых сланцев — к средней и преимущественно осадочных пород (песчаников, кон-



гломератов, пелитов, железистых кварцитов) — к верхней. При этом относительная роль вулканических пород ультрабазит-базитовой ассоциации в составе комплекса очень велика. В других зеленокаменных поясах было установлено существенно иное строение вулканогенно-осадочных комплексов, на основании чего было предложено выделять несколько типов поясов. Так, индийские геологи предложили выделять пояса дарварского, коларского и саргурского типов, различающиеся относительной ролью вулканических (ультрабазит-базитовых) и осадочных пород [Nath e. a., 1976; Naqvi e. a., 1978; Goodwin, 1981]. Сравнение зеленокаменных поясов Каапваальского и Родезийского кратонов показало их существенные различия, прежде всего в относительных количествах вулканических (ультрабазит-базитов и андезит-дацитов) пород [Anhaeusser, 1976; Goodwin, 1981]. Различия формационных рядов в комплексах зеленокаменных поясов оказались тесно связанными с их металлогеническими особенностями. Еще ярче это видно на примере поясов блока Йилгарн в Западной Австралии. В последнем случае анализ размещения вулканогенных месторождений сульфидных никелевых руд и железистых кварцитов показал весьма четкую приуроченность тех и других к различным частям (субпровинциям) западной золоторудной провинции. Пространственная локализация рудных месторождений в этом регионе определяется составом комплексов зеленокаменных поясов и, прежде всего, ролью ультрабазит-базитовых вулканитов [Моралев, 1979; Williams, 1975].

Формационные различия комплексов зеленокаменных поясов, несомненно, связаны с независимостью развития отдельных троговых прогибов, вполне естественной для структур рифтогенного заложения [Моралев, Чехихина, 1981]. Однако некоторые авторы полагают, что эти различия определяются тем, что зеленокаменные пояса развиваются в разное время, формируясь на разных стадиях эволюции земной коры континентов [Грачев, Федоровский, 1980; Marston, Groves, 1981].

Выявление комплексов зеленокаменных поясов, разрезы которых не были сходными с разрезами океанической коры, явилось основанием для сопоставления этих комплексов с отложениями активных континентальных окраин [Goodwin, 1974]. Для дальнейшего развития этих представлений важное значение имели результаты петрогеохимических исследований вулканических пород зеленокаменных поясов и сравнение их с современными или мезозойско-кайнозойскими вулканическими сериями. Эти исследования показали, что в составе комплексов зеленокаменных поясов имеются породы, не только сопоставимые с океаническими, но и сходные с вулканиками островодужных или окраинно-континентальных (андийских) вулканических серий.

По особенностям формационного состава, определяющим ролью и положением в разрезах комплексов зеленокаменных и сланцевых поясов ультрабазит-базитовых (коматит-базальтовых) вулканитов, может быть выделено три типа комплексов. В комплексах первого, барбертонского, типа ультрабазит-базиты резко преобладают в разрезе, тяготея к его низам. К этому типу помимо поясов Каапваальского кратона (Барбертон, Мурчисон, Сатерленд и др.) принадлежат также некоторые пояса Родезийского (Селукве и др.) кратона, блока Пилбара в Западной Австралии и др. В разрезах комплексов второго типа ультрабазит-базиты в целом играют меньшую роль (<50%), относительное количество базитов в них возрастает, и они располагаются не в основании зеленокаменных серий. К этому типу относятся многочисленные хорошо изученные пояса блока Йилгарн в Западной Австралии (Калгурли-Норсмен и др.), большинство поясов Канады, Зимбабве, Бразилии. В комплексах третьего типа ультрабазит-базиты отсутствуют или имеют резко подчиненное значение, а преобладают терригенные (песчаники, конгломераты) кремнистые и железисто-кремнистые (кварциты и железистые кварциты) породы, эффузивы кислого — среднего состава и их туфы. Типичными представителями этой группы являются пояса Южной Индии (Дарвар, Шимога, Бабабудан

и др.), Южной Америки (Гран Пара), некоторые пояса блока Йилгарн в Западной Австралии и др.

Намеченные формационные типы обнаруживают определенную связь с металлогеническими особенностями троговых комплексов. С троговыми комплексами первого типа ассоциируют золоторудные, хромитовые, асбестовые месторождения. Для комплексов второго типа наиболее характерны месторождения сульфидных, никелевых и медно-никелевых руд, открытые в последние 15 лет в Австралии, Канаде, Зимбабве, а также золоторудные. В троговых комплексах третьего типа известны крупные месторождения железа и марганца.

Троговые структуры, по-видимому, возникали и развивались на разных этапах раннедокембрийской эволюции земной коры. Выделенные типы комплексов, возможно, отражают последовательные стадии этой эволюции, так что комплексы первого типа преимущественно являются наиболее древними (раннеархейскими), а третьего — наиболее молодыми (позднеархейскими — раннепротерозойскими). Тем не менее нельзя исключить возможности одновременного формирования комплексов разных типов. В этих случаях разновозрастные троговые комплексы могут иметь различные металлогенические характеристики.

Формационная и металлогеническая типизация раннедокембрийских троговых структур может стать одним из главных критериев при металлогеническом анализе и выделении потенциально перспективных площадей в зоне освоения БАМ.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. К вопросу о геосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1974, с. 182—187.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленкаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Лейтес А. М., Муратов В. М., Федоровский В. С. Палесавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Моралев В. М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 205—211.
- Моралев В. М. Сульфидные руды никеля. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1979, с. 240—251.
- Моралев В. М. II Международный симпозиум по геологии архея (11—16 мая 1980 г., г. Перт, Австралия). — Изв. АН СССР, 1981, № 8, с. 155—157.
- Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии. — Сов. геология, 1972, № 6, с. 98—107.
- Моралев В. М. и др. Геслоия и мнератеня троговых структур (зеленокаменных поясов) древних щитов. — Сбор. ВИЭМС, М., 1976, 49 с.
- Моралев В. М., Чешихина К. Г. Формационные ряды и металлогения докембрийских троговых структур. — В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докладов II Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Иркутск: изд. Ин-та земной коры СО АН СССР, 1981, с. 216—218.
- Негруца В. З. и др. Тектоника раннего докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 5—17.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — М.: Наука, 1971, — 84 с.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53.
- Салоп Л. П. Общая стратиграфическая шкала докембрия. — Л.: Недра, 1973. — 310 с.
- Саттон Дж. Тектонические соотношения в архее. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 108—114.
- Уиндли Б. Ф. Новые тектонические модели архейских континентов и океанов. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 443—454.
- Anhaeusser C. R. e. a. A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Anhaeusser C. R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts of shield areas. — Geol. Soc. Austral., Spec. Publ., 1971, N 3, p. 16—43.

- Anhaeusser C. R. Archaean metallogeny in South Africa.— *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, N 1, p. 16—43.
- Baragar W. R. A. Some physical and chemical aspects of the Canadian shield.— *Publ. Earth Phys. Brunch. Dep. Energy, Mines and Resour.*, Ottawa, 1972, v. 42, N 3, p. 129—140.
- Blissenbach E., Fellerer R. Continental drift and the origin of certain mineral deposits.— *Geologische Rundschau*, 1973, Bd 62, H. 3, S. 818—840.
- Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems.— *Tectonophysics*, 1970, v. 9, N 5, p. 397—433.
- Goodwin A. M. The most ancient Continental margins.— In: *Geol. Contin. Margins*. Berlin e. a., 1974, p. 767—780.
- Goodwin A. M. Archaean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1977, v. 14, N 12, p. 2737—2759.
- Goodwin A. M. Archaean plates and greenstone belts.— In: *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 105—136.
- Hawkesworth C. J., O'Nions R. K. The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa.— *J. Petrol.*, 1977, v. 18, N 3, p. 487—520.
- Marston R. J., Groves D. I. The metallogenesis of Archaean Base-Metal Deposits in Western Australia.— In: *Archaean Geology, Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, 1981, N 7, p. 409—420.
- Naqvi S. M. e. a. The petrochemistry and geologic implications of conglomerates from Archaean geosynclinal piles of Southern India.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1978, v. 15, N 7, p. 1085—1100.
- Nath J. S. e. a. Dharwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution.— *Rec. Geol. Surv. India*, 1976, v. 107, p. 149—175.
- Srinivasan R., Sreenivas B. L. Dharwar stratigraphy.— *J. Geol. Soc. India*, 1972, v. 13, N 1, p. 75—85.
- Williams J. R. Eastern Goaldfields Province.— In: *Geology of Western Australia*. West. Austral. Geol. Surv., 1975, Mem. 2, p. 33—54.
- Windley B. F. Crustal development in the Precambrian.— *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 1973, v. A — 373, p. 321—341.
- Windley B. F. Precambrian rocks in the light of the plate-tectonic concept.— In: *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 1981, p. 1—20.
- Windley B. F., Bridgwater D. The Evolution of Archaean low- and high-grade terrains.— *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1974, N 3, p. 33—46.

М. З. ГЛУХОВСКИЙ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТРОГОВЫХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ ДРЕВНИХ ШИТОВ СССР (по материалам космических съемок)

С помощью космической съемки и генерализации деталей геологического строения Земли выявлены принципиально новые структурные элементы литосферы: овоидно-кольцевые системы, или нуклеары, которые представляют собой главные элементы тектоники фундамента древних платформ [Глуховский, Павловский, 1982; Моралев, Глуховский, 1981]. Дистанционными методами исследований, а также методами геолого-геофизического [Гинтов, 1978] и геолого-морфологического [Соловьев, 1978] анализов в пределах древних платформ территории СССР выделено 14 нуклеаров. Из них шесть в пределах Восточно-Европейской платформы и восемь — Сибирской. Овоидно-кольцевые системы рассматриваемых областей — это сложное сочетание концентрически-кольцевых структур большого диаметра (500—1500 км) с подобными же структурными формами меньших размеров (100—400 км), которые располагаются в виде своеобразных сателлитов по периферии главного овоида. Составной частью овоидно-кольцевых систем являются радиальные линейные элементы (разломы).

Анализ пространственного размещения докембрийских стратифицируемых и вулканоплутонических структурно-вещественных комплексов в рассматриваемых объектах, а также данные по глубинному строению Балтийского щита и Сибирской платформы показали, что овоидно-кольцевые системы были заложены в катархее, в период формирования относительно мощной (35—50 км) первичной гипербазит-базитовой коры (лунная стадия). В нуклеарную стадию крупные кольцевые структуры и их

сателлиты представляли собой бассейны вулканогенно-осадочного накопления и служили ареной первых в истории Земли процессов — высокотемпературной гранитизации и метаморфизма, завершившихся на рубеже 3500—3800 млн. лет. Эти процессы привели к созданию первых континентальных ядер материков — нуклеаров [Глуховский, Павловский, 1982]. Нуклеары разделены интернуклеарными областями, отличавшимися на ранних стадиях развития Земли относительно более тонкой (15—20 км) и менее гранитизированной первичной корой. Формирование зрелой континентальной коры, завершившееся в конце раннего протерозоя, большей своей частью охватило площади нуклеаров, в то время как интернуклеарные области сохраняли свое стабильное состояние или режим медленного погружения до фанерозоя включительно (синеклизы и другие отрицательные структуры платформ часто с широким проявлением траппового магматизма). Исключение составляли лишь участки преимущественно тройного (или более) сочленения нуклеаров, на чем мы остановимся чуть позднее.

Переходя к вопросу о закономерностях размещения троговых структур на примере сравнительного анализа древних щитов севера Евразии, отметим, что Балтийский щит входит в состав трех нуклеаров: Свеконорвежского, Свекофенно-Карельского и Кольско-Лапландского (рис. 1); Алданский щит охватывает сегментарные части Алдано-Станового и Витимо-Олекминского нуклеаров и Верхнеолекминскую интернуклеарную область; Анабарский щит представляет собой секториальный тектонический клин Хета-Оленекского нуклеара [Глуховский, Павловский, 1982; Моралев, Глуховский, 1981]. Таким образом, видно, что конфигурация щитов часто подчинена внутренней структуре нуклеаров, или, иными словами, интрануклеарным блокам, ограниченными дугowymi и радиальными разломами. В пределах оvoidно-кольцевых систем путем дешифрирования космоснимков удалось выявить две части: внутреннюю и внешнюю, которые, как показали результаты геолого-геофизической интерпретации материалов дешифрирования, отличаются между собой многими особенностями строения и развития [Моралев, Глуховский, 1981]. В результате были выделены синформный и антиформный типы нуклеаров. В первом типе внешние части кольцевых мегаструктур на нижнем структурном уровне образованы гипербазит-базитовыми комплексами катархея и отчасти гнейсовыми сериями архея, подвергшимися интенсивной гранитизации; на среднем и верхнем структурном уровнях — архейско-протерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями и полихронными гранитоидами. Внутренняя часть этих мегаструктур сложена гнейсовыми сериями архея или преимущественно осадочными образованиями протерозоя (в зависимости от обнажающегося структурного уровня). Наиболее ярким примером структур подобного типа является Свекофенно-Карельский и Алдано-Становой нуклеары. В антиформном типе нуклеаров соотношения разновозрастных структурно-вещественных комплексов во внешних и внутренних частях обратные. Отмечается при этом отсутствие во внутренних частях нуклеаров этого типа образований более молодых, чем архейские (Хета-Оленекский нуклеар).

Замечательная особенность нуклеаров — чрезвычайно высокая подвижность и магматическая проницаемость их внешних частей, что выражено приуроченностью к ним многочисленных проявлений полихронного докембрийского и фанерозойского вулканизма, магматизма и метаморфизма. Так, большинство раннедокембрийских гранит-зеленокаменных поясов, равно как и других проявлений докембрийского контрастного вулканизма, оказались локализованными в тех частях щитов, которые пространственно относятся к внешним зонам нуклеаров. Часто латеральное распространение вулканоплутонических поясов по простиранию внешних дугowych зон ограничивается крупными радиальными разломами.

Обратимся к конкретным примерам, характеризующим некоторые особенности строения внешних частей нуклеаров Балтийского и Алданского щитов (рис. 1, 2).

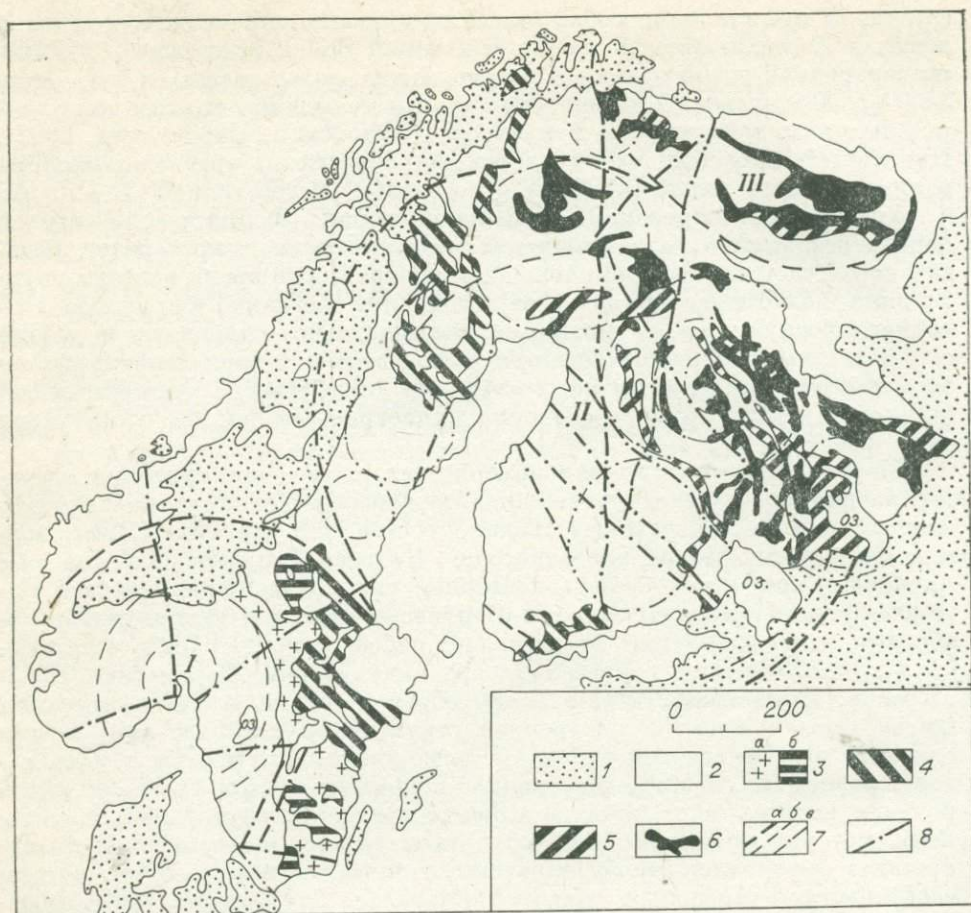


Рис. 1. Схема размещения докембрийских вулканогенных образований Балтийского щита.

1 — покровные комплексы платформенного чехла и норвежских каледонид; 2 — область развития нерасчлененных кристаллических и магматических образований раннего докембрия; 3 — вулканоплутонические комплексы позднего протерозоя: *a* — преимущественно гранитоидные, *б* — вулканогенные (потий); 4 — нижнепротерозойские метавулканы свекотеннид; 5 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования ятулия; 6 — нерасчлененные верхнеархейские—нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования лопия и сумия; 7 — элементы строения нуклеаров: *a*, *б* — дуговые (*a* — граничные, *б* — внутренние), *в* — радиальные линеаменты; 8 — дуговые элементы структур-сателлитов. I—III — нуклеары: I — Свеконорвежский, II — Свекотенно-Карельский, III — Кольско-Лапландский.

Свеконорвежский нуклеар диаметром 900 км занимает всю южную часть Скандинавского полуострова. Внешняя часть этой кольцевой мегаструктуры имеет в плане подковообразную форму за счет того, что ее южный сектор занят акваториями проливов Скагеррак и Каттегат, береговые линии которых совпадают с радиальными линеаментами нуклеара. В его внешней части развиты меланократовые гранулитовые комплексы с анортозитами и чарнокитами района Мер-Ромсдаль [Клитин, 1978], провинций Варберг, Эгерсунн, а также свекотенские образования Центральной Швеции. Большие площади восточного сегмента Свеконорвежского нуклеара занимают протерозойские граниты и порфиры вулканоплутонической ассоциации и родственные им граниты рапакиви в парагенезисе с анортозитами и габбро (массивы Смоланд, Верmland, порфиры Дала и др.). К внешней части нуклеара приурочены области развития вулканогенных пород различного возраста и состава. Это лептитовая формация Центральной Швеции, состоящая из метаморфизованных в амфиболитовой фации вулканитов базальт-риолитовой серии при незначительной роли метаосадочных пород. В западной части нуклеара (к востоку от Бергена) известны риолиты с возрастом 943 млн. лет [Клитин, 1978].

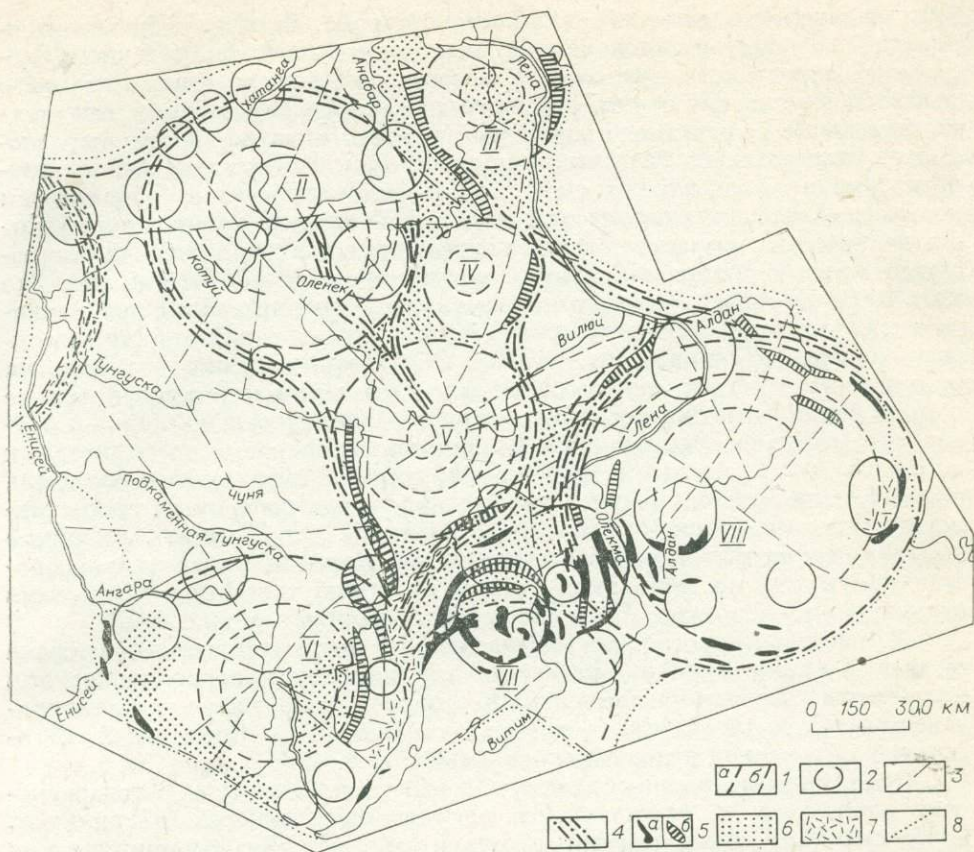


Рис. 2. Схема размещения образований трогового комплекса Сибирской платформы. 1 — дуговые элементы строения нуклеаров: а — граничные, б — внутренние; 2 — кольцевые структуры — спутники и прочие; 3 — радиальные и прочие разломы; 4 — тектонические зоны облекания нуклеаров; 5 — верхнеархейские — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования трогового комплекса: а — в современных выходах, б — погребенные под протоплатформенным и платформенным чехлами; 6 — известные и предполагаемые области развития нижнепротерозойского протоплатформенного чехла; 7 — известные и предполагаемые области развития нижнепротерозойских образований вулканоплутонической ассоциации; 8 — граница Сибирской платформы. I — VIII — нуклеары: I — Обский, II — Хета-Оленекский, III — Оленекский, IV — Тюнгский, V — Вилюйский, VI — Ангарский, VII — Олекмо-Витимский, VIII — Алдано-Становой.

Таким образом, анализ геологического строения внешней части Свеконорвежского нуклеара свидетельствует о том, что в его пределах выступают как метаморфические породы меланократового фундамента, так и продукты его дальнейшей термотектонической переработки — эклогиты и эклогитоподобные породы, габбро, габбро-анортозиты и рапакиви, породы вулканоплутонической ассоциации и лептиты.

Свекофенно-Карельский нуклеар диаметром 1300—1500 км занимает большую часть Балтийского щита. Он включает в себя кольцевые структуры более высоких порядков и рассечен протяженными радиальными разломами, один из которых (субмеридиональный Лапландско-Финский) делит нуклеар на два равных сегмента — западный и восточный. Восточная дугообразная область особенно отчетливо дешифрируется на космических снимках, охватывая Беломорский и Кольский мегаблоки (в соответствии с принятым блоковым делением Балтийского щита). Отличительной особенностью этой части Балтийского щита является широкое развитие в ее пределах образований верхнеархейского — нижнепротерозойского комплекса пород — лопия и сумия по региональной хроностратиграфической шкале. Этот комплекс разновозрастных пород в большинстве случаев приурочен к ветвящимся шовным структурам, разделенным гранито-гнейсами, диорито-гнейсами, плагиигранитами и мигматитами — породами гетерогенного ремобилизованного фундамента, слагающими

междушовные гранито-гнейсовые валы и купола. Этот дугообразно изгибающийся гранито-зеленокаменный пояс приурочен к внешней части Свекофенно-Карельского нуклеара. В составе лопия, стратотипом которого является гимольская серия, отмечаются разнообразные гнейсы, метавулканиды кислого, основного и ультраосновного (коматиты) состава, слюдястые узловатые, графитистые и другие сланцы, вмещающие залежки магнетитовых и колчеданных руд. Сложнодислоцированные образования лопского отдела, метаморфизованные в амфиболитовой фации, прорываются гранитами, возраст которых определяется изохронным свинцово-стронциевым и свинцово-урановым методами в 2700—2600 млн. лет. Это позволило образования гимольской, а также коррелируемых с ней парандовской, хутоварской, тикшозерской и ялонварской серий отнести к позднему архею [Шуркин и др., 1979]. Образования сумия тектонически приурочены к тем же шовным зонам, что и терригенно-вулканогенные породы лопия. Стратотипом сумия является разрез тунгудской серии в районе оз. Пибозеро. Это осадочно-вулканогенные породы, среди которых широко развиты кислые и средние эффузивы и субвулканические тела кварцевых порфиров. Возраст кислых эффузивов по данным уран-свинцового метода по циркону равен 2480 ± 45 млн. лет [Там же]. Линейные шовные структуры зеленокаменного пояса Карелии справедливо сопоставляются как по формациям, так и по стилю тектоники с шовными структурами — трогами Алданского щита [Конкин и др., 1975].

К нижнепротерозойским образованиям рассматриваемого региона относятся также вулканогенно-осадочные комплексы сариолия, ятулия и суйсария. Первые представлены в основном полимиктовыми валунно-галечными конгломератами и частью вулканидами в Янгозерской, Сегозерской и Онежской наложенных впадинах.

Отложения ятулия выполняют Онежскую и Сегозерскую тектонические депрессии и представлены кварцито-песчаниками, кварцитами, конгломератами, известняками и доломитами, местами ассоциирующими с гематитовыми рудами, шунгитовыми и графитсодержащими сланцами, а также вулканидами спилит-диабазового и толеит-базальтового состава. Верхняя граница ятулия определяется возрастом интрузии даек лейкогаббро-диабазов на рубеже 2180 ± 30 млн. лет [Шуркин и др., 1979]. Суйсарский комплекс — это эффузивно-пирокластические образования пикрито-диабазовой формации, которые слагают центральную часть шовной структуры Ветреного пояса.

Обращаясь к характеристике стратифицируемых комплексов раннего докембрия западного сектора внешней части Свекофенно-Карельского нуклеара, отметим прежде всего преимущественное распространение в его пределах нижнепротерозойских образований свекофенид при подчиненном развитии нижеархейских кристаллических образований фундамента. Последние отмечаются лишь на небольших площадях куполовидных поднятий ремобилизованного основания.

Верхнеархейские породы Северной Финляндии, а также образования свекофенид Южной Финляндии и Швеции (Юго-Восточный Норланд, лен Вестерботтен и лен Норботтен) представлены главным образом осадочно-вулканогенными сериями. В Финской Лапландии распространена лаппонийская серия основных вулканидов и осадочных пород, в том числе магнетитовых кварцитов. По всей видимости, эту серию можно сопоставить с лопием Карелии. Вверх по разрезу лаппонийский комплекс сменяется породами серии кумпу-орениэми, в составе которой выделяются конгломераты, сланцы, кварциты, зеленокаменные породы и амфиболиты, иногда с миндалекаменной и туффитовой текстурой [Левковский, 1975]. В северной части Швеции (лен Норботтен) среди поля разнообразных гранитоидов выступают отдельные участки развития осадочно-вулканогенных пород свекофенид. В северной части региона это комплекс кируны, залегающий с базальными конгломератами на гранито-гнейсовом основании и сложенный вулканидами среднего состава, метабазальтами, туффитами андезитового состава, кератофирами и щелочными эффузивами, с которыми про-

странственно и генетически ассоциируют богатые магнетитовые руды [Гейер, 1961]. В южной части региона выделена серия арвидсьяур, сложенная менее метаморфизованными базальтами, андезитами, дацитами, риолитами. Помимо этих свекофенских образований на небольших площадях развиты породы более молодой серии бёлинге, сложенной конгломератами и основными эффузивами. Вулканиды серии арвидсьяур протягиваются к югу (лен Вестерботтен), где они залегают на метаосадочных породах серии эльваберг. Последняя перекрывает вулканогенную серию поля Шеллефтео, сложенную вулканидами среднего и кислого состава с мощными прослоями базальтоидных пород. Весь вулканогенно-осадочный комплекс лена Вестерботтен прорван гранитами ревсунд с возрастом 1790—2150 млн. лет [Гейер, 1967]. Более молодая серия варгфорс, сложенная осадочными породами и вулканидами среднего состава, занимает ограниченные площади, залегая на гранитах ревсунд.

К югу от лена Вестерботтен располагается Юго-Восточный Норланд. В этой области выделяется свекофенский комплекс вулканидов — аналог лептитовой формации Центральной Швеции.

На юге Финляндии — район оз. Ориярви — выделена одноименная лептитовая зона, в которой преобладают метавулканиды риолитового, дацитового и андезитового состава с прослоями метабазальтоидов [Эскола, 1967].

Характерной особенностью внешней части Свекофенно-Карельского нуклеара является приуроченность к ней массивов гранитов рапакиви и подобных им пород: Салминский, Выборгский, Алландский массивы, граниты Сорселе и Лиша на севере Швеции и граниты массива Рагунда в Юго-Восточном Норланде. Многие из этих массивов располагаются в пределах крупных магматогенных кольцевых структур. Следует подчеркнуть, что подобная приуроченность рапакиви к крупному овииду отмечалась и ранее [Левковский, 1975].

Таким образом, внешняя часть Свекофенно-Карельского нуклеара — это область широкого проявления контрастного вулканизма, гипербазит-базитового и гранитоидного магматизма всех главных периодов докембрийских процессов термотектогенеза. Подчеркнем еще раз, что эта тектонически активная зона отчетливо видна на космических снимках в виде дугового площадного космофотогеологического объекта. Дуговые линейменты внешней части нуклеара совпадают с шовными прогибами лопия и сумия, зонами дробления и расщепления. С дуговыми линейментами согласны не только зеленокаменные пояса Карелии и Северной Финляндии, но и простирающиеся кристаллизационной сланцеватости метаморфических и гранитизированных толщ фундамента. Этот структурный план нарушается только в районах кольцевых структур-сателлитов и гранито-гнейсовых куполов. Следует отметить, что в отдельных местах и простирающиеся зеленокаменные шовные прогибы подчиняются крупным структурам-сателлитам.

К внешней части Кольско-Лапландского нуклеара, большая часть которого скрыта водами Баренцева моря, также приурочены разновозрастные осадочно-вулканогенные серии и гранитоиды. Это верхнеархейская лебяжинская серия метавулканидов, выполняющая центральную часть Кейвской синклинойной структуры, и вороньетундровская серия сланцев, гнейсов и ортоамфиболитов, перекрывающая с базальными конгломератами полмостундровскую, более древнюю толщу парагнейсов и ортоамфиболитов. Завершается разрез лопия кейвской серией глинозёмистых пород. Верхнеархейские серии прорываются гранитами с возрастом 2600—2700 млн. лет [Шуркин и др., 1979]. Нижнепротерозойский комплекс в рассматриваемом регионе представлен мощными осадочно-вулканогенными толщами, слагающими Имандра-Варзугский шовный прогиб и Печенгскую приразломную тектоническую депрессию.

Таким образом, анализ особенностей геологического строения южного сектора Кольско-Лапландского нуклеара показывает, что здесь развиты древнейшие, в различной степени гранитизированные, гра-

нулит-базитовые комплексы пород Мурманского блока, осадочно-вулканогенные формации шовных прогибов, габбро-анортозиты, рапакиви и подобные им гранитоиды и т. д. Все это, как и в предыдущих случаях, указывает на высокую тектоническую подвижность и магматическую проницаемость внешних частей нуклеаров Балтийского щита.

В фундаменте Сибирской платформы выделено, как уже говорилось, восемь нуклеаров, разделенных интернуклеарными областями (см. рис. 2). Как правило, внешние части нуклеаров, где обнажаются докембрийские образования, отчетливо дешифрируются на космических снимках в виде аномальных фотополей.

Внешние части таких нуклеаров, как Ангарский, Алдано-Становой и Витимо-Олекминский, образованы в различной степени гранитизированными и тектонически переработанными гипербазит-базитовыми комплексами катархея и отчасти гнейсовыми сериями архея (курультино-гонамский комплекс, шарыжалгайская и канская серии). К этим же внешним частям приурочены верхнеархейские — нижнепротерозойские троговые структуры, выполненные метаморфизованными терригенно-вулканогенными и карбонатно-терригенными образованиями (тропо́вый комплекс, муйская серия). Здесь же наблюдаются продукты последующей переработки гранулит-базитового комплекса от раннеархейских анортозитов, эндербитов и чарнокитов до протерозойских гранито-гнейсов и мигматитов, кислых вулканитов и гранитов рапакиви. Это известные аортозитовые массивы Становика — Джугджура, древнестановые и куандинские плагиогранит-гнейсы и гранитоиды, породы вулканоплутонической ассоциации Улканского прогиба и Ажитканского пояса. Факты полихронной динамотермальной переработки внешних частей рассматриваемых нуклеаров подтверждаются и данными радиологических определений возраста метаморфических пород. Во внешней части Алдано-Станового нуклеара древнейшие породы были изначально метаморфизованы в условиях высоких температур более 3600 млн. лет тому назад, затем они подверглись вторичной среднетемпературной гранитизации и реоморфизму на рубеже 2000—1800 млн. лет. Последующая перекристаллизация пород произошла в результате термальных событий в позднепротерозойское время — 700 млн. лет и в мезозое — 100 млн. лет [Искандерова и др., 1980].

Аналогичная картина наблюдается и во внешней части Ангарского нуклеара. Ко времени 3700 млн. лет относится формирование чарнокитов канской серии. Возраст пород шарыжалгайской серии, по данным свинцово-изохронного метода, колеблется от 1030 до 2800 млн. лет, что, как считают, является результатом воздействия более поздних термальных процессов [Салоп, 1973]. Таким образом, указанные цифры возраста термальной переработки субстрата лишней раз свидетельствуют о непрекращающемся и достаточно интенсивном тепловом потоке, пронизывающем область внешних частей нуклеаров.

Сравнительный анализ Алдано-Станового, Ангарского, Витимо-Олекминского нуклеаров Сибирской платформы с нуклеарами Балтийского щита еще раз свидетельствует о большой подвижности и магматической проницаемости внешних частей этих крупных кольцевых структур и их сателлитов. В их пределах и локализованы зеленокаменные пояса раннего докембрия, а также вулканогенные образования более молодого возраста.

Внутренние части овоидно-кольцевых систем, судя по всему, в докембрийское время были относительно более стабильными.

Не вдаваясь в подробности описания всех нуклеаров и других кольцевых структур Сибирской платформы, частью охарактеризованных ранее [Глуховский, 1978; Глуховский, Павловский, 1982; Моралев, Глуховский, 1981], отметим лишь, что, по данным интерпретации магнитных и гравитационных полей, между ними отчетливо выделяются протяженные плавно изгибающиеся тектонические зоны облекания (см. рис. 2). По не-

которым признакам эти зоны могут контролировать размещение в фундаменте платформы протяженных вулканоплутонических поясов нижнего протерозоя Ачитканского типа. Не исключено также, что в этих же зонах вблизи нуклеаров могут локализоваться и более древние зеленокаменные трюги. Не меньший интерес представляют участки тройного (или более) сочленения нуклеаров, где происходили процессы раннепротерозойского вулканизма, седиментации и гранитообразования. Примером такого участка в пределах Сибирской платформы может служить Патомское нагорье, где развиты раннедокембрийские образования тонодско-бодайбинской серии, перекрывающие погребенные зеленокаменные трюги [Кориковский, Федоровский, 1980]. Последние контролируются дугowymi элементами Витимской кольцевой структуры — сателлита Витимо-Олекминского нуклеара. Возможно, подобным же строением обладает участок погребенного фундамента Сибирской платформы в Анабаро-Удзинском междуречье — район сочленения трех нуклеаров.

Многогранные свойства тектоники овоидно-кольцевых систем фундамента древних платформ, в частности высокая мобильность и магматическая проницаемость внешних частей нуклеаров, равно как и участков их сочленения и тектонических зон облекания, делают возможным проведение минерагенического анализа, основанного на новых закономерностях пространственного размещения полихронных рудоносных вулканоплутонических комплексов на щитах и в пределах плитных частей платформ. Можно, например, прогнозировать выявление новых реликтов, трюговых структур на недостаточно еще изученных в этом отношении площадях Джугджуро-Становой области. Возможно обнаружение трюгов, погребенных под протоплатформенным чехлом в междуклеарном пространстве в Патомском нагорье, что уже было предсказано ранее [Кориковский, Федоровский, 1980]. В последнем случае интерес могут представлять не сами глубоко погребенные трюги, а дуговые зоны над ними, где в благоприятной литологической обстановке (в черносланцевых или карбонатных толщах тонодско-бодайбинской серии) могут локализоваться стратиформные медно-полиметаллические и другие гидротермальные месторождения. При этом роль погребенных зеленокаменных трюгов в локализации оруденения может определяться двояко: как источника рудного вещества, выносимого горячими флюидами из вулканогенных образований (первоначально обогащенных рудным веществом) в более верхние горизонты, или как проводящих каналов для рудоносных мантийных флюидов и горячих сквозьмагматических растворов, создающих в верхних структурных этажах термальные купола с рудной минерализацией. С подобными же процессами термотектогенеза можно предполагать связь стратиформных полиметаллических месторождений и в платформенном чехле [Павловский, Глуховский, 1982], над зонами погребенных трюгов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гейер П. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 98—153.
- Гинтов О. Б. Структура континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев: Наукова думка, 1978. — 163 с.
- Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. Новые аспекты геотектоники и минерагении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11, с. 5—20.
- Искандерова А. Д., Миркина С. Л., Неймарк Л. А. и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранито-гнейсов Становой области Алданского щита. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 132—153.
- Клятин К. А. История формирования земной коры Скандинавии в рифее по данным изотопной геохронологии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 55—71.
- Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Федоровский В. С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и Северо-Восточного Забайкалья. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 15—26.

- Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патовского нагорья.— М.: Наука, 1980.— 300 с.
- Левковский Р. З. Рапакиви.— Л.: Недра, 1975.— 223 с.
- Моралев В. М., Глуховский М. З. Кольцевые структуры докембрийских щитов по данным дешифрирования космических снимков.— Исследование Земли из космоса, 1981, № 3, с. 8—22.
- Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.
- Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия.— Л.: Недра, 1973.— 309 с.
- Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по геолого-морфологическим данным.— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978.— 110 с.
- Шуркин К. А., Доброхотов М. Н., Загородный В. Г. и др. Ранний докембрий Восточно-Европейской платформы (стратиграфия, корреляция).— В кн.: Стратиграфия архей и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 5—23.
- Эскола П. Докембрий Финляндии.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967, с. 154—260.

В. Г. КУШЕВ

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПРОГИБЫ (ТРОГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ) ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В СИСТЕМЕ АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ И ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Наметившаяся в последние годы унификация представлений о строении древних платформ, в том числе Восточно-Европейской, включая Балтийский и Украинский щиты, позволила выделить для этих территорий гранит-зеленокаменные области, или архейские кратоны, и разделяющие их протерозойские подвижные пояса.

Исходя из тезиса о подобии большинства докембрийских провинций [Борукаев и др., 1977; Сеницын и др., 1982] тектоническую карту дорифейского фундамента Сибирской платформы [Гафаров и др., 1978; Тектоника фундамента..., 1978] рассмотрели с позиций возможной идентификации главных структурных доменов раннего докембрия [Кушев, 1983а, б]. При этом, учитывая опыт сопоставительного анализа тектоники Балтийского и Украинского щитов [Кушев, Сеницын, 1982; Сеницын и др., 1982], кроме тектонической карты принимали во внимание распределение фаций и типы метаморфизма (по режиму $T-P$). Результатирующая схема (см. рис. 1) несколько упрощена, однако на ней сохранились и нашли свое объяснение все главные «литосферные плиты», выделявшиеся ранее. Изменяются в основном понимание природы этих блоков и их генетическая трактовка, позволяющие сопоставлять Сибирскую платформу со щитами других континентов, что влияет, в свою очередь, на оценку перспектив металлогении региона и его отдельных частей.

В основу выделения доменов двух главных типов были положены отличительные признаки [Anhauesser e. a., 1969; Anhauesser, 1976; Gee, 1979; The Origin..., 1981], характерные для других щитов: а) особенно-стью архейских кратонов являются относительно слабо метаморфизованные зеленокаменные прогибы (узкие, глубокие, удлиненные или неправильной формы трог), зажаты между гранито-гнейсовыми куполами, что создает характерный мозаичный рисунок геофизических полей; б) подвижные пояса характеризуются линейными структурами значительной протяженности, совпадающими с высокоградиентными метаморфическими поясами зонального типа, а в краевых частях — с поясами низкоградиентного метаморфизма амфиболитовой — гранулитовой фации, внедрением специфических пластовых тел анортозитов, широким проявлением гранитизации, напряженной дизъюнктивной тектоникой, формированием поздних комплексов гранитов-рапакиви — габбро-анортозитов; в геофизических полях определяются выдержанными полосовыми магнитными и гравитационными аномалиями, контрастирующими с мозаичными полями кратонов.

В пределах Сибирской платформы наиболее изучен самый крупный выступ фундамента — Алданский щит и Становик, в которых отражены части трех крупных систем. Западная часть Алданского щита выделяется на всех схемах и картах как самостоятельный блок или массив (или: складчатая область, часть сегмента, плиты и т. д.). М. В. Муратов [1966] рассматривал Чаро-Олекминский массив как своеобразный остаток древней коры, подразделяя его на отдельные более мелкие глыбы. Именно в этой части щита еще в 60-е годы были выделены специфические «троговые комплексы», определяемые теперь как аналоги зеленокаменных прогибов [Моралев и др., 1982]. Всего насчитывается более 15 «шовных» прогибов [Конкин и др., 1975], ограниченных в современном срезе разломами, протяженностью 30—100 км и шириной от 1—2 до 20 км.

Выполнения таких прогибов, выделявшиеся под сводным названием борсалинской серии, залегающей на олекминской серии раннего архея, сопоставлялись с канадским типом архейских зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов [Докембрий..., 1977]. Разрез их в нижней части представлен образованиями вулканогенной формации, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой фации, выше сменяющейся терригенной и джеспилитовой формациями. Набор метавулканитов очень характерен: метадиабазы, амфиболитизированные порфириты и их туфы, метафельзиты; в нижней части разреза обычны метаультрабазиты (коматииты). В подчиненном количестве встречаются кварциты (мониминеральные или со ставролитом, фибролитом, гранатом, графитом), в верхах разреза могут присутствовать мраморы, кварцевые конгломераты, пиритовые кварц-углеродистые сланцы.

Внутренняя структура прогибов определяется развитием узких линейных синклиналей, нередко опрокинутых, с осложнением крыльев мелкой складчатостью и гофрировкой, срывами по пологим плоскостям с надвигами бортов на вулканогенно-осадочные выполнения прогибов. Метаморфизм зональный, с повышением степени от центральных зон к краям [Глаголев, 1979]. Общий структурный план Чаро-Олекминского массива больше всего напоминает типичный для гранит-зеленокаменных областей других щитов, что позволяет наряду с имеющимися радиологическими датировками возраста (2900—3580 млн. лет) достаточно уверенно относить его к категории архейских кратонов. Подобный по структурному рисунку участок намечается на востоке щита, где выделен как Амга-Алданский кратон (Батомгская зона или метаморфический пояс).

В центральной части Алданского щита различаются две области — собственно Алданский гранулитовый массив и Джугджуро-Становая зона (складчатая область). Формирование и структурно-метаморфическая эволюция докембрийских комплексов на примере Алдано-Тимптонского (Нимнырского) блока западной зоны, Сеймского блока центральной зоны, Сутамского и Зверевского блоков южной части массива и блоков Джугджуро-Становой области представляются происходившими [Дук, Кицул, 1980] в восемь этапов.

Алданский (или Чаро-Алданский, иногда — Витимо-Алданский) щит оказывается сложным гетерогенным сооружением. Западная его часть — это типичная гранит-зеленокаменная область, или архейский кратон. Центральная часть — Алданский гранулитовый массив — представляет собой фрагмент подвижного пояса, заложившегося путем дробления древнего кратона и развивавшегося одновременно с метаморфизмом (наложенного для пород основания и первичного для супракрустальных толщ) и интенсивными горизонтальными дислокациями. Соприженно с формированием этого пояса заложилась и развивалась Джугджуро-Становая зона — типичный подвижный пояс с краевыми гранулитами высоких давлений, пластовыми телами анортозитов, зональными высокоградиентными метаморфическими комплексами в осевой части.

Сложная история развития привела к чрезвычайно запутанной геохронологической картине, особенно в пределах Алданского гранулитового массива, что вообще типично для подвижных поясов. При использовании

радиометрического метода устанавливаются датировки от 3600 млн. лет (соответствующих возрасту зеленокаменных поясов) до 1800 млн. лет, а иногда и до 1000—600 млн. лет, если проявлена байкальская складчатость, обычно с несколькими максимумами [Грабкин и др., 1982].

Высокий уровень метаморфизма долгое время служил основанием для ошибочного отнесения гранулитовых комплексов подвижных поясов к древнейшим. Гранулиты Алданского массива вообще были избраны в качестве эталона древнейшего докембрия (алдания); за один из главных литотипов была принята федоровская свита [Докембрий..., 1977]. Однако надежных датировок для главного литотипа алдания — двушироксовых кристаллических сланцев — за 20 лет исследований не получено. Имеющиеся свинцово-изотопные изохронные датировки (по валу и цирконам соответственно) укладываются в интервал 2330—1780 млн. лет, а согласующаяся по разным изотопным отношениям значению составляют 1990 млн. лет. Для Анабарского щита, породы которого по аналогии относились к алданию, также не получено надежных дат древнее 2300 млн. лет. Вероятно, дело в том, что на щитах обнажаются чаще всего края стабилизированных подвижных поясов и смежные части кратонов, где произошло максимальное утолщение сиалической коры при участии горизонтальной тектоники. Большая же часть кратонов оказывается скрытой под платформенным чехлом. Тем не менее для относительно слабо метаморфизованных пород Чаро-Олекминского кратона, этого «своеобразного остатка древней коры» [Муратов, 1966], в отдельных глыбах и прогибах определен возраст 1300—2670 млн. лет и даже 3150—1580 млн. лет [Кудрявцев, 1965; и др.], зеленокаменные прогибы секутся гранитами с датировками 2500—2900 млн. лет и перекрываются молассоидными комплексами с возрастом 2600 млн. лет.

Используя территорию Алданского щита в качестве эталона, остальную часть фундамента платформы районировать в рамках соответствующих структурных единиц (рис. 1).

Тунгусский кратон соответствует архейскому массиву, намеченному еще Т. Н. Спижарским [1964] по сумме геофизических характеристик: для него типично изменчивое по интенсивности магнитное поле, резко отличное от полосового расположения магнитных аномалий Алдано-Анабарской системы. М. В. Муратов [1966] считал его крупным участком протоплатформы.

К югу от Тунгусского расположен Ангарский кратон, восточная часть которого переработана и приобрела структурный рисунок, сходный с типичным для «Алдано-Анабарской системы складчатости» [по М. В. Муратову, 1966].

Небольшие по размерам Приленский и Вилюйский кратоны (Киренская и Ботуобинская зоны литосферных плит [по Р. А. Гафарову и др., 1978]) по общей их геолого-геофизической характеристике сходны с Ангарским и Чаро-Олекминским кратонами.

Оленекский кратон включает восточную часть Анабарского щита и Оленекское поднятие; он соответствует выделявшемуся ранее архейскому массиву [Спижарский, 1964; Муратов, 1966; Гафаров и др., 1978]. Южнее по геофизическим данным выделен отличный от Анабарского щита Тонгский кратон, намеченный [Гафаров, 1965] и рассматривавшийся ранее [Муратов, 1966] как архейский массив, сходный по всем характеристикам с «Тимптонским протоплатформенным массивом» (т. е. с восточным краем Чаро-Олекминского кратона).

Названные кратоны разделяются системой подвижных поясов, из числа которых Алданский и Анабаро-Ленский, по-видимому, были заложены раньше, чем Джугджуро-Становой и Транссибирский. Последний на западе сочленяется с системой Енисейского подвижного пояса.

Наибольшей длительностью развития отличался Транссибирский подвижной пояс (соответствующий Байкало-Вилюйскому линеamentу), по которому, очевидно, происходили значительные горизонтальные смеще-

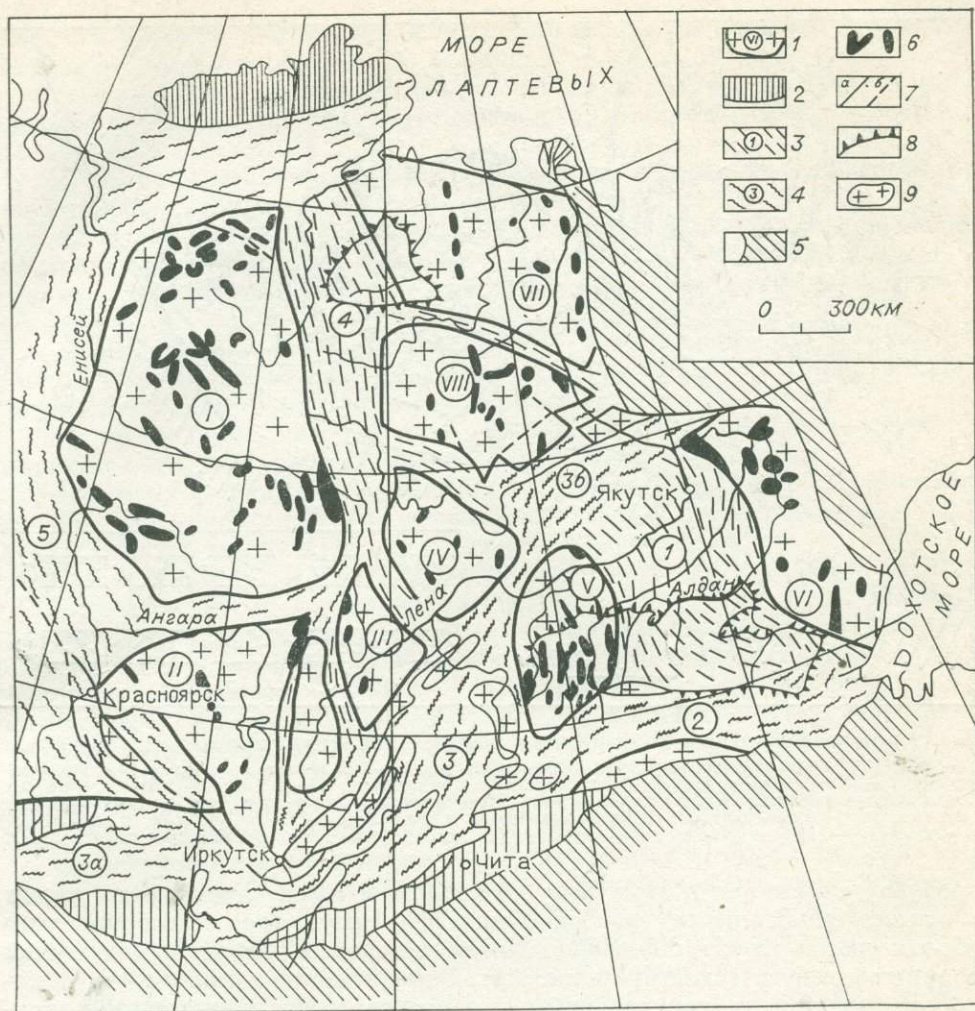


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы [Кушев, 1983б].

1 — архейские кратоны (гранит-зеленокаменные области): I — Тунгусский, II — Ангарский, III — Приленский, IV — Вилюйский, V — Чаро-Олекминский, VI — Амга-Алданский, VII — Оленекский, VIII — Тунгусский; 2 — блоки и глыбы архейских кратонов, переработанные и глубоко деформированные в фундаменте каледонид и в периоды наземных активизаций; 3 — постархейские подвижные пояса (1 — Алданский, 4 — Анабаро-Ленский); 4 — подвижные пояса раннепротерозойского заложения; 2 — Джугджуро-Стаповой, 3 — Транссибирский (3а — Саяно-Байкальская, 3б — Байкало-Вилюйская ветви), 5 — Енисейский; 5 — мезозоны; 6 — зеленокаменные прогибы (троговые комплексы); 7 — крупные разломы и расколы установленные (а) и предполагаемые (б), в том числе по геофизическим данным; 8 — границы щитов (выходов дорифейского фундамента); 9 — блоки (глыбы) архейских кратонов в подвижных поясах.

ния крупных литосферных плит, обусловившие здесь формирование протерозойских офиолитовых комплексов, а также заложение и развитие системы байкалид.

Практическое значение предлагаемой схемы геоструктурного районирования заключается в том, что становятся возможными сопоставления этой обширной территории с другими раннедокембрийскими провинциями и соответствующие прогнозно-металлогенические построения по аналогии с лучше изученными в этом плане Африканским, Австралийским и другими щитами. Первоочередной задачей является выделение и изучение зеленокаменных поясов, а в их пределах — отдельных прогибов, которые до последнего времени считаются «троговыми комплексами», «рифтами», шовными прогибами и т. д., относящимися то к протерозою, то к рифею или даже к «протоплатформенному чехлу». Это свидетельствует о том, что классификация таких структур — крайне запутанная, неоднозначная —

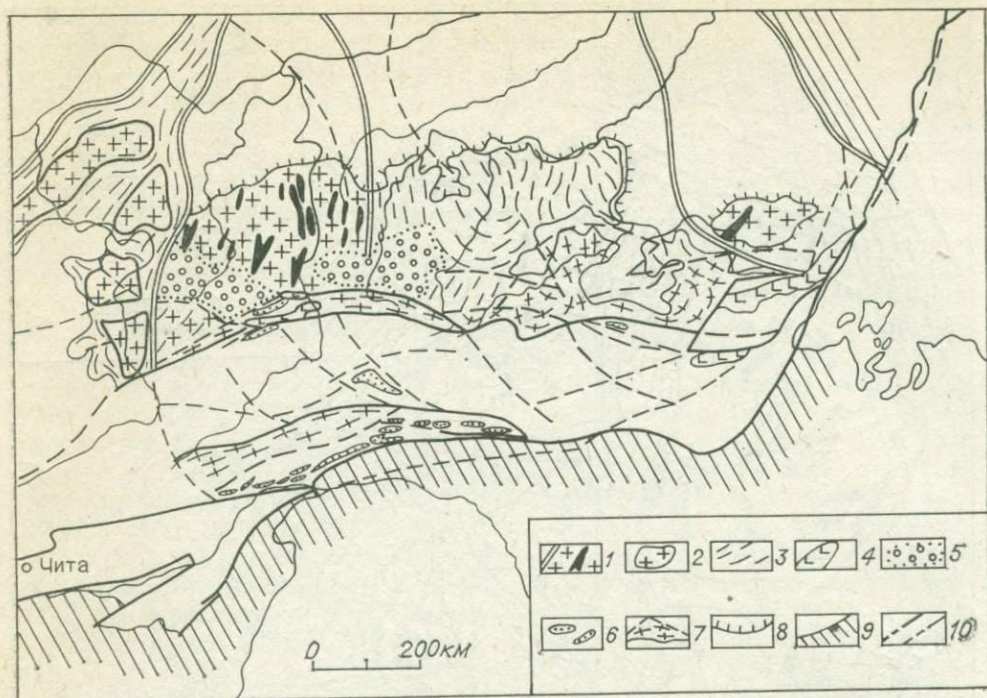


Рис. 2. Соотношения Чаро-Олекминского кратона со смежными подвижными поясами. 1 — архейские кратоны (гранит-зеленокаменные области); 2 — глыбы архея в пределах подвижных поясов; 3 — подвижные пояса; 4 — пластовые тела анортозитов; 5 — перикратонные бассейны со слабо метаморфизованными выполюнениями; 6 — осадочно-вулканогенные прогибы в краях подвижных поясов; 7 — зоны метаморфизма повышенного и высокого давления (краевые гранулиты); 8 — граница платформенного чехла; 9 — границы палеозойа; 10 — краевые швы и крупные разломы.

требует унификации и строгой возрастной привязки. В настоящее время в отечественной литературе под общим названием «троговые комплексы» объединяются структурно-вещественные комплексы разной геологической позиции и генетической природы. Архейские зеленокаменные пояса обычно описываются по трехчленной схеме стратиграфии, включающей нижнюю базит-ультрабазитовую часть, за которой следуют средняя с составом от основных до кислых и венчающая преимущественно осадочная толща. Однако при общем принципиальном сходстве зеленокаменных прогибов по всему миру стратиграфия конкретных структур достаточно индивидуальна, что затрудняет или делает невозможной их корреляцию даже в пределах одного щита, не говоря о межконтинентальных сопоставлениях. Эти трудности возникли и при исследованиях и сопоставлениях разрезов «трогового комплекса» в Алдано-Становом нагорье [Моралев и др., 1982]. Выделенные здесь трогии разбиты на три группы: с вулканитами в объеме более 50%, менее 50% и существенно терригенные. Как следует из схемы (рис. 2), первые два типа находятся в пределах кратона, трогии третьего типа располагаются в подвижном поясе, т. е. к категории собственно зеленокаменных прогибов не относятся.

Архейские кратоны и подвижные пояса существенно различаются по характеру эндогенного оруденения. Входящие в состав кратонов зеленокаменные прогибы в металлогеническом отношении являются одной из богатейших формаций всех геологических эпох, включают широкий спектр полезных ископаемых с достаточно устойчивыми рудными ассоциациями. Сравнение архейских провинций Южной Африки, Западной Австралии и Канады выявило ряд важных особенностей [Anhauesser, 1976; Gee, 1979]:

1) набор типов минерализации повсеместно весьма обширен, хотя относительная их роль неодинакова; ведущими являются золото-сульфидно-кварцевая, сульфидно-медно-никелевая, колчеданно-полиметалличе-

ская, хромитовая, железорудная типа Алгома (пространственно и генетически связанная с вулканитами) формации;

2) некоторые типы оруденения в зеленокаменных прогибах всего мира распространены, по-видимому, одинаково; это прежде всего золото и железистые кварциты;

3) хромиты наиболее широко представлены в архейских образованиях Родезийского кратона;

4) медно-никелевые руды особенно широко представлены в Западной Австралии (блок Йилгарн), в меньшей степени — в Родезийском кратоне, в канадских зеленокаменных поясах рудные тела этого типа обычно невелики;

5) массивные сульфидные руды (медно-свинцово-цинковые) исключительно широко развиты на Канадском щите, а в Африке и Австралии редки; здесь отсутствуют также месторождения типа Кобальт;

6) архейские зеленокаменные области Южной Африки содержат крупные месторождения хризотил-асбеста.

Различия в преимущественном проявлении разных рудных формаций связываются с неодинаковым развитием ультраосновных и основных пород в разрезах зеленокаменных прогибов [Anhaeusser, 1976], что, в свою очередь, пытаются поставить в зависимость от возраста толщ [Gee, 1979].

Для подвижных поясов характерны формации: железорудная терригенно-хемогенная типа Суперпор или Кривого Рога; редкометалльные и слюдоносных пегматитов; колчеданно-полиметаллическая; олово-вольфрамовая (касситерит-шеелитовая скарновая); апатит-ильменит-титаномагнетитовая в связи с габбро-анортозитами; обширная группа гидротермальных месторождений так называемого тектонометаморфического типа. Кроме этого, в переработанных останцах зеленокаменных прогибов в глыбах среди подвижных поясов возможно сохранение месторождений, характерных для кратонов.

Выделение грамит-зеленокаменных архейских кратонов и подвижных поясов приводит к логическому выводу о существовании важного в металлогеническом отношении рубежа — смене *архейского* стиля развития с формированием зеленокаменных прогибов рифтогенной природы *стилем «протогеосинклиналиного»* развития подвижных поясов.

Специфические рудные формации, связанные с отложениями перикратонных бассейнов, синхронных развитию протерозойских подвижных поясов, в качестве источника рудного вещества имели породы зеленокаменных комплексов и архейские калиевые граниты.

Выделение кратонов и подвижных поясов открывает перспективы поисков аналогичных рудоносных структур в Байкало-Амурском регионе, где в первую очередь необходимо провести строгую идентификацию и классификацию уже известных прогибов, ныне объединяемых под общим названием «троговых комплексов».

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники.— Новосибирск: Наука, 1977.— 262 с.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 95—108.
- Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 43—57.
- Глаголев А. А. Метаморфические фации и зональность Чаро-Токкинского железорудного района (Юго-Западная Якутия).— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ: Бурятск. кн. изд.-во, 1979, с. 29—31.
- Грабкин О. В., Обыскалов А. К., Сизых А. И., Фомин Д. П. Этапы тектономагматического развития докембрийских комплексов Олекминской зоны Алданского щита.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 11—26.

- Дук В. Л., Кицул В. И. Эндогенные режимы и особенности их проявления в гранулитовом массиве Алданского щита.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 77—84.
- Кожкин В. Д., Ручкин Г. В., Федоровский В. С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и Северо-Восточного Забайкалья.— Геотектоника, 1975, № 3, с. 15—27.
- Кудрявцев В. А. О древних образованиях Станового хребта.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 10, с. 15—21.
- Кушев В. Г. Зеленокаменные прогибы и метаморфические пояса в развитии земной коры южного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983а, с. 75—78.
- Кушев В. Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов.— В кн.: Докембрийские троговые комплексы Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983б, с. 74—79.
- Кушев В. Г., Спичин А. В. О соотношении дометаморфического, метаморфогенного и метаморфогенно-метасоматического процессов в формировании металлогенических ассоциаций зеленокаменных прогибов и подвижных поясов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Винница, 1982, с. 209—210.
- Моралев В. М., Глуховский М. З., Коген В. С. Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79—97.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3, с. 3—48.
- Спичин А. В., Кушев В. Г., Ермолаева Л. А. Главные особенности геологии раннего докембрия и проблема соотношения зеленокаменных прогибов и подвижных поясов.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 8, с. 11—28.
- Спичарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.— Л.: Наука, 1964, с. 122—134.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ.— М.: Наука, 1978.— 210 с.
- Anhausser C. R. Archean Metallogeny in the Southern Africa.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 1, p. 16—43.
- Anhausser C. R., Mason R., Viljoen H. J., Viljoen R. P. A reappraisal of Precambrian shield geology.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 11, p. 114—128.
- Gee R. D. Structure and tectonic style of the Western Australian shield.— Tectonophysics, 1979, v. 58, N 3/4, p. 327—369.
- The Origin and Evolution of the Earth's Continental Crust.— Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1981, A 301. 399 p.

А. Д. НОЖКИН

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ТРОГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

В структуре краевых выступов фундамента юго-западной части Сибирской платформы архейские глыбы рассматриваются как отторженцы или сохранившиеся блоки древних кратонов, образованных гнейсовыми и гранит-зеленокаменными комплексами, в разной степени преобразованными в связи с формированием протерозойских подвижных поясов. По этой причине выделение архейских зеленокаменных поясов здесь усложняется развитием более поздних вулканоплутонических формаций и перекрывающих стратифицированных толщ, неоднократным проявлением дислокационного метаморфизма и диафтореза, а также других наложенных процессов.

Проведенным геолого-геохимическим исследованием структурно-вещественных комплексов докембрия Енисейского кряжа, Ангаро-Канского, Канского, Бирюсинского выступов выявлена резкая геохимическая неоднородность раннедокембрийского фундамента юго-западной части

Сибирской платформы, обусловленная зональным распределением сиалических и фемических масс. Сегменты сиалической коры по геологическим и геохимическим признакам отличаются высокой зрелостью: широким развитием высокоглиноземистых пород, гнейсов гранодиорит-плагиогранитного состава, кислых коровых метавулканитов, гранито-гнейсовых куполов и калиевых гранитов, т. е. комплексов пород с повышенным содержанием редких и радиоактивных элементов [Ножкин, 1983 б]. Гнейсовые комплексы местами перекрыты мощными ритмично-слоистыми карбонатно-терригенными протерозойскими толщами. В сиалических блоках докембрия сосредоточены месторождения и рудопроявления свинца, цинка, молибдена, олова, вольфрама, редкометалльных гранитов, щелочных сиенитов, пегматитов и метасоматитов.

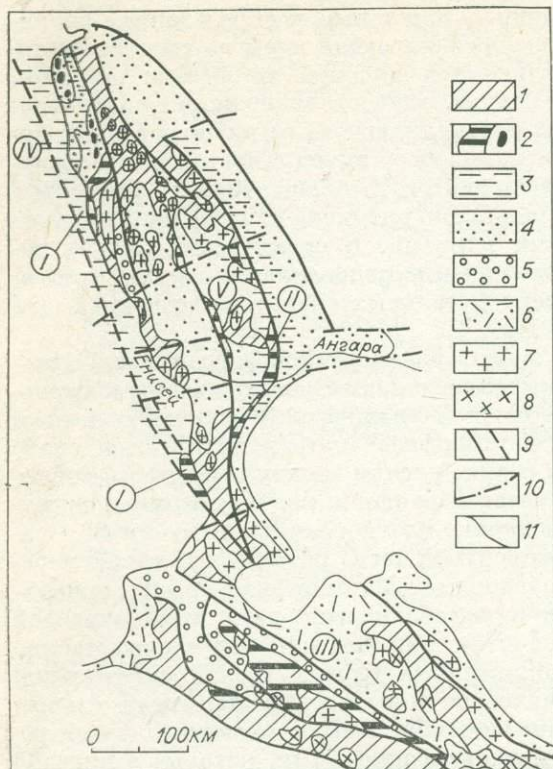
Фемические зоны или унаследуют раннеархейское гранулит-базитовое основание, образованное кристаллосланцами, анортозитами и эндербитами, или развиваются на первичной сиалической гранито-гнейсовой протоколе. Для них характерны метаморфизованные коматитовая, слабо дифференцированная толеитовая серии, кислые метавулканиты натрового уклона, развитие гипербазитов, метагабброидов и подчиненных им синкинематических гранитоидов гранодиорит-плагиогранитного состава. Осадочные породы более свойственны верхней части разреза, где также чередуются с вулканогенными образованиями. Метаморфизм обычно зональный: от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации; обусловлен развитием гранито-гнейсовых куполов и существенно натрий-калиевых гранитов в сопряженных блоках зрелой сиалической коры. В структурном плане фемические зоны представлены или узкими зеленокаменными поясами — раннедокембрийскими трогами, или более широкими и протяженными наложенными прогибами, которые в краевой части платформы являются составным элементом основания рифейско-каледонской складчатой области.

Ниже на примере Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна рассматриваются строение, состав, особенности геохимии и металлогении впервые выделенных автором [Ножкин, 1980, 1981а, б] раннедокембрийских троговых структур — древнейших мобильных зон Сибирской платформы.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТРОГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В Енисейском кряже устанавливаются две фемические зоны, соответствующие Приенисейскому и Рыбинско-Панимбинскому зеленокаменным поясам. На юге Ангаро-Канского выступа в гнейсах и гранулитах раннего архея эти структуры проявляются зонами милонитов, а севернее — шовными трогами, образованными метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами. По геолого-геофизическим признакам троговые комплексы прослеживаются через весь кряж, однако севернее Ангары на поверхность они выходят лишь в отдельных блоках (см. рисунок).

Осадочно-вулканогенные комплексы южной части Приенисейского пояса обнажаются вдоль Енисея в так называемой Предивинской зоне и пространственно тяготеют к выходам раннеархейского гранулит-базитового основания. От более древних метаморфических комплексов сиалического блока они отделены зонами бластомилонитов и бластокатаклазитов. По гравимагнитным данным полоса таких зеленокаменных осадочно-вулканогенных образований прослеживается на сотни километров и севернее вдоль левобережья Енисея под покровом более молодых отложений. Очевидно, с этими зеленокаменными комплексами связана природа известной [Наливкина, 1965] Касской магнитной аномалии в фундаменте Западно-Сибирской плиты.



Раннедокембрийские троговые структуры Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна.

1 — выходы докембрийского спалического основания; 2 — выходы докембрийского фемического основания в троговых структурах (зеленокаменных поясах) и протрузиях ультрамафитов; 3 — фемическое основание, перекрытое рифейскими и фанерозойскими отложениями; 4 — протерозойские, преимущественно рифейские, отложения; 5 — позднепротерозойские и кембрийские отложения; 6 — девонские осадочно-вулканогенные образования; 7, 8 — гранитоиды (7 — докембрийские, 8 — палеозойские); 9 — тектонические швы; 10 — поперечные зоны дислокаций; 11 — контур выступов основания платформы по подошве ее чехла. I—III — раннедокембрийские троговые структуры (зеленокаменные пояса): I — Приенисейская, II — Рыбинско-Панинбинская, III — Канская; IV — Исаковский прогиб; V — Татарский вулканоплутонический пояс.

В составе Приенисейского пояса выделяются две толщи. Нижняя — юдинская — толща сложена чередованием амфиболитов, плагиоклазовых амфиболитов (метабазитов), гранатсодержащих кварц-полевошпатовых ор-

тогнейсов (кислых метавулканитов) и подчиненных им амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и сланцев. Видимая мощность толщи 1500—1700 м.

Вся гнейсо-амфиболитовая толща пронизана стратифицированными телами (силлами) метагабброидов (ортоамфиболитов), жильными телами синкинематических гранитоидов, превращенных в гранито-гнейсы, послойными жилами гнейсированных аплитов и пегматитов.

Химический состав плагиоклазовых амфиболитов соответствует низкотитанистым и низкожелезистым базальтам. Отдельные разновидности микроамфиболитов по составу являются аналогами магнезиальных мафитов и ультрамафитов — коматиитов. Кислые метавулканиты по химическому составу отвечают натровым липаритам, риодацитам и дацитам. Все эти метаморфизованные вулканогенные образования основного и кислого состава отличаются весьма низким содержанием (ниже кларковых) таких редких литофильных элементов, как уран (0,1—0,6 г/т) и торий (0,2—1,0 г/т), не достигающим уровня базальтов континентального типа, а также золота (0,5—3,5 мг/т). Гранито-гнейсы и гнейсовидные гранитоиды по составу отвечают плагиогранитам, гранодиоритам и диоритам. Как и кислым метавулканитам, им присущи низкие фоновые значения по золоту (1—2 мг/т), урану (0,5—1,5 г/т) и торию (2,4—5,5 г/т), которые обычно ниже радиогеохимического фона андезитов, что резко их отличает от таковых соседнего сиалического блока, где концентрация тория в гнейсах в 5—10 раз выше и составляет 15—40 г/т. Все это может свидетельствовать о связи пород среднего и кислого состава с базитовыми магмами.

Осадочные и магматические породы нижней толщи метаморфизованы в основном в условиях эпидот-амфиболитовой фации; локально, вдоль разрывов, претерпели катакластический метаморфизм и перекристаллизацию, сопровождающуюся диафторезом зеленосланцевой фации.

Верхняя — предивинская — толща начинается микроамфиболитами состава магнезиальных мафитов и ультрамафитов, сменяющимися чередованием пачек полевошпатовых кварцитов и зеленых сланцев с пачками

амфиболитов (метабазитов), амфиболовых плагиогнейсов и эпидот-амфиболовых сланцев. Выше кварциты и сланцы чередуются с горизонтами плагиопорфиров (кислых метавулканитов) и амфиболитов (метабазитов). Общая мощность не менее 1400—1600 м. В верхней половине разреза толщи (мощностью около 1500 м) наряду с кислыми и основными метавулканитами значительная роль принадлежит зеленоцветным тонкослоистым туфогенно-терригенным и вулканомиктовым песчаникам и алевросланцам — метаграуваккам, содержащим горизонты магнетитовых кварцито-сланцев и рудных гематит-магнетитовых кварцитов. В береговых обнажениях р. Енисей (у пос. Предивинск) эта часть толщи попадает в зону повторного катакластического метаморфизма и диафтореза зеленосланцевой фации. Здесь преимущественно развиты сланцы, образованные по вулканитам и осадочным породам.

Породы верхней толщи пересечены согласными наслоению субвулканическими интрузиями кислого состава, телами амфиболитованных габброидов, близких по составу метабазальтоидам (амфиболитам), протрузиями серпентинизированных гипербазитов, более поздними посткинematicкими интрузиями диоритов, плагиогранитов и, наконец, самыми поздними верхнепротерозойскими дайками слабо измененных андезитов, кварцевых диабазов и порфиров.

Особенностью верхней толщи является вулканогенно-осадочный состав, отсутствие разгнейсованных гранитоидов, общий несколько пониженный метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Базиты, ассоциирующие с кислыми вулканитами, — высокотитанистые и высокожелезистые, что резко их отличает от нижнего уровня. Кислые метавулканиты — дациты и липариты натровые. Все породы характеризуются низким уровнем содержания золота (0,5—2 мг/т), урана и тория; даже в кислых вулканитах концентрация радиоэлементов редко поднимается выше фона, присущего андезитам. Следовательно, низкое содержание радиоактивных элементов, других редких литофилов, а также золота — общая особенность разреза Приенисейской троговой структуры. Отсутствие отложений с повышенной ториеносостью как продуктов размыва соседнего сиалического блока — признак формирования пояса в основном за счет мантийного и самых нижних горизонтов корового вещества.

Возраст этих интенсивно дислоцированных и метаморфизованных толщ всегда считался архейским [Кузнецов, 1941] или раннедокембрийским [Геологическая карта..., 1978], что подтверждается наличием в нижней толще пегматитов, аналогичных тем, что развиты в соседнем сиалическом блоке и имеют возраст около 2,6 млрд. лет [Геохронология СССР, 1973], а также пересечением их сравнительно слабо измененными и не подверженными дислокационному метаморфизму дайками верхнепротерозойских диабазов и андезитов. Возраст нижнего комплекса, очевидно, позднеархейский. Верхний комплекс, видимо отделенный от нижнего этапом формирования синкинематических гранитоидов, формировался несколько позже, возможно начиная с нижнего протерозоя.

В 300 км северо-западнее фрагмент Приенисейской троговой структуры обнажается по правобережью Енисея и его притоков в Исаковском прогибе. В районе р. Борисиха толща метаморфизованных существенно вулканогенных пород залегает в аллохтоне надвига на гнейсах и сланцах сиалического блока. Нижняя часть разреза представлена пластообразными телами серпентинизированных ультрамафитов, средняя — чередованием их с амфиболитами, а верхняя — амфиболитами, отвечающими по составу низкотитанистым, низкожелезистым высокомагнезиальным базитам. Ультрамафиты несут признаки вулканогенных образований типа перидотитовых коматитов, характеризующихся повышенным содержанием никеля (2200—2600 г/т), кобальта (100—1000 г/т), золота (2—10 до 180 мг/т).

В более северных разрезах этого прогиба видно, что вулканогенные породы эффузивной и силлово-дайковой фаций развиты среди мощной тол-

щи (Исаковской [Миронов, Ножкин, 1978]) карбонатно-терригенных отложений. Вулканогенные породы широко распространены в средней и верхней частях разреза. В плане они образуют полосу шириной 5—8 км, протягивающуюся на 150—160 км. Эта полоса представляет собой сложно построенную пачку переслаивающихся эффузивов и туфов metabазальтоидов с зелеными сланцами и карбонатными песчаниками, содержащими многочисленные параллельные дайки и силлы диабазовых порфиритов и метабазальтоидов, а также стратифицированные пластообразные тела серпентинизированных ультрамафитов и протрузии апоперидотитовых серпентинитов. Особенностью химизма базитов является повышенное содержание магния и кальция, низкое титана, железа и щелочей. По этим признакам, а также весьма низкому уровню содержания урана (0,16 г/т), тория (0,33 г/т) и калия (0,3%) они сходны с толеитами раннедокембрийских зеленокаменных поясов [Конди, 1983] и с примитивными базальтами океанов. Стратиграфически ниже вулканогенной пачки залегают терригенные и карбонатно-терригенные породы: филлиты и метапесчаники, кварцево-слюдисто-карбонатные и кварцево-слюдистые со ставролитом сланцы, горизонты мраморов, кальцифиров, амфиболитов, кварцитов, рудных магнетитовых кварцитов и сланцев. С отдельными пластами и пачками карбонатных пород связаны проявления свинцово-цинковой минерализации крапленного типа.

От нижележащих, обычно более высокометаморфизованных, стратифицированных образований, представленных порфиробластическими гнейсами, высокоглиноземистыми гранат-ставролитовыми, гранат-слюдянными и углеродистыми сланцами, чередующимися в верхах разреза с горизонтами мраморизованных известняков, вулканогенные породы и карбонатно-терригенные отложения восточной части Исаковского прогиба отделены горизонтом аркозовых гравелитов, песчаников и кварцитов, которые, очевидно, представляют собой базальные слои трогового комплекса.

Стратиграфически выше толща базитов, ультрамафитов и карбонатно-терригенных пород залегает толща глинистых сланцев, кислых и известково-щелочных вулканитов, глинисто-карбонатных и карбонатных пород с онколитами и строматолитами (нижнесурнихинская толща [Миронов, Ножкин, 1978]).

Вулканогенно-осадочные образования Исаковского прогиба, и особенно южной его части (реки Верхняя Сурниха, Исаковка), представляют собой единый зонально-метаморфизованный комплекс, связанный как бы постепенными фаціальными переходами с кристаллическими сланцами и гнейсами, развитыми со стороны гранито-гнейсовых куполов соседнего с востока сиалического геоблока. Метаморфизм пород изменяется от хлоритовой зоны зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой. В ядрах купольных структур в мигматизированных гнейсах нижележащего метаморфического комплекса развиты ассоциации с силлиманитом. К ним приурочены массивы нижнепротерозойских натрий-калиевых гранитоидов с возрастом около 1,8—1,9 млрд. лет [Геохронология СССР, 1973]. Однако формирование основной массы порфиробластических гнейсов и гранито-гнейсов в окаймлении массивов и куполов происходило, как и в других районах Енисейского кряжа [Ножкин и др., 1983], значительно позже ($1,0 \pm 0,1$ млрд. лет) в связи с гренвиллской орогенцией, обусловившей в ряде мест развитие повторного метаморфизма зонального типа.

Наиболее характерной геохимической особенностью разреза Исаковского прогиба является чередование контрастных по радиогеохимическим свойствам пород — низкорadioактивных metabазитов, зеленых сланцев, мраморов и кварцитов и высокорadioактивных (урана 2—5 г/т, тория 10—20 г/т) кварцево-слюдистых сланцев. Это свидетельствует о смешении минеральных масс сиалических и фемических зон и, следовательно, о более высоком стратиграфическом положении данного комплекса в сравнении с таковыми Предивинской зоны на юге.

Возраст вулканогенно-осадочных образований Исаковского прогиба, очевидно, позднепротерозойский; формирование базального (?) аркозо-

вого горизонта исаковской толщи наиболее логично связывать с размытым нижнепротерозойских гранитоидов (типа Гаревского массива). Возраст нижней (исаковской) толщи явно древнее $1,0 \pm 0,1$ млрд. лет, поскольку зональный метаморфизм в породах толщи может быть связан только с этой или более древней эпохой. Это подтверждается и несогласным перекрытием вулканогенно-осадочных пород пестроцветной моласоидной формацией вороговской серии, формирование которой происходило 800—850 млн. лет назад [Волобуев и др., 1976]. В целом Исаковский прогиб следует, видимо, считать наложенной структурой по отношению к Приенисейскому зеленокаменному поясу, поскольку раннедокембрийские фемические комплексы последнего по геолого-геофизическим данным прослеживаются вдоль левобережья Енисея в основании этого прогиба.

Представление о составе верхней части разреза Рыбинско-Панимбинского зеленокаменного пояса можно получить по данным исследования осадочно-вулканогенной рыбинской толщи, которая в отдельных блокированных структурах горстового типа обнажается среди более молодых толщ протерозоя вдоль р. Рыбная (приток Ангары), а также выходит на протяжении 5,5—6 км по правому берегу Ангары, ниже с. Рыбное. В последнем случае вскрывается мощная толща массивных и сланцеватых амфиболитованных метабазитов, среди которых наблюдаются лишь редкие маломощные прослои зеленых кварцево-актинолитовых и черных графитистых кварцево-сланцеватых сланцев. Среди амфиболитованных метабазитов выделяются разновидности с реликтами офитовой структуры, амфиболитованные диабазы, а также образованные по ним фразинитовые сланцы хлорит-эпидот-актинолитового состава. Севернее, на р. Рыбная, судя по керну скважин, эта же толща сложена чередованием плагиоклазовых амфиболитов (метабазитов), микроамфиболитов (магнезиальных метабазитов) с пачками высокомагнезиальных метатупфов, горизонтами и более мощными стратифицированными телами тонкокристаллических сланцеватых пород хлорит-серпентин-амфиболового состава. В верхах разреза залегают высокомагнезиальные метатупфы, черные углеродистые туфогенно-терригенные сланцы, полосчатые алевросланцы, кислые метавулканиты и их туфы, филлиты, доломиты.

Химический состав вулканогенных пород рассматриваемой толщи отвечает двум сериям: коматиитовой и толеитовой. Породы коматиитовой серии по содержанию MgO отвечают базальтовым (11—12%), пироксенитовым (17—18%) и перидотитовым ($\sim 21\%$) коматиитам или мафитовым ($MgO < 20\%$) и ультрамафитовым ($MgO > 20\%$) их разновидностям [Arndt e. a., 1979]. В толеитовой серии устанавливаются две ассоциации: с повышенной и пониженной титанистостью. Кислые метавулканиты натровые, липарит-дацитового состава.

Сравнение высокомагнезиальных пород с петрохимическими типами ассоциаций коматиитов других регионов показывает бесспорное их сходство; определяется оно низким ($0,3—0,4$) отношением $\Sigma FeO / \Sigma (FeO + MgO)$, низким содержанием титана и калия, повышенным отношением CaO / Al_2O_3 , а также геохимическими их свойствами. Например, как и в изученных нами [Ножкин и др., 1980] наиболее типичных коматиитах архейских зеленокаменных поясов КМА Русской платформы, так и в мафитах и ультрамафитах Енисейского кряжа [Ножкин, 1981а, б] устанавливаются близкие характеристики по урану, торию, калию, золоту и серебру. В обоих случаях повышенные фоновые содержания золота и серебра присущи ультрамафитовым (перидотитовым) коматиитам и кислым натровым вулканитам. Базальтовые и пироксенитовые коматииты отличаются низким фоном по золоту. Наличие среди мантийных вулканитов кислых пород и терригенных осадков с высокими (урана 2,5—5 г/т, тория 8—15 г/т, калия 2—3,5%) радиогеохимическими показателями свидетельствует об участии в формировании этого зеленокаменного пояса корового высокозрелого вещества, аналогичного соседнему центральному сляпическому геоблоку, и, следовательно, о более высоком стратиграфическом положении и меньшей эродированности этих раннедокембрийских толщ в эпоху

начавшейся деструкции протокры. Эта же мысль подтверждается и отсутствием в составе толщ крайних, наиболее высокомагнезиальных перидотитовых коматиитов, обычно характерных для более низких стратиграфических уровней типичных зеленокаменных поясов.

По геолого-геофизическим признакам осадочно-вулканогенные образования Рыбинско-Панимбинского зеленокаменного пояса прослеживаются на сотни километров почти через весь кряж. На юге, в Ангаро-Канском регионе, это интенсивно измененные в зоне мидонитов и в последующем гранитизированные базитовые комплексы верховьев рек Мурма и Шилка. В районе р. Ягодкина они перекрыты верхнепротерозойскими отложениями, однако по гравимагнитным свойствам надежно трассируются на север по направлению к рекам Тасеева и Ангара. В правобережье Ангары вулканогенные породы основного состава обнажаются выше р. Черная и вдоль р. Рыбная, где ассоциируют с высокомагнезиальными мафитами и ультрамафитами — коматиитами (рыбинская толща). К северу и северо-западу от Ангары тяжелые магнитные массы просматриваются вдоль восточного склона Панимбинского антиклинория до широты р. Чапа, где срезаются субширотным Тунгусским [Болдырев, 1979] трансрегиональным разломом. На поверхность они выходят в правобережье р. Бол. Пит, в нижнем течении р. Панимба. Вулканогенные породы известны здесь в составе колчеданоносной панимбинской толщи [Злобин, 1980; Петров, 1969, 1970], в пределах которой слагают довольно мощную (до 1500 м) пачку. По химическому составу и геохимическим свойствам высокомагнезиальные породы р. Панимба обнаруживают наибольшее сходство с пироксенитовыми коматиитами [Злобин, 1980] и сопоставляются с таковыми рыбинской толщи. Кроме вулканогенных пород в низах панимбинской толщи развиты мраморы, черные углеродистые сланцы, отличающиеся повышенным фоновым содержанием урана (8,6 г/т), тория (9,2 г/т) и золота (13 мг/т), а также прослой сульфидизированных (пирротиновых) конгломератов [Петров, 1970; Кренделев, Злобин, 1972]. Выше пачки высокомагнезиальных пород залегают метаморфизованные терригенно-карбонатные породы с прослоями амфибол-хлоритовых сланцев, которые к северу перекрываются светлыми и черными графитистыми мраморами. Общая мощность разреза около 2,5 км. Возраст толщи, очевидно, раннедокембрийский, поскольку верхняя карбонатная часть разреза хорошо сопоставляется с пенченгинской свитой тейской серии наиболее типичных разрезов восточной части кряжа. Метаморфизм рыбинской и панимбинской толщ отвечает зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фациям.

ТРОГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия распространены в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канский выступ по своему строению и составу ближе всего соответствует гранит-зеленокаменным образованиям древних кратонов. В его строении принимают участие метаморфизованные преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафит-мафитового состава, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиогранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания. Размеры выступа примерно $200 \times (15-50)$ км. С севера он ограничен Канско-Агульским, а с юго-запада Манским и Главным Саянским разломами. Троговые комплексы занимают около 60% площади выступа; кроме того, они развиты в зоне Главного Саянского разлома и с перерывами прослеживаются вдоль него на многие десятки километров. По внутреннему

строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении Канская троговая структура весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов [Конди, 1983].

Комплекс основания Канского зеленокаменного пояса образован гранат-биотитовыми гнейсами и мигматитами, развитыми на периферии крупного гранито-гнейсового купола, в ядре которого располагается массив плагιοгранитов, в юго-восточной части выступа. Эти гнейсы по составу, геохимическим особенностям наиболее соответствуют гнейсовому комплексу хайламинской свиты Бирюсинского выступа и енисейской серии южной части Енисейского кряжа [Ножкин, 1983б]. По существу, енисейская серия и хайламинская свита бирюсинской серии представляют собой гнейсовый, в значительной мере гранитизированный комплекс раннеархейского сиалического основания, характеризующего сегменты земной коры высокой зрелости [Ножкин, 1983а] в отличие, например, от «серых гнейсов» [Древнейшие гранитоиды СССР, 1981], представляющих, возможно, более распространенный тип коры раннеархейского основания, но пониженного уровня зрелости. Об этом можно судить как по набору породных ассоциаций, так и по значительной разнице в содержании в тех и других гнейсах некоторых редких литофилов, например урана и тория.

В строении троговой структуры участвуют метаморфизованные вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования раннего докембрия, подразделяющиеся на два структурно-вещественных комплекса.

Нижний комплекс представлен амфиболитовой и сланцево-гнейсовой толщами. В строении нижней толщи принимают участие преимущественно амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, развивающиеся по эффузивам основного состава, и подчиненные им прослои биотит-амфиболовых сланцев и дистеновых кварцитов, которые обычно залегают по периферии гранито-гнейсовых куполов основания. Среди ортоамфиболитов встречаются тела более крупнозернистых пород — метагабброидов. В низах вскрытой части разреза в амфиболитах наблюдаются мало мощные (0,2—10 м) горизонты серпентинитов, тремолит-серпентинитов пород и актинолититов, которые по химическому составу близки перидотитовым и пироксенитовым коматиитам. Среди плагιοклаз-амфиболовых кристаллосланцев устанавливаются микроамфиболиты повышенной магнетиальности, отвечающие по составу базальтовым коматиитам. Кроме того, в амфиболитах и гнейсах распространены многочисленные (сотни тел) протрузии серпентинизированных дунитов, перидотитов, а также ультрамафитов вулканического облика с реликтами кумулятивных и спинифекс-структур. Эти тела надежно оконтуривают участки распространения ультраосновной вулcano-плутонической ассоциации в нижних частях разреза зеленокаменного прогиба. Все это свидетельствует о развитии здесь двух стратифицированных формаций: metabазальтовой и коматиитовой, а также интрузивной — перидотитовой. Химический состав амфиболитов соответствует высокотитанистым и высокожелезистым толеитовым базальтам, отличающимся весьма низким содержанием урана (0,3—0,6 г/т) и тория (0,4—0,8 г/т), что подчеркивает в целом их слабую дифференцированность. Важной геохимической и металлогенической особенностью ультрамафитов является повышенное содержание в них никеля (0,15—0,24%), кобальта (0,01—0,04%), хрома (0,1—0,65%), золота (5—50 мг/т) [Глазунов, 1981] и наличие в связи с ними рудопроявлений никеля, хрома, асбеста, талька, вермикулита. С метагабброидами известны рудопроявления титаномагнетита.

Верхняя толща сложена в основном биотитовыми гнейсами, среди которых выделяются среднезернистые плагιοгнейсы, развитые в низах разреза и отвечающие по составу дацитам, далее следуют биотитовые тонкозернистые гнейсы, состав которых соответствует риодацитам, и гранатсодержащие высокоглиноземистые гнейсы, видимо, смешанного вулканогенно-терригенного состава. Выше них обычно появляются горизонты кварц-биотитовых с гранатом сланцев (метапелитов), ассоциирующих с

прослоями мраморов, кварцитов, амфиболитов. Гнейсы дацитового и андезит-дацитового состава отличаются повышенной меланократовостью, известковистостью и натровостью и пониженным, примерно на уровне андезитов, содержанием урана и тория. Гнейсы риодацитового состава более лейкократовые, характеризуются повышенной (16,5 г/т) ториеносностью и высоким (10,5) торий-урановым отношением. Подобные радиохимические свойства отличаются кислые вулканиты корового типа, сформированные за счет зрелых сиалических масс гранулитовой фации, резко обедненной ураном. Максимальные фоновые количества радиоэлементов (урана 2,8 г/т; тория 19,9 г/т; калия 4,3%; Th : U — 9,9) присущи терригенным метапелитам — кварц-биотитовым сланцам, что свидетельствует об их формировании за счет области сноса гранито-гнейсового состава с радиохимическими показателями, аналогичными показателям енисейской серии и хайламинской свиты.

Нижний троговый структурно-вещественный комплекс общей мощностью до 3,5—4 км метаморфизован в условиях амфиболитовой фации, интенсивно мигматизирован с образованием мигматит-гнейсовых куполов и плутонов, окаймленных мигматитами венитового типа. При этом преимущественной мигматизации подвергаются плагиогнейсы. Именно к ним приурочены стратифицированные пластовые тела реоморфитов плагиогранитного состава и автохтонных мигматит-гранитов. В кварцево-слюдяных сланцах наблюдаются лишь полосчатые, а в амфиболитах — гнездовые и жильные мигматиты. Вдоль разломов развиты катаклазиты и милониты, зоны рассланцевания и диафтореза вплоть до зеленосланцевой фации.

Верхний структурно-вещественный комплекс, отделенный от нижнего, видимо, структурным и метаморфическим несогласием, этапом формирования мигматитов, также подразделяется на две толщи. В составе нижней толщи преобладают амфиболиты (метабазиты) и амфиболовые гнейсы, которым подчинены прослои биотитовых гнейсов, сланцев и слюдистых кварцитов. Главное отличие от амфиболитов нижнего комплекса заключается в большей лейкократовости, в слабо проявленной гнейсовидности, отсутствии полосчатости; химический состав амфиболитовых метабазитов характеризуется более низким содержанием титана, железа и более высоким магния, кальция, а также примеси урана (0,7 г/т) и тория (1,4 г/т). С амфиболитами толщи ассоциируют расслоенные метапироксенит-анортозит-габбровые интрузии. Верхняя толща образована в основном биотитовыми гнейсами, содержащими отдельные горизонты амфиболитов и гнейсов амфиболовых, биотит-кварцевых сланцев и кварцитов. В самых верхах разреза залегает пачка терригенных пород, представленная кварцево-слюдистыми сланцами, переслаивающимися с метапесчаниками. Химический состав гнейсов отвечает дацитам и пирокластическим породам смешанного состава, отличающимся повышенным содержанием магния и железа. От кислых метавулканитов нижней толщи их отличает преобладание калия в составе щелочей и общий более высокий радиохимический фон в основном за счет тория, содержание которого составляет в среднем около 18—20 г/т.

Верхний троговый структурно-вещественный комплекс мощностью 2,5—3 км зонально метаморфизован от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации и обусловил повторный регрессивный метаморфизм пород нижнего комплекса. Зональный метаморфизм и мигматизация артеритового типа вызваны нижнепротерозойской (~1,8 млрд. лет) гранодиорит-плагиогранитной интрузией.

Возраст троговых комплексов Канского зеленокаменного пояса раннедокембрийский, что подтверждается не только раннепротерозойским возрастом развитых в них гранитоидов [Волобуев и др., 1980], но и перекрытием их в Манском прогибе верхнепротерозойскими толщами кувайской серии. При этом формирование нижнего трогового комплекса, как и на Енисейском кряже и в других районах Восточной Сибири [Докембрийские троговые комплексы..., 1983], могло происходить в позднем архее, а верхнего, отделенного от нижнего этапом метаморфизма и формирования

нием мигматит-плутонов, — в раннем протерозое. Это в значительной мере подтверждается тем, что гнейсовая с кварцитами, сланцами и амфиболитами толща верхнего структурно-вещественного комплекса по составу и радиогеохимическим свойствам сходна с алхадырской свитой нижнего протерозоя Бирюсинского выступа.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРОГОВЫХ СТРУКТУР

Формационным составом и геодинамическими условиями развития в основном определяется и металлогения троговых структур.

В южной части Приенисейского зеленокаменного пояса известны гематит-магнетитовые кварциты, титаномагнетитовые руды, зоны сульфидизации, а также проявления жильного гранулированного кварца. Севернее, в Исаковском прогибе, выявлены месторождения магнетитовых кварцитов и сланцев; кроме того, здесь распространены многочисленные колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические рудопоявления, в карбонатных породах на разных уровнях установлена свинцово-цинковая минерализация вкрапленного типа. В связи с массивами ультраосновных пород — серпентинизированными дунитами и перидотитами — известны проявления никеля и хрома. Следует также напомнить, что в левобережье Енисея на продолжении зеленокаменных толщ пояса находится весьма интенсивная Касская магнитная аномалия, с которой могут быть связаны крупные концентрации железных руд.

Для Рыбинско-Панимбинского пояса наиболее характерна издавна известная [Мейстер, 1910] золоторудная минерализация, которая располагается на разных стратиграфических уровнях, в различных по составу породах и является, очевидно, разновозрастной. В рыбинской толще рудная золотоносность характерна для мафитовых и ультрамафитовых вулканогенных пород и ассоциирующих с ними черных сланцев. При этом золотое оруденение существенно отличается от того, что распространено в перекрывающих протерозойских толщах главной золотоносной полосы, прежде всего полихронностью. Ранние золото-сульфидно-вкрапленные ассоциации отличаются повышенной примесью никеля, кобальта, хрома и золото содержат главным образом в сульфидах; формируются они до развития тектонитов в блокированных структурах рыбинской толщи. Поздние ассоциации кварцево-прожилкового типа характеризуются развитием самородного золота совместно с минералами сурьмы, мышьяка, цементируют брекчии тектонитов, что сближает их с золоторудным типом перекрывающих протерозойских толщ. Следовательно, ранняя золото-сульфидно-вкрапленная минерализация в породах зеленокаменного пояса может быть гораздо более древней и характеризовать золотоносность зеленокаменных толщ раннедокембрийского основания. Пространственное положение Рыбинско-Панимбинского зеленокаменного пояса в основании золотоносной полосы Енисейского кряжа, а также рудная золотоносность мафитовых и ультрамафитовых образований в значительной степени подтверждают высказанное автором мнение о проявлении раннедокембрийской эпохи золотого оруденения в троговых зеленокаменных комплексах юго-западной части Сибирской платформы, а также об унаследованном характере золотоносности перекрывающих толщ протерозоя [Ножкин, 1981а]. Источником повышенных фоновых концентраций золота в протерозойских толщах могли быть геохимически специализированные золотоносные комплексы как зеленокаменных поясов областей сноса (например, тех, что предполагаются [Кушев, 1983] к востоку от Енисейского кряжа), так и подстилающего основания. В последнем случае золото могло заимствоваться гидротермальными растворами, активизированными плагиогранитными интрузиями, формировавшимися в западном борту троговой структуры, а затем сбрасываться в перекрывающие благоприятные

в литолого-геохимическом отношении толщи в пределах фиксируемой сейчас сравнительно узкой золотоносной полосы.

К Рыбинско-Панимбинскому поясу пространственно тяготеют также месторождения сурьмы, серного колчедана, талькистов, магнезитов, крупные концентрации хемогенно-осадочных гематитовых и лептохлорит-гематитовых руд в перекрывающих рифейских толщах.

В центральной заангарской части Енисейского кряжа по геолого-геохимическим и геофизическим признакам намечается и третий раннедокембрийский вулканический пояс, который прослеживается от Ангары к вершине р. Татарка и далее к верховьям Сухого Пита, Лендахи, Теи. Данный пояс мог оказать существенное влияние на формирование колчеданно-полиметаллического и золотого оруденения в этой зоне кряжа.

Канский зеленокаменный пояс совместно с Манским прогибом и зоной Главного Саянского разлома давно известны [Молчанов, 1934] как провинция золотоносных россыпей, к настоящему времени в основном отработанных. Геохимические исследования показывают, что первоначальным источником золота являются зеленокаменные троговые комплексы, в значительной мере переработанные в связи с неоднократными проявлениями кислого и основного интрузивного магматизма как в докембрии, так и в нижнем палеозое.

Формирование жил гранулированного кварца связывается с метаморфизмом пород троговых комплексов в условиях амфиболитовой фации и последующим регрессивным преобразованием в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.

С породами ультраосновного состава связан ряд рудопроявлений никеля, хрома, асбеста, талька, вермикулита. В массивах метагабброидов обнаружены рудопроявления титаномагнетита, по-видимому, аналогичные известному в Восточном Саяне Малотагульскому месторождению. В гидротермально метаморфизованных породах в связи с гранитоидами известны проявления Cu, Mo, Pb, Zn. Щелочные полевошпатовые метасоматиты в зонах разломов несут редкометальную минерализацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннедокембрийские троговые структуры представляют собой зоны массового выхода на поверхность мантийного вещества, изверженного вдоль глубинных разломов, рассекающих раннеархейскую сиалическую кору. Судя по геолого-радиогеохимическим признакам [Ножкин, 1983а, б], эта кора отличалась гранито-гнейсовым составом, повышенной мощностью и зрелостью, что предопределило возможность возникновения кислых магм в активизированном литосферном слое и накопления в некоторых трогах продуктов кислого магматизма с унаследованными геохимическими свойствами корового вещества. Кроме того, в зеленокаменные пояса продукты разрушения сиалических масс основания поступали и в процессе терригенного осадконакопления, обычно в эпохи затухающего вулканизма.

С учетом соотношений продуктов мантийного и корового вещества можно выделить троговые структуры фемического и фемически-сиалического типа. К первому типу следует относить Приенисейский, ко второму Рыбинско-Панимбинский и Канский зеленокаменные пояса. Приенисейский пояс носит черты троговых подвижных зон окраинно-континентального типа с мощным проявлением базитового вулканизма примитивного типа, а также слабо дифференцированных вулкаников известково-щелочного уклона. Для него в целом характерны пониженная фоновая золотоносность и низкая зрелость сиалических масс, подчеркиваемая весьма низким уровнем содержания редких и радиоактивных элементов. Два других прогиба, по существу, соответствуют внутриконтинентальным энсиали-

ческим зеленокаменным поясам рифтогенного типа и характеризуются развитием в низах разреза пород коматитовой серии, а в верхах — бимодальных базальт-липаритовых серий преимущественно нагрового уклона. Завершается развитие этих поясов формированием плагиигранитных, а иногда и гранитных интрузий (Канский пояс), в значительной мере консолидирующих данные структуры. Для этих поясов характерны повышенная фоновая золотоносность и зрелость сиалических масс.

Выделение в докембрии юго-западной части Сибирской платформы троговых структур, в том числе и сходных с позднеархейскими зеленокаменными поясами древних кратонов, представляется весьма важным как для решения регионально-геологических, геохимических проблем, так и для прогнозной металлогенической оценки региона на никель, платиноиды, медь, цинк, свинец, золото, а также черные металлы и нерудные полезные ископаемые.

В данной статье изложены, по существу, лишь первые результаты исследования этих структур. Требуется более надежное обоснование возраста, выяснение специфики внутреннего строения, состава, рудоносности и условий формирования зеленокаменных поясов, развитых среди высокометаморфизованных раннедокембрийских комплексов сиалической коры зрелого типа.

Автор искренне благодарит И. П. Ашарова, А. К. Заблочного, В. К. Зуева, А. В. Кузьмичева, Е. С. Постельникова, А. В. Ревжина, А. Н. Смагина, В. Р. Сопрончук, А. А. Стороженко и других геологов, принимавших непосредственное участие в совместных полевых исследованиях троговых комплексов Енисейского кряжа и Восточного Саяна и активно обсуждавших те или иные аспекты рассматриваемой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Болдырев М. В. Роль горизонтальных движений в формировании структуры Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1979, № 8, с. 20—34.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских гранитоидов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. — В кн. Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 66—79.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 39—47.
- Геологическая карта СССР. Объяснительная записка/Ред. Е. К. Ковригина, Н. С. Подгорная. — Л., 1978. — 186 с.
- Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. — Л.: Недра, 1973. — 350 с.
- Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981. — 191 с.
- Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Тезисы докладов. — Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. — 135 с.
- Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. — Л.: Наука, 1981. — 147 с.
- Злобин В. А. Ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в колчеданосной палимбинской толще докембрия Енисейского кряжа и ее геохимическая характеристика. — Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 49—62.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.
- Кренделев Ф. П., Злобин В. А. Колчеданное оруденение в докембрийских конгломератах Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 6, с. 1428—1431.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 15(57). Томск, 1941. 240 с.
- Кушев В. Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Тезисы докладов. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 75—78.
- Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского горного округа. — В кн.: Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып. IX. Спб., 1910. 670 с.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. — Новосибирск: Наука, 1978. — 254 с.

- Молчанов П. А. Геологическое строение Канского золотоносного района и условия образования его золотоносных россыпей.— В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 10. Томск, 1934. 64 с.
- Наливкина Э. Б. О кератофибро-спилитовой формации Южно-Енисейского края и возможной природе Касской магнитной аномалии.— Геол. и геофиз., 1965, № 1, с. 169—172.
- Ножкин А. Д. Высокомагнезиальные базиты и шикритоиды докембрия Енисейского края — аналоги мафитовых и ультрамафитовых коматитов.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 26—28.
- Ножкин А. Д. Геохимия радиоактивных элементов и золота в докембрии и активизированных структурах фанерозоя юго-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Геохимия золота, редких и радиоактивных элементов. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981а, с. 90—102.
- Ножкин А. Д. Магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов Енисейского края.— В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981б, с. 106—108.
- Ножкин А. Д. Геолого-геохимические признаки зрелости архейских комплексов и причины рудоносности континентальных блоков земной коры.— Геол. и геофиз., 1983а, № 8, с. 41—48.
- Ножкин А. Д. Раннедокембрийские гнейсовые комплексы Енисейского края и их геохимические особенности.— Геол. и геофиз., 1983б, № 9, с. 3—11.
- Ножкин А. Д., Крестин Е. М., Малясова З. В. и др. Геохимия коматитов и ассоциирующих гипербазитов верхнеархейских зеленокаменных поясов КМА Русской платформы.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 30—32.
- Ножкин А. Д., Туркина О. М., Петров Ю. М., Малясова З. В. Геология и радиогеохимия Тейского гранито-гнейсового купола.— В кн.: Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5—66.
- Петров В. Г. Проявления колчеданного оруденения в вулканогенной толще пенчегинской свиты северной части Енисейского края.— Геол. рудных месторождений, 1969, № 3, с. 93—97.
- Петров В. Г. Новые данные о проявлении протерозойского вулканизма в северной части Енисейского края.— Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 77—83.
- Arndt N. T., Donald F., Hynes A. J. The Field characteristic and petrology of archaic and proterozoic Komatiites.— Canadian Mineralogist, 1979, v. 17, p. 147—163.

В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Формирование зрелой континентальной коры фундамента Сибирской платформы завершилось к концу раннего протерозоя, о чем бесспорно свидетельствует, с одной стороны, первое в геологической истории Восточной Сибири появление позднеорогенных красноцветных моласс и вулканоплутонических ассоциаций с возрастом около 1700 млн. лет (акитканская серия на западе и улканская серия на востоке Байкало-Амурского региона), а с другой стороны — начало формирования собственно платформенного чехла. Ведущая роль в окончательном становлении континентальной земной коры принадлежит зеленокаменным поясам — специфическим структурам, количество которых в Байкало-Амурском регионе, как теперь стало ясно, достаточно велико, а число вновь открытых поясов такого типа год от года нарастает.

В применении к раннедокембрийским структурам термин «зеленокаменный пояс» получил очень широкое распространение. Вместе с тем нельзя не видеть, что в смысловом отношении этот термин крайне неудачен. В своем типичном виде эти структуры передко и не пояса, а короткие линзы или даже бесформенные поля; они и не только зеленокаменные, так как характеризуются зональным метаморфизмом с довольно высокотемпературными изменениями в максимуме. Таким образом, термин «зеленокаменный пояс» неточен в описательном смысле; не несет он и никакого

генетического содержания. И все же у этого термина есть одно бесспорное преимущество: геологи разных школ и разных стран, выделяя зеленокаменные пояса, почти всегда безошибочно понимают под ними одни и те же структуры. И это, как кажется, перекрывает все недостатки указанного термина. По-видимому, его нужно воспринимать лишь как условный образ или код, а не пытаться искать в самом названии ответа на вопрос — что это такое? Генетическое определение термина еще предстоит сделать. Это очевидно, так как практически ни в одном геологическом словаре его нет.

Вместе с тем широко применяющийся в отечественной и зарубежной литературе термин «трог» (и соответственно «троговые структуры», «троговый комплекс») не обладает никакими преимуществами по сравнению с термином «зеленокаменный пояс». По-видимому, сколько трогов, столько и мнений о том, что это такое, и в этом отношении оба термина сходны. Получивший несравненно более широкое распространение термин «зеленокаменный пояс» представляется поэтому более предпочтительным.

В Байкальской горной области (на западном фланге Байкало-Амурского региона) известны десятки зеленокаменных поясов. В плане они нередко выглядят как изолированные автономные структуры, но на самом деле это лишь первое впечатление. Зеленокаменные пояса образуют целые системы: чаще всего это ветвящиеся зоны, сложные ансамбли крупных поясов и небольших поясов-сателлитов. Протяженность отдельных поясов составляет первые километры, десятки, сотни, а иногда даже 1000 км. Их ширина на порядок отличается от длины. В целом в структуре Восточной Сибири зеленокаменные пояса составляют единую суперсистему, как бы окружающую центральную часть фундамента Сибирской платформы и в то же время разделяющую его на два неравных сегмента: Алданский и Ангарский. Условно, в самом общем приближении, можно говорить о том, что в плане эта суперсистема имеет очертания «восьмерки».

До сих пор не удается точно определить время заложения сибирских зеленокаменных поясов. Эта проблема вызывает много споров. Возможно, самые ранние из них возникли уже в архее. Но, как показывают многочисленные данные, развитие большинства известных здесь поясов и их «закрытие» происходили не в архее, а в раннем протерозое. От этого, однако, они не перестают быть зеленокаменными поясами. Об их принадлежности к структурам именно такого класса свидетельствуют многие данные.

Нужно подчеркнуть, что развитие поясов не было каким-то отдельным эпизодом или автономным актом. Целый каскад крупных по своему значению геологических событий сопровождал формирование этих структур. Зеленокаменные пояса, по существу, представляют собой лишь часть сообществ, парагенезисов структур и явлений разного класса. Кроме зеленокаменных поясов этот парагенезис включает гранито-гнейсовые купола, осадочные комплексы палеошельфов, ореолы зонального метаморфизма, определенный тип фундамента и т. д. Все названные компоненты находятся в совершенно определенных закономерных латеральных и вертикальных пространственных и хронологических структурных соотношениях и формируют единую региональную геодинамическую систему. Почти с уверенностью можно утверждать, что там, где нет хотя бы одного из перечисленных компонентов, нет и зеленокаменных поясов. И наоборот — зеленокаменные пояса всегда обнаруживаются там, где проявлена, например, гнейсово-купольная тектоника, где есть палеошельфовые комплексы и т. д.

В структуре Байкальской горной области можно выделить два типа зеленокаменных поясов. Одни из них формируют систему, занимающую внешнюю часть Байкало-Патомской складчатой дуги и Олекмо-Витимскую горную страну. Пояса этого типа возникали только в первой половине раннепротерозойского мегахрона, а затем, во второй его половине, они были погребены под мощными осадочными толщами палеошельфов и

внутренних прогибов. Пояса второго типа локализованы во внутренней части складчатой дуги. От поясов первого типа они отличаются тем, что время их формирования было более длительным и, как показывает корреляция стратиграфических колонок, это время соответствовало всему хронологическому интервалу накопления толщ поясов и палеошельфов во внешней зоне.

В строении зеленокаменных поясов Байкальской горной области участвует пестрый набор стратифицированных пород, составляющих две основные формации: вулканогенно-осадочную и кремнисто-железистую (железорудную). Типичная черта разрезов — их циклическое строение. Характерны многократно наложенные трансгрессивно-регрессивные циклы. В системе зеленокаменных поясов, образующих внутреннюю зону складчатой дуги, широкое развитие получили карбонатные породы, приуроченные главным образом к бортам поясов и составляющие верхние компоненты циклов. Значительная часть объема толщ поясов принадлежит вулканитам. Они составляют бимодальную базальт-риодацитовую ассоциацию, и это (а именно контрастный характер вулканизма) — характернейшая черта большинства зеленокаменных поясов вообще. Известны (пока немногочисленные) находки коматиитов.

Все без исключения зеленокаменные пояса окружены соизмеримыми с ними по ширине и протяженности полями или тоже поясами гранито-гнейсовых куполов. Это пространственное сообщество настолько очевидно, что заставляет искать единую генетическую причину формирования поясов и куполов. Недаром эти структуры зачастую называют гранит-зеленокаменными.

Отметим эмпирически установленные следующие важные особенности гнейсово-купольных зон севера и запада Байкальской горной области.

1. Гранито-гнейсовые купола имеют с толщами зеленокаменных поясов только латеральные соотношения. Гранито-гнейсы контактируют исключительно с нижними горизонтами разрезов зеленокаменных поясов и никогда не проникают сколько-нибудь высоко вверх по стратиграфической вертикали. Создается впечатление, что толщи поясов как бы влиты в массив из гранито-гнейсовых куполов. Исключение составляют только пегматоиды и интрузивные граниты реоморфического типа, которые выходят за пределы собственно купольных зон и могут проникать в толщи поясов, не считаясь с их стратиграфией.

2. Гранито-гнейсы, хотя и связаны с формированием зеленокаменных поясов и имеют, следовательно, такой же, как и они, возраст, формировались не за счет гранитизации толщ поясов, что можно было бы ожидать, а в результате гранитизации кристаллических образований фундамента. В исследованном регионе это архейские гранулит-базитовые комплексы. Такая парадоксальная на первый взгляд ситуация типична и не имеет никаких исключений. Она в какой-то мере напоминает картину с айсбергами: 90% объема раннепротерозойских гранито-гнейсов локализовано в теле архейского фундамента и лишь 10% проникает в супраструктуру. Такое положение, а также отчетливый пространственный и структурный парагенез поясов и куполов заставляет предположить, а может быть, и сделать вывод о том, что формирование гранито-гнейсовых куполов есть реакция архейского фундамента на возникновение раннепротерозойских поясов.

Как увязать, однако, эти как будто противоположные по своему стилю явления? Ведь в зеленокаменных поясах мощно проявлен базальтоидный магматизм (многие исследователи считают, что в них формировалась кора океанического типа), в то время как для куполов характерны гранитоидный процесс и становление коры континентального типа. Логика подсказывает, что необходимо искать какую-то единую глубинную причину, которая могла бы обеспечить в верхней части литосферы такие разные результаты. И здесь мы вплотную подходим к важнейшей проблеме — выяснению генезиса зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов.

Представления о генезисе зеленокаменных поясов разнообразны и особенно часто обсуждаются в геологической литературе последних лет. Сторонники концепции необратимого геологического развития — в ее крайнем и категорическом виде — полагают, что зеленокаменные пояса присущи исключительно архейской тектоносфере и что в дальнейшей геологической истории они не известны и с какими-либо структурами фанерозоя или современности не сопоставимы. Эти взгляды оспариваются другими исследователями, сторонниками актуалистических концепций. Согласно их моделям, зеленокаменные пояса сравниваются либо с зонами рифтогенеза, либо с зонами островных дуг, либо с зонами вторичного спрединга в краевоморских бассейнах. Как видим, и среди этой группы исследователей, идейно как будто единой, нет единства взглядов, ибо пояса сравниваются с геодинамически совершенно разными системами современной тектоносферы — то с зонами растяжения (рифты), то с зонами сжатия (островные дуги). Наконец, нужно назвать и сторонников концепции внесемного происхождения поясов, когда эти структуры рассматриваются как возможные следы падения космических тел.

Если оставить в стороне наиболее экзотические концепции, то проблема происхождения зеленокаменных поясов сводится, по существу, к альтернативе: рифтовые зоны или островные дуги? Вместе с тем иногда высказывается мнение о том, что нет вообще необходимости искать аналоги зеленокаменных поясов раннего докембрия среди структур современной тектоносферы. По той причине, что зеленокаменные пояса, как полагают эти авторы, — это просто аналоги геосинклиналей. Такой подход представляется малоперспективным, так как в конечном итоге он ничего не прибавляет к нашим знаниям о поясах. Прямолинейное сравнение зеленокаменных поясов с геосинклиналями лишь создает видимость решения проблемы их происхождения, так как в геологической литературе теперь остро дискутируется вопрос о происхождении самих геосинклиналей, их идентификации в современном лике Земли.

Отдавая предпочтение поискам аналогов зеленокаменных поясов среди структур современной тектоносферы, нужно иметь в виду, конечно, и несомненные признаки направленного геологического развития, легко обнаруживаемые при достаточно значительном увеличении «вилки» времени при таком анализе. Таким образом, наиболее правомерная модель, как представляется, не может быть ни ортодоксально актуалистической, ни исходить из крайних взглядов, отражающих идеи полной необратимости.

Совместно с А. Ф. Грачевым автор разрабатывает модель рифтогенного происхождения зеленокаменных поясов [Грачев, Федоровский, 1970, 1980]. Для сравнительного анализа докембрийских зеленокаменных поясов и их возможных аналогов в современных геодинамических ситуациях был привлечен комплекс данных по морфологии этих структур, стратиграфии, тектонике, вулканизму, метаморфизму. Решающее значение, однако, имеет сравнительный анализ вулканизма, так как вулканы разнообразных современных геодинамических режимов отличаются достаточно контрастно, в то время как, например, осадочным компонентам таких разрезов свойственна конвергенция признаков, затрудняющая их сравнение.

Обобщение большого числа данных по вулканизму зеленокаменных поясов показывает, что независимо от их возраста вулканы всех поясов образуют единую контрастную базальт-риолитовую (риодацитовую) ассоциацию. Разрыв по андезиту — характернейшая черта всех зеленокаменных поясов. Это не означает, конечно, утверждения о полном отсутствии андезитов в поясах: какое-то, обычно небольшое, количество этих пород встречается, но статистическая обработка данных приводит к заключению о бимодальном характере вулканизма зеленокаменных поясов. Банк данных, собранный А. Ф. Грачевым и включающий тысячи анализов вулканических пород различных геодинамических зон, позволяет отчетливо видеть одинаковый, контрастный стиль вулканизма, свойственный докембрий-

ским зеленокаменным поясам и фанерозойским (в том числе и современным) рифтам. В этом отношении островные дуги представляют пример совсем иного рода. Андезитам здесь принадлежит примерно 60% объема пород, и одно это уже указывает на несопоставимость вулканических серий зеленокаменных поясов и островных дуг.

При проведении исследований по проблеме особое внимание было обращено на сравнение базальтоидов зеленокаменных поясов докембрия и различных структур фанерозоя, ибо базальты почти всегда составляют непреременный компонент большинства вулканических серий. Факторный и кластерный анализы многочисленных проб показали несопоставимость базальтов зеленокаменных поясов и островных дуг. Их составы отличаются по содержанию глинозема, кальция, щелочей, распределению редкоземельных и литофильных элементов.

Полученные данные согласуются с выводами других авторов. По данным А. Гликсона [1980, с. 277], «сопоставление зеленокаменных поясов с островными дугами выявляет различия в химизме вулканических пород, в особенности толеитовых базальтов. В то время как основная масса мафических вулканитов островных дуг представлена высокоглиноземистыми толеитами и известково-щелочными базальтами, большинство архейских толеитов (из зеленокаменных поясов.— В. Ф.)... имеет низкое до среднего содержание алюминия. Одновременно отношение железа к сумме железа и магния для архейских толеитов Канады высокое или выше, чем в базальтах островных дуг. Последняя особенность свидетельствует против процесса фракционирования оливина, который считается очень важным процессом в петрогенезисе островных дуг». По данным К. Хаукворса и Р. О'Найонса [Hawkesworth, O'Nions, 1977], базальты зеленокаменных поясов и островных дуг резко отличаются и по распределению редкоземельных и литофильных элементов. Вывод о различиях базальтов островных дуг и зеленокаменных поясов отстаивает Т. Пирс [Pearce e. a., 1977].

Такое заключение перечисленных здесь и не названных других исследователей полностью подтверждается результатами обработки анализов базальтов на ЭВМ. Кластерная дендрограмма (банк данных А. Ф. Грачева) показывает, что базальты островных дуг образуют совершенно обособленную группу в отличие от базальтов зеленокаменных поясов и различных типов рифтов, образующих другую, но единую группу.

Вместе с тем нужно подчеркнуть, что достаточно широко распространены и другие, прямо противоположные взгляды — о значительном развитии андезитов в зеленокаменных поясах и о сходстве базальтоидов поясов и островных дуг. Проблема эта сейчас оживленно дискутируется, она четко обозначена, и это позволяет надеяться на ее быстрое окончательное решение. Наши данные [Грачев, Федоровский, 1980] в этом отношении однозначны: петрохимия вулканических серий современных рифтов и зеленокаменных поясов раннего докембрия идентична.

На примере крупнейшего в Сибири Байкало-Витимского зеленокаменного пояса можно видеть, что возникшая здесь в раннем протерозое геодинамическая система характеризуется латеральным рядом структур и формаций, включающих центральную зону тектонического раскрытия (или Главный рифт, Главный пояс), бортовую зону рифта и примыкающую к ней широкую зону осадочных бассейнов палеошельфа. В основании разрезов последнего обычно обнаруживаются локализованные в узких или широких трогах (поясах) вулканогенно-осадочные толщи первого этапа тектонического раскрытия. Такой латеральный ряд демонстрирует значительное сходство с системой «континент — океан» в варианте с пассивной континентальной окраиной. И, таким образом, вывод о формировании поясов в режиме рифтогенеза получает подтверждение и на геологическом материале.

Рифтогенная модель формирования зеленокаменных поясов позволяет обсудить не только стиль вулканизма этих структур, но и тенденции фациальных изменений осадочных толщ нижнего протерозоя Байкаль-

ской горной области, колебания их мощностей; она позволяет понять тектоническую позицию зон регионального метаморфизма и гранитизации, выяснить закономерности проявления различных типов складчатых деформаций. С рифтогенными зеленокаменными поясами самым тесным образом, как упоминалось выше, связано формирование гранито-гнейсовых куполов, а в конечном итоге — становление зрелой континентальной коры региона. Представляется, что загадочное на первый взгляд пространственное и структурное сообщество зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов может быть удовлетворительно объяснено в рамках модели, исходящей, с одной стороны, из признания рифтогенного генезиса поясов, т. е. отнесения их к группе структур растяжения коры, непосредственно дренирующих мантию, а с другой — базируясь на теории трансмагматических растворов Д. С. Коржинского, т. е. опираясь на представления о происхождении части гранитов в процессе дегазации мантии и при участии мантийных флюидов.

В предельно кратком виде сущность предлагаемой геодинамической модели [Федоровский, 1982] такова. Рифтовые зоны, в том числе и их древние аналоги, отличаются повышенными значениями теплового поля и подстилаются зонами аномальной мантии. По сравнению с нормальной мантией аномальная разуплотнена (пониженные скорости продольных волн), обладает высокой электро- и теплопроводностью, повышенной вязкостью. Выступая как источник теплогенерации, аномальная мантия является и мощным генератором флюида, т. е. той субстанции, которая определяет ход многих глубинных процессов, в первую очередь метаморфизма и магматизма. Контуры слоя аномальной мантии всегда несравненно больше, чем размеры в плане любого рифта или зеленокаменного пояса. Этот очевидный факт указывает на то, что теплоток и мантийные флюиды, генерированные слоем аномальной мантии, охватывают не только узкую зону тектонического раскрытия, но и гораздо более обширные сегменты раздвигающейся коры. В варианте Байкальской горной области это «сухая» гранулит-базитовая протокура.

Сами рифтогенные зеленокаменные пояса — тектонически открытые системы, непосредственно, как указывалось, дренирующие мантию. Здесь многочисленны покровы вулканитов (в частности — излияния базальтов), характерны высокие скорости теплопотерь и интенсивная диссипация энергии. Соответственно преобладают низкотемпературные метаморфические преобразования. Совсем иная ситуация наблюдается в межпоясовых зонах. Здесь воздействию мантийных флюидных струй и теплоток подвергаются большие объемы «сухой» гранулит-базитовой протокры. Инфильтрация мантийного флюида (предполагается, что он был восстановленным) через сухие гранулиты сопровождается (при достижении гипсометрических уровней, соответствующих, по расчетам Л. Л. Перчука, давлению 3,5—5,5 кбар) бурным окислением газовых составляющих мантийных флюидных систем — в первую очередь водорода. Экзотермический характер реакций окисления приводит к быстрому нарастанию температуры метаморфизма. Темп процесса еще более ускоряется, возрастает парциальное давление воды в окисленном флюиде, что неизбежно приводит к образованию водосодержащих силикатов, т. е. к гранитизации гранулитов.

Важнейшее значение в этом процессе имеет присутствие водонасыщенных толщ палеошельфов и внутренних прогибов (типа Кодаро-Удоканского), перекрывающих гранулиты фундамента и погребенные зеленокаменные пояса первого этапа раскрытия. Эти толщи обеспечивали условия для длительного термостатирования и выступали в качестве экрана, препятствующего дальнейшему продвижению вверх окисленных флюидных потоков. Экранирующий эффект осадочного чехла определяет, таким образом, верхнюю границу слоя массовой гранитизации. Именно поэтому мы и наблюдаем такую оригинальную ситуацию, когда раннепротерозойские гранито-гнейсы образуют бесчисленные купола, сосредоточенные лишь частично в одновозрастной толще супраструктуры, но главным об-

разом — в их более древнем фундаменте. В свете предлагаемой модели такая картина закономерна.

Приходится прийти, следовательно, к общему выводу: возникновение слоя аномальной мантии или мантийного диапира приводит к рифтогенезу коры или протокры и к заложению рифтов или зеленокаменных поясов (т. е. зон растяжения, формирования (в максимуме) коры океанического типа, диссипации энергии и низкотемпературного метаморфизма) и одновременно (в межрифтовых блоках или сегментах) — к окислению восстановленного флюида, нарастанию энергии, обводнению и диафторезу сухих гранулитов, осушению и метаморфизму экранирующего чехла осадочных пород, в котором и возникает картируемый узор высокотемпературных метаморфических зон.

В заключение целесообразно остановиться на проблеме возраста зеленокаменных поясов Байкало-Амурского региона. Острые дискуссии на эту тему продолжаются уже много лет и пока безрезультатно. Нужно подчеркнуть полную несогласованность выводов исследователей, действующих в разных частях региона. Геологи якутского сектора этой территории считают рассмотренные структуры архейскими; читинские геологи полагают, что это вообще не зеленокаменные пояса и не трюги, а зоны диафтореза, где ни стратифицированных, ни вулканических пород нет, а присутствуют только различные диафториты и метасоматиты; исследователи иркутского и бурятского секторов региона настаивают на стратификации этих комплексов и придают им в одних участках раннепротерозойский, в других — рифейский возраст. При всем этом очевидно, что речь идет об одних и тех же структурах и комплексах.

В значительной мере этот разнобой исходит из недостаточности радиогеохронологических исследований, масштабы которых нарастают слишком медленно. И все же появившиеся в последнее время надежные изохронные данные по возрасту фундамента (уран-свинцовые определения Е. В. Бибиковой по цирконам шарыжалгайской серии и гранитоидам; рубидий-стронциевые определения В. И. Виноградова и соавторов по апортозитам Олекмо-Каларского массива) внушают надежду на разрешение противоречий. Нижняя возрастная граница зеленокаменных поясов, как показывают эти материалы, не может быть древнее 2,8 млрд. лет, т. е. возраста несомненно более древнего фундамента. Вместе с тем было бы трудно предполагать, что заложение поясов начиналось мгновенно вслед за гранулитовым метаморфизмом, образованием апортозитов, эндербитов и чарнокитов, возрасту которых отвечает приведенная выше дата. Тем более что необходимо было какое-то (по-видимому, немалое) время для формирования коры выветривания, продукты размыва которой находятся в вышележащих толщах.

Следовательно, предположение о заложении зеленокаменных поясов в архее оказывается весьма сомнительным. Граница архея и раннего протерозоя — 2,6 млрд. лет — это скорее всего и есть реальная дата появления большинства сибирских зеленокаменных поясов. Накопление же основного объема стратифицированных толщ, их региональный зональный метаморфизм, происходивший совместно с породами удоканской серии и ее аналогов, никакого отношения к архею уже не имеют и полностью ограничены рамками раннего протерозоя.

В Байкальской горной области многие зеленокаменные пояса обнаружены сравнительно недавно, хотя отдельные крупные зоны такого типа давно известны. Вместе с тем степень изученности тех и других отстает от задач геологической практики: связь с зеленокаменными поясами крупных месторождений полезных ископаемых хорошо известна. Велико и теоретическое значение исследований раннепротерозойских зеленокаменных поясов. Они позволяют подойти к решению проблем эволюции главных структурных элементов земной коры во времени. Необходимость концентрации усилий исследователей в изучении проблем геологии и металлогении зеленокаменных поясов этой части страны очевидна.

ЛИТЕРАТУРА

- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—286.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 2, с. 121—122.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной коры в раннем докембрии. Автореф. докт. дис.— М., 1982.— 65 с.
- Hawkesworth C. I., O' Nions R. K. The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa.— J. Petrol., 1977, v. 18, pt. 3, p. 487—520.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36.

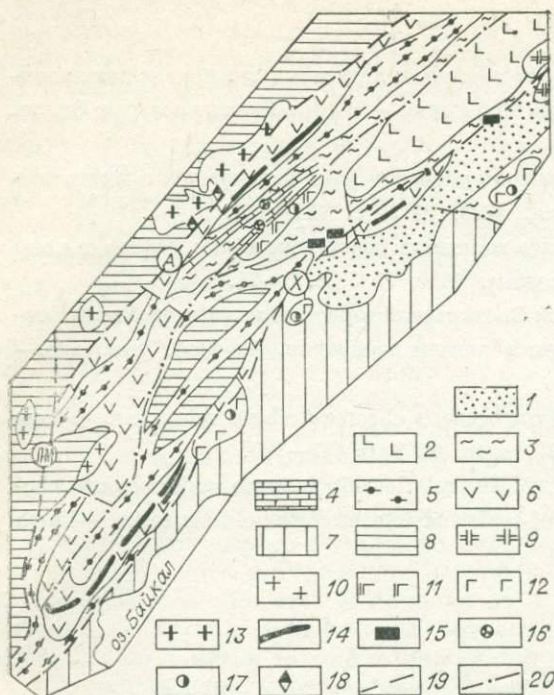
Э. Г. ДИСТАНОВ, В. Г. ПОНОМАРЕВ,
К. Р. КОВАЛЕВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОЛОКИТСКОЙ ТРОГОВОЙ СТРУКТУРЫ (Байкальская горная область)

ВВЕДЕНИЕ

Поздний протерозой является одной из главных планетарных эпох рифтогенеза и формирования древних рифтовых зон платформ (авлакогенов) и рифтогенных троговых структур складчатых областей добайкальской и байкальской консолидации [Милановский, 1983]. Рифейские троговые структуры достаточно широко представлены в системе краевых структур Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в пределах Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкальской горной области. Особое внимание они привлекли к себе в последнее время в связи с выявлением в их пределах месторождений железа, марганца, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых и медно-никелевых руд. Одной из таких структур, достаточно детально и разносторонне изученной большим числом исследователей, является Олоkitский синклинорий в Северном Прибайкалье. В тектонической структуре Северного Прибайкалья Олоkitский синклинорий представляет собой внутригеоантиклинальный троговый прогиб на складчатом фундаменте карелид. Он является крайней юго-западной частью сложной рифтовой системы в пределах Байкало-Витимского поднятия, на основе которой заложился и оформился Бодайбинский внутрений прогиб. Формирование Олоkitского прогиба произошло в позднем протерозое вдоль зон разломов северо-восточного простирания, заложившихся в раннем и среднем протерозое и активизировавшихся в позднепротерозойское время [Салоп, 1967; Шобогоров, 1971; Булгатов, 1983]. Ширина трогового прогиба 20—25 км и протяженность около 200 км.

С северо-запада Олоkitский прогиб ограничен Абчадским и с юго-востока Холоднинским глубинными разломами. На севере он граничит



Структурно-тектоническая схема Олокицкого синклиория.

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-нижнепротерозойский полиметаморфический комплекс. 9—13 — интрузивные образования: 9 — сyenиты, граносyenиты, граниты и сyenит-порфиры сыньского комплекса; 10 — граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса; 11 — интрузивы оливинит-перидотит-троктолитовой формации (довыренский комплекс); 12 — интрузивы перидотит-пироксенит-габровой формации; 13 — гранитоиды прельского комплекса. 14—18 — рудопроявления 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 — Холоднинский. 20 — остальные разломы.

с Чуйским поднятием (Кутимский блок), на юге с Кичеро-Мамской геодантиклинорной зоной (см. рисунок). На северо-востоке к нему под прямым углом примыкает разновозрастная троговая структура Право-Мамского синклиория. Дифференцированные блоковые движения, интенсивно проявившиеся в верхнем протерозое, привели к формированию специфичной межразломной троговой подвижной зоны с геосинклинальным характером вулканогенного и терригенного осадконакопления и магматизма.

Перечисленные структурно-тектонические элементы Северного Прибайкалья — Олокицкий трог и структуры его обрамления — отличаются не только геологическим строением верхней части разреза (вещественным составом осадочно-метаморфических комплексов, магматизмом и т. д.), но и глубинным строением (изменением мощности земной коры и свойств верхней мантии). По данным гравиметрии и ГСЗ, в пределах рассматриваемой территории земная кора и верхняя мантия имеют четко выраженное блоковое строение [Лобачевский, Ветров, 1976]. Мощность земной коры в отдельных блоках изменяется от 36 до 43 км. В общих чертах наблюдается обратное соотношение поверхностных и глубинных структур: прогибу соответствует воздымание поверхности Мохо, а поднятиям — ее погружение. Минимальная мощность земной коры (36—39 км) фиксируется в Олокицком синклиории. С юго-востока блок ограничен отрезком корово-мантийного разлома (Холоднинский или Чая-Нюрундуканский), принадлежащего к системе наиболее крупного и протяженного нарушения Байкальской горной области — Байкало-Муйской зоне краевых разломов. Кичеро-Мамский блок характеризуется увеличением мощности земной коры до 40—43 км. С востока он отделен от Муйского блока корово-мантийным разломом северо-северо-западного простирания, на линии продолжения которого расположен глубинный разлом, разграничивающий Чуйский и Тонодский блоки (антиклинории). С северо-запада Олокицкий блок обособлен от Чуйского Абчадским и Миньским разломами, выраженными в аномалиях Буге линейной гравитационной ступенью, а по данным ГСЗ — резким уступом в рельефе раздела Мохо. Данные о мощности земной коры Чуйского блока отсутствуют. С учетом геофизических данных предполагается плавный переход глубинной структуры Чуйского антиклинория к Сибирской платформе.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР ОБРАМЛЕНИЯ ОЛОКИТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Чуйское геоантиклинорное поднятие слагают образования полиметаморфического комплекса, в составе которого выделяются биотит-силлиманитовые гнейсы, гнейсо-граниты, кристаллические сланцы с кордиеритом, силлиманитом, альмандином и т. д. и, реже, амфиболиты (метабазиты) и мраморы. Первичная генетическая природа и состав гнейсов и кристаллических сланцев типичны для терригенных формаций переходного ряда, формирующихся на континентальных склонах. Это довольно хорошо дифференцированные осадки от полимиктовых песчаников до глин каолинового и гидрослюдистого состава, при значительной распространенности глинистой составляющей. Породы комплекса перекристаллизованы в условиях прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма) [Типы и фации..., 1983]. В пределах Абчадской и Миньской зон смятия, отграничивающих геоантиклинорное поднятие от Олокитского синклинория, проявился неоднородный высокоградиентный метаморфизм амфиболитовой фации и низкотемпературный регрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев.

Гнейсы и гранито-гнейсы имеют сложный характер складчатости, определяющийся сочетанием линейных складок со структурами гнейсовых куполов и овалов. На древние генерации складок субмеридиональной и северо-западной ориентировки наложены более молодые структуры северо-восточного простирания [Мануйлова и др., 1964]. Вблизи Абчадской и Миньской зон смятий пологая куполовидная складчатость переходит в крутопадающие изоклинальные складки второго и третьего порядков.

Возраст пород комплекса дискусионен: архей — ранний протерозой. Однако опубликованные изотопно-геохронологические даты дают больше оснований предполагать возраст пород комплекса древнее $2360 \pm \pm 100$ млн. лет [Мануйлова, Зарубин, 1981].

В геохимическом плане породы Чуйского геоантиклинорного поднятия характеризуются относительно повышенными акцессорными концентрациями Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Be и F, что подробно рассмотрено в работе [Типы редкометалльных..., 1978]. По сравнению со средними значениями в породах комплекса содержания K, Na, Li, Rb, Cs и F значительно увеличиваются при приближении к зонам разломов. Внедрившиеся по Абчадской и Миньской зонам смятия среднетерозойские интрузии субщелочных гранитоидов (абчадский или ирельский комплекс) определили преимущественно литофильную специализацию этих зон. Металлогения их обусловлена наличием проявлений формации мусковит-редкоземельных пегматитов ортометаморфического класса. В участках диафтореза фации зеленых сланцев присутствуют рutilсодержащие сланцы. Установлена также гнездово-вкрапленная молибденитовая минерализация в зальбандах кварцевых жил, сопровождающаяся пиритом, халькопиритом, флюоритом и акцессорными редкоземельными минералами, и оловянная минерализация, связанная с кварц-альбит-амазонитовыми жилами вокруг тел мелкозернистых гнейсо-гранитов [Типы редкометалльных..., 1978].

Кичеро-Мамское геоантиклинорное поднятие, ограничивающее Олокитскую троговую структуру с юга, сложено образованиями офиолитового комплекса: амфиболитами, эпидот-амфиболовыми и актинолитовыми ортосланцами, среди которых картируются прослои и горизонты амфиболовых, биотит-амфиболовых, биотитовых и хлоритовых парасланцев, мигматитов, микрогнейсов и, редко, кристаллических известняков. С северо-запада геоантиклинорий ограничен Холоднинским (Чая-Нюрундуканским) разломом, рассматриваемым в качестве структурного шва, разделяющего блоки, сложенные отложениями различных комплексов. Первичный состав пород офиолитового комплекса соответствует образованиям ряда ультрабазиты — базиты — андезиты, туфам и туффитам основного состава

ва, а также продуктам выветривания основных и ультраосновных пород [В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко, 1979].

Метабазиты и гнейсы Кичеро-Мамского геоантиклинорного поднятия интерпретируются Н. Л. Добрецовым, К. А. Клитиним, В. Г. Кушевым и другими как офиолитовый комплекс, который фиксирует собой участки сочленения палеоконтинентов с древними океанами.

Общий структурный план офиолитового комплекса определяется узкими линейными складками северо-восточного простирания. Морфология и ориентировка их аналогична структуре Олоkitского синклинория. Однако в породах комплекса некоторыми исследователями фиксируются и древние реликтовые складки, и реликтовая сланцеватость, не совпадающая с отмеченным общим структурным планом. Также среди пород офиолитового комплекса в виде тектонических пластин и клиньев присутствуют блоки и чешуи лейкократовых гранито-гнейсов и гранатовых амфиболитов с участками эклогитоподобных пород, которые по характеру реликтовых минеральных ассоциаций сопоставляются с образованиями Чуйского геоантиклинорного поднятия [Добрецов, 1982; Типы и фации..., 1983].

Состав парагенезисов и данные термометрии показывают, что породы офиолитового комплекса, не затронутые наложенными высокотемпературными изменениями, метаморфизованы в условиях, не превышающих эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма. Широкое развитие ассоциаций кианита с цоизитом позволяет предполагать высокие давления [Соколов и др., 1981], а присутствие в породах офиолитового комплекса железистого паргасита — интерпретировать их как метаморфизованную кору океанического типа [Типы и фации..., 1983].

Офиолитовый комплекс гнейсов и амфиболитов принято рассматривать в составе муйской серии раннего протерозоя [Салоп, 1964]. Однако в последнее время высказываются мнения о более древнем возрасте комплекса по сравнению со стратотипом муйской серии в Северо-Муйской глыбе [Мануйлова, Зарубин, 1981] или, наоборот, более молодом, позднепротерозойском, его возрасте [Булгатов, 1983]. Убедительных изотопно-радиометрических данных в пользу той или иной точки зрения нет.

В непосредственной близости к Холоднинскому разлому метаофиолиты тесно перемежаются с позднепротерозойскими гипербазит-базитовыми массивами, относимыми к перидотит-пироксенит-габбровой формации. По формационным признакам последняя сопоставима с интрузивами титаноносного лысанского комплекса Восточного Саяна и лендахского дунит-пироксенит-габбрового комплекса Енисейского кряжа [Конников, 1978]. Основную металлогеническую специализацию габброидов этой формации определяет титаномагнетит-ильменитовое оруденение, с ультраосновными же членами формации связана сульфидно-никелевая и алюмохромитовая минерализация.

В перспективе не исключено выявление в связи с офиолитовой ассоциацией муйского комплекса медноколчеданных месторождений кипрского типа.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОЛОКИТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Олоkitский трог выполнен комплексом вулканогенно-терригенных отложений позднего протерозоя. В объемном выражении количество вулканических образований не превышает 30%. По составу они близки к толеитовой серии базальтовых магм. В целом для вулканогенно-терригенного трогового комплекса характерны фациальная изменчивость и неоднородный метаморфизм в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой (преимущественно в бортах прогиба) фаций. Вдоль зон долгоживущих глубинных разломов установлены интрузии габброидов, гипербазитов и

серпентинитов. Внутреннее блоковое строение трога определено серией согласных и секущих разломов.

Несмотря на большой объем геологических работ, проведенных в Олоkitском синклинории в последние годы, единой стратиграфической и формационной схемы слагающих его отложений, по существу, не разработано. Это связано с фациальной пестротой отложений, сложностью выделения конкретных геологических формаций и их корреляции, с неприменимостью в ряде случаев методов формационного анализа в отношении масс пород, подвергшихся радикальной переработке наложенными процессами, а также нетипичностью строения и развития троговой структуры Олоkitского прогиба по отношению к известным тектонотипам. В связи с этим нам представляется, что при сравнительной характеристике геологических образований синклинория наиболее целесообразно оперировать крупными структурно-вещественными комплексами, отвечающими определенным этапам формирования структуры. Среди верхнепротерозойских отложений Олоkitского синклинория можно выделить три таких комплекса (снизу вверх): вулканогенно-кремнисто-терригенный, кремнисто-карбонатно-терригенный углеродистый (с подчиненным количеством вулканических образований) и карбонатно-вулканогенный.

Вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс в своем объеме отвечает абчадской, иловирьской, олоkitской и авкитской свитам [Ефимов, Тетяева, 1978]. В основании комплекса фиксируются редкогалечные конгломераты, глиноземистые сланцы, кварциты, кварцито-песчаники и кристаллические известняки, залегающие вдоль юго-западного борта прогиба и в центроклинальном замыкании синклинория на метаморфизованной коре выветривания среднепротерозойских порфировидных гранитоидов абчадского комплекса. Указывается также на случаи резкого углового несогласия между метапесчаниками верхнего протерозоя и гранито-гнейсами и гнейсами чуйского полиметаморфического комплекса [Митрофанов, 1981].

В своей верхней части вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс представлен зелеными пара- и ортосланцами и углеродистыми сланцами с прослоями кварцитов, метагравелитов, метапесчаников и кристаллических известняков. Породы верхней части комплекса выходят в обоих бортах синклинория. Общая мощность комплекса более 5 км.

Характерными чертами состава и строения вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса являются резкая фациальная неоднородность отложений, значительный объем в его составе вулканических пород и различных сланцев и горизонтальная и ритмическая слоистость, выдержанная на десятки и сотни метров. Вулканические породы образуют несколько покровов в разрезе комплекса, приурочиваясь к его низам (юго-западная часть прогиба). Нередки горизонты и линзы туфобрекчий и туфов, замещающих по простиранию терригенные породы и кремнистые сланцы. Метавулканиты представлены хлорит-актинолит-альбит-эпидотовыми ортосланцами, роговообманковыми сланцами, амфиболитами и гранатовыми ортоамфиболитами. В среднем по химизму метаморфизованные эффузивы основного состава этого этапа близки к составу трапшов древних платформ [Мануйлова, Зарубин, 1981].

Реставрация первичного состава сланцев [Кушев и др., 1981], залегающих в низах разреза, показала, что их информативные петрохимические параметры соответствуют вулканическим образованиям типа базитов. Состав зеленых сланцев средней и верхней частей разреза отвечает нормальным осадкам типа граувакк, полимиктов, аркозов, кварцитов и глин (гидрослюдистых и монтмориλλονитовых). Карбонатные породы соответствуют глинистым известнякам и известковым доломитам.

Кремнисто-карбонатно-терригенный углеродистый комплекс (ондокская свита) структурно согласно перекрывает образования вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса, заметно отличаясь от последнего развитием углеродистых филлитовидных сланцев с четкой правильной и неправильно-ритмичной слоистостью флишоидного типа (турбидиты).

Наряду с углеродистыми кремнисто-глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами в строении комплекса принимают участие углеродистые кварцевые и аркозовые песчаники, кварциты, песчаные, органогенные и хемогенные известняки и доломиты, внутрiformационные конгломераты и редкие прослои туффитов и туфов.

В строении этой части разреза вулканиты имеют подчиненное значение. Наиболее интенсивные вулканические процессы происходили в начальную и среднюю стадии ее формирования. Они отмечаются в виде редких прослоев туфов, туффитов и эффузивов основного и среднего состава, как правило, небольшой мощности — в первые десятки метров. М. М. Мануйлова и В. В. Зарубин [1981] среди терригенных пород ондокской свиты в центральной и юго-западной частях Олокитского синклинория выделяют два сравнительно мощных покрова эффузивов, которые, сливаясь в северо-восточном направлении (левобережье р. Чая), образуют широкое поле эффузивов. Разграничение их в этом районе с эффузивами вышележащей сыннырской свиты проблематично. Среди преобладающих в разрезе эффузивов основного состава — диабазовых порфиритов — устанавливаются горизонты эффузивов кислого состава — кварцевых порфиров и липаритов, объем которых не превышает 1% от общего объема вулканических пород этого этапа вулканической активности. Среди пирокластических пород преобладают основные их разновидности. По химизму вулканогенные породы ондокской свиты близки к эффузивам раннего этапа (олокитская свита) и отличаются от них несколько большей степенью дифференциации.

Среди интенсивно метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации отложений ондокской свиты в пределах Холоднинского рудного поля (межразломного блока) вулканогенные образования трудно диагностируются по первичному составу пород. Однако наличие конформных тел ортоамфиболитов, амфиболовых сланцев (порфиробластических пород) в ассоциации с углеродистыми карбонатно-терригенными отложениями и эксгальционно-осадочными кварцитами, а также петрохимические реконструкции первичного состава этих пород позволяют предполагать существенную роль вулканического материала и в рудовмещающей толще Холоднинского месторождения [В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко, 1979; Мануйлова, Зарубин, 1981; Холоднинское... месторождение..., 1982].

Породы кремнисто-карбонатно-терригенного углеродистого комплекса являются рудовмещающими для основных полиметаллических месторождений и рудопроявлений Олокитского трога: стратиформных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд (Холоднинское месторождение), гнездово-прожилковой барит-полиметаллической минерализации в карбонатных породах (рудопроявления Йоко, Рыбачий) и жильной кварц-полиметаллической минерализации. Общая мощность комплекса — от 1300 до 2100 м.

Завершающий разрез позднепротерозойских отложений Олокитского синклинория **карбонатно-вулканогенный комплекс** (итыкитская и сыннырская свиты) в нижней части сложен известковистыми и слабомагнезиальными карбонатными породами с маломощными прослоями метаалевролитов, песчаников, кварцитов и углеродистых филлитовидных сланцев, а в верхней части — вулканогенными породами с признаками наземных излияний с прослоями песчаников, сланцев и известковистых доломитов. На этом этапе вулканической деятельности образовался мощный покров эффузивов в центральной части Олокитского трога, в составе которого преобладают лавы афанитовых базальтов, чередующиеся с шаровыми и подушечными лавами, лавобрекчиями, однородными миндалекаменными лавами; в меньшей мере развиты андезитовые и дацитовые порфириты, лавобрекчии и игнимбриты. К субвулканическим фациям рядом исследователей относятся маломощные тела кварцевых порфиров, секущих лиловые и зеленые основные эффузивы или образующих с ними согласные тела с резкими контактами. Мощность карбонатных фаций достигает 800 м (итыкитская свита), мощность эффузивных образований (сыннырская

свита) — 2900 м. Петрохимически вулканические породы этого этапа близки к океаническим толеитам. Они имеют большое сходство с вулканистами ранних этапов и отличаются от них пониженными титанистостью и общей железистостью [Мануйлова, Зарубин, 1981].

Если предшествующий кремнисто-карбонатно-терригенный углеродистый комплекс знаменует собой зрелую и позднюю стадию формирования Олокинского прогиба, то карбонатно-вулканогенный комплекс характеризует его заключительную стадию, после которой устанавливается устойчивый континентальный режим. Характер отложений карбонатно-вулканогенного комплекса свидетельствует о резком сокращении привноса терригенного материала. Присутствие в карбонатных отложениях органических остатков позволяет предполагать широкое образование в этот период рифовых построек. Бассейн седиментации распадается на ряд мелководных лагун. Слабая доломитистость карбонатных пород указывает на опреснение бассейна. Наличие эффузивов среди карбонатных пород и глинистых сланцев говорит о подводном характере излияний на первых стадиях вулканизма. Однако присутствие среди вулканических пород красноцветных разновидностей, спекшихся туфов и т. д. свидетельствует в пользу того, что наряду с подводными были также и наземные излияния. Вулканические извержения были центрального и трещинного типа.

Для карбонатно-вулканогенного комплекса характерна также установленная ассоциация вулканических пород с интрузивными фациями оливинит-перидотит-троктолитовой формации — довыренский комплекс [Гурулев, 1965; Мануйлова, Зарубин, 1981; Конников, 1978]. Внедрение базит-гипербазитовых массивов довыренского комплекса произошло преимущественно вдоль зоны Тья-Мамского скрытого глубинного разлома на заключительных стадиях формирования Олокинской троговой структуры.

Наиболее молодыми отложениями Олокинского синклинория, относящимися к орогенному ряду формаций, являются породы молассовой формации (монюканская свита). Они представлены толщей переслаивающихся конгломератов, песчаников и алевролитов общей мощностью 500—600 м. Это отложения орогенных впадин и долин, которые параллелизуются с отложениями холоднинской свиты венда.

Специфика осадконакопления Олокинской троговой структуры — большие скорости прогибания трога и соответственно мощности отложений верхнего протерозоя, достигающие суммарно 10—12 км. При этом многими исследователями отмечаются относительно неглубоководный характер отложений и резкая фациальная их изменчивость. Вулканические процессы получили максимальное развитие на ранней и поздней стадиях формирования и заполнения прогиба при ограниченном их проявлении в среднюю зрелую стадию, для которой характерно выполнение прогиба флишеидными терригенными и терригенно-карбонатными осадками. Быструю фациальную изменчивость состава осадочных комплексов, видимо, следует объяснять образованием местных поднятий и опусканий, что приводило к неравномерному поступлению грубообломочного материала, отложению турбидитных граувакк, формированию локальных депрессионных структур, особенно в бортах Олокинского прогиба, выполняемых осадками мутьевых потоков.

Метаморфические преобразования пород Олокинского прогиба изучали многие геологи [Мануйлова и др., 1964; Салоп, 1967; Шобогоров, 1971; В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко, 1979; Соколов и др., 1981; Типы и фации..., 1983; и др.]. Большинство из них пришли к выводу о проявлении в Олокинском синклинории зонального метаморфизма. Последовательность метаморфизма пород верхнего протерозоя, по мнению большинства исследователей, следующая. Вначале проявился однородный монофациальный площадной метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации (биотит-мусковитовой субфации), связанный с ранней стадией складчатых деформаций. Затем на него наложился высокотемпературный

зональный метаморфизм. Зональные метаморфические комплексы развиты на западе, северо-западе и юго-востоке синклиория. В наиболее высокотемпературных зонах их проявляются метасоматические граниты и мигматиты позднепротерозойского возраста. Становление метаморфической зональности произошло в связи со вторым, основным этапом складчатости, определившим формирование сложной изоклинальной внутренней складчатой структуры Олокинского синклиория. Все зональные комплексы ориентированы в северо-восточном направлении субсогласно с общим простираанием осадочных толщ и зон региональных разломов.

Проявления верхнепротерозойского зонального метаморфизма относятся к кианит-силлиманитовому типу [Типы и фации..., 1983]. Выделены три субфации зонального метаморфизма: гранатовая субфация зеленосланцевой фации, ставролит-хлорит-мусковитовая и ставролит-биотит-кианит-мусковитовая субфация эпидот-амфиболитовой фации, а также ставролит-жедритовая, гранат-кианит-биотит-мусковитовая и гранат-кианит(силлиманит)-ортоклазовая субфация амфиболитовой фации. Несомненно, что интенсивность зонального метаморфизма обязана динамотермальной эволюции Абчадского, Миньского и Холоднинского разломов, к которым тяготеют наиболее сильно метаморфизованные блоки пород в бортах синклиория.

Позднепротерозойский возраст вулканогенных и осадочных образований, выполняющих Олокинский прогиб, признается в настоящее время большинством исследователей этого региона, хотя обеспеченность района радиологическими и биостратиграфическими данными крайне слабая. В горизонтах карбонатных пород в разрезах кремнисто-карбонатно-терригенного углеродистого и карбонатно-вулканогенного комплексов встречены онколиты и строматолиты. Их возрастной диапазон трактуется от среднего рифея до венда и среднего кембрия [Дворкин-Самарский, Ерхов, 1975; Ефимов, Тетяева, 1978; Дольник и др., 1979].

Наиболее обширные радиологические данные для отложений Олокинского синклиория, полученные калий-аргоновым методом, дают разброс от 1090 ± 100 до 430 млн. лет [Мануйлова и др., 1964]. Эти данные не могут быть использованы в качестве реперных, поскольку они, как правило, очень «омоложены» процессами метаморфизма докембрийских пород. Более достоверными являются данные, полученные уран-торий-свинцовым методом применительно к аксессуарным цирконам и рубидий-стронциевым методом для пород в целом. По полученной изохроне (Rb/Sr метод) возраст базальтоидов верхнего комплекса (сыннырская свита) соответствует 740 млн. лет [Булдыгеров, Герасимов, 1983]. К верхней части отложений вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса [Миркина и др., 1974] относятся даты (U — Th — Pb метод) 1500 ± 130 млн. лет; к отложениям кремнисто-карбонатно-терригенного комплекса — 900—1000 млн. лет [Тугаринов и др., 1976]. Позднепротерозойский (рифейский) возраст подтверждается также данными свинцового изотопного метода по галенитам сингенетичных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения [Миркина и др., 1974; Тугаринов и др., 1976; Терентьев и др., 1976; Дистанов и др., 1977; Косалс и др., 1979].

Таким образом, радиологические и биостратиграфические данные позволяют принять возраст вулканогенно-осадочных и сланцево-карбонатных толщ Олокинского синклиория в рамках позднего протерозоя. В пользу этого говорят и геологические данные. Так, конгломераты низов вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса залегают на гранитах Абчадского массива среднего протерозоя [Мануйлова и др., 1964], а конгломераты холоднинской свиты венда — нижнего кембрия имеют в своем составе гальки пород всех комплексов синклиория и Йоко-Довыренского базит-гипербазитового интрузива.

Однако имеются и другие взгляды, которые базируются в основном на межрегиональной корреляции стратиграфических подразделений синклиория с другими районами Байкальской горной области, согласно

которым время формирования вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса относится к раннему протерозою [Гурулев, Трунева, 1974; Риле, 1983].

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОЛОКИТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Олокинский наложенный эпиконтинентальный троговый прогиб, как и другие структуры подобного типа в полициклических складчатых областях и краевых системах платформ, весьма продуктивен на эндогенные рудные месторождения, связанные с глубинным базитовым и базит-гипербазитовым магматизмом. Как самостоятельная структурно-металлогеническая зона в пределах Северного Прибайкалья он впервые выделен П. Ч. Шобогоровым [1971]. Среди промышленно-генетических типов руд в породах вулканогенно-терригенного трогового комплекса установлены 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 трога редкометалльных пегматитов, образованных за счет гранитизации и переработки пород фундамента.

С зелеными сланцами в средней части разреза вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса пространственно и генетически ассоциируют железистые кварциты, образующие в плане две прерывистые полосы на обоих крыльях синклинория: Тыйскую (юго-восточную) и Абчадскую (северо-западную). В пределах Тыйской полосы тела железистых кварцитов залегают в виде сближенных пласто-линзовидных тел мощностью от первых десятков до первых метров. По простирацию и падению они переходят в кварциты, кварцито-песчаники и зеленые сланцы с вкрапленностью магнетита и гематита. Вместе с оруденелыми сланцами железистые кварциты образуют железорудный горизонт мощностью от 100 до 500 м и протяженностью до 50—60 км. Характерно также присутствие во вмещающих зеленых и углеродистых сланцах послойной вкрапленности пирита и пирротина, а также ореолов рассеяния марганца, цинка, бария и меди. Количество рудных тел железистых кварцитов в горизонте достигает 10, при мощности их от 0,5—10 до 40 м. Расстояние между отдельными телами от первых метров до первых десятков метров.

По минеральному составу среди железистых кварцитов выделяются: магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые разновидностей. В целом они характеризуются повышенным содержанием кремнезема (более 30%) и пониженным извести (менее 6%). Петрохимические пересчеты оруденелых сланцев и железистых кварцитов показали, что по химическому составу (за вычетом рудной составляющей) железистые кварциты отвечают вулканическим породам средней основности, в то время как вмещающие их зеленые сланцы соответствуют нормальным осадкам [Кушев и др., 1981]. Среднее содержание железа в рудах варьирует от 25 до 35%, марганца от 1 до 8%. Содержание ванадия достигает 0,05%, фосфора — 0,2, мышьяка — 0,003, серы — 0,07%. Установлены повышенные по сравнению с кларковыми содержания кобальта и цинка и пониженные — хрома, никеля, ванадия, титана, бария и циркония. Содержание свинца и меди колеблется в пределах кларковых значений.

Кроме магнетита, гематита, кварца и хлорита в рудах в незначительных количествах присутствуют серицит, биотит, карбонат, амфибол, эпидот, полевой шпат, флюорит, апатит, турмалин, марганцовистый гранат, пирит, марказит, пирротин, галенит, сфалерит и сфен. По текстурным особенностям среди железистых кварцитов различаются грубо- и тонкополосчатые, густо- и редковкрапленные. Полосчатость обусловлена

чередованием безрудных кварцевых и рудных (магнетитовых и гематитовых) слоев мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров.

Размещение главных рудных залежей не зависит от метаморфической зональности и степени дислоцированности пород. С возрастанием степени метаморфизма в рудах усиливается перекристаллизация, стираются детали первичных структур и текстур, а также отмечается преобладание магнетита над гематитом. При этом часть рудного железа переходит в силикаты, но существенного его переотложения не происходит. Косвенно это подтверждается присутствием чередующихся гематитовых и магнетитовых прослоев, отвечающих первичной ритмике рудонакопления. В наиболее перекристаллизованных рудах появляются жилки и прожилки сульфидов, рассекающих прослой железистых кварцитов.

В Абчадской полосе горизонт железистых кварцитов также представлен согласным чередованием рудных слоев (магнетитовых и гематитовых) с прослоями зеленых сланцев и яшмовидных пород. Во вмещающих сланцах установлена тонкая вкрапленность магнетита. Содержание железа во вкрапленных рудах достигает 12%, содержание окиси марганца варьирует от десятых долей процента до первых процентов.

Общие прогнозные запасы железных руд Олокитского синклинория оцениваются в 2-3 млрд. т [Крапивин, 1970; Шобогоров и др., 1977].

Наиболее вероятны модель преимущественно вулканогенного источника железа и кремнезема железистых кварцитов и нормально-осадочный способ отложения железисто-кремнистых осадков в морских водоемах на фоне терригенной седиментации. Железистые кварциты Олокитского синклинория могут параллелизоваться с образованиями вулканогенно-осадочной железорудной формации, сформированной в условиях железисто-кремнистых фаций.

С породами кремнисто-карбонатно-терригенного углеродистого комплекса (ондокская свита) ассоциирует полиметаллическое оруденение двух рудноформационных типов: колчеданно-полиметаллическое гидротермально-осадочное и стратиформное свинцово-цинковое в карбонатных породах.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в значительной мере определяют металлогенический облик Олокитской структурно-формационной зоны. Примером метаморфизованных гидротермально-осадочных месторождений является колчеданно-полиметаллическое оруденение в пределах Холоднинского рудного поля, расположенного в юго-восточном борту Олокитского синклинория [Холоднинское... месторождение..., 1982]. В геотектоническом плане Холоднинское рудное поле, так же как и Тыйская полоса железистых кварцитов, тяготеет к глубинному корово-мантийному Холоднинскому разлому, трассирующему резкий уступ в рельефе поверхности мантии. Эволюция тектогенеза этого разлома и его металлогеническая роль прослеживаются с момента заложения трога до момента его замыкания. Структурное положение Холоднинского рудного поля определяется Холоднинской синклиналию — узкой опрокинутой изоклиальной складкой северо-восточного простираения с крутой, падающей на северо-запад осевой плоскостью, ундулирующим шарниром и сложно-складчатым асимметричным профилем. Эта локальная структура протягивается почти на 20 км при максимальной ширине в 2,5 км. Контур синклинали в плане имеет линзовидную форму с двумя раздувами и одним пережимом. На юго-западе и северо-востоке контур складки замыкается под острым углом не более 10°. Главные тела Холоднинского месторождения приурочены к южному крылу синклинали, сильно осложненному изоклиальной складчатостью.

Рудовмещающий комплекс пород имеет существенно кремнисто-терригенный состав. В основании разреза залегают довольно монотонные по составу и степени метаморфизма терригенные породы песчанистого облика, превращенные в гранат-кварц-плагноклаз-слюдистые сланцы с прослоями доломитов, мраморов и кварцитов (авкитская свита). Выше залегает терригенно-карбонатная углеродистая толща, непосредственно вмещающая рудные тела (ондокская свита). Она характеризуется пестро-

той строения, широким распространением углеродистых слюдистых алевропелитовых пород, в различной степени известковистых, слюдистых кварцитов, кварцито-песчаников, мраморизованных известняков, доломитов и специфических порфиروبластических пород, в большинстве своем являющихся продуктом изохимического метаморфизма карбонатно-алюмосиликатных образований и биметасоматоза на границе терригенно-карбонатных пород и метабазитов. Средний состав сланцев соответствует алевропелитовым осадкам, располагаясь в поле сильно дифференцированных в химическом отношении глин гумидного климата [В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко, 1979]. Геохимическая специализация вмещающих пород определяется их повышенной известковистостью (до 13%), преобладанием калия над натрием (почти в 7 раз), несколько повышенным содержанием на уровне рудных тел $S_{орг}$, меди, цинка и свинца. Участки повышенной рудоносности отчетливо тяготеют к участкам пород повышенной кремнистости.

Морфология рудных залежей определяется их тесной ассоциацией со слоистой рудовмещающей толщей. Они залегают в разрезе многоярусно в виде сближенных пласто-линзовидных тел, совместно с вмещающими породами собраны в складки и при крутом залегании образуют четко выраженные рудные зоны. Первоначальное очертание рудных залежей было сохранено и при наложении процессов метаморфизма, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации. Изменение залегания рудных тел зависит лишь от складчатости и блокового строения месторождения. Пластовые тела четко стратифицированы, имеют большую протяженность при относительно малой мощности. Тип слоистых и реликтивно-слоистых существенно пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых руд сохраняется на всем протяжении рудного пласта. В сложнорасположенных и тектонически нарушенных участках, в шарнирах складок распространены перекристаллизованные кварц-пиритовые, кварц-сфалеритовые и галенит-сфалерит-пиритовые массивные руды, иногда с реликтами будинированных графит-кремнистых сланцев. Но нередко и здесь сохранены реликты слоистых текстур и первичных структурных форм отложения сульфидов.

В зонах тектонических срывов, рассланцевания и будинажа в кварц-мусковитовых метасоматитах, порфиروبластических породах, иногда в ортоамфиболитах наблюдается регенерированная прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация стадии регрессивного метаморфизма, нередко наложенная и на слюдяные руды. На высокотемпературной стадии регрессивного метаморфизма сформировались и слюдистые метасоматиты с гранатом, плагиоклазом, цоизитом, ставролитом и ганитом.

Модельный возраст рудных свинцов около 1 млрд. лет и соответствует возрасту вмещающих пород. Изотопный анализ серы сульфидов, согласно различным источникам [Миркина и др., 1974; Ручкин и др., 1975; Холоднинское... месторождение..., 1982], показал, что сера массивных и сливных колчеданно-полиметаллических руд имеет утяжеленный состав со средним значением δS^{34} по различным минералам от +12 до +17‰. Детальное исследование Холоднинского месторождения [Ручкин и др., 1973, 1975; Холоднинское... месторождение..., 1982] позволяет рассматривать его образование с позиций гидротермально-осадочной модели и последующего метаморфизма. Основная масса руд месторождения отложилась в процессе поствулканической подводной гидротермальной деятельности в прибортовой части Олоkitской троговой структуры, завершилось же формирование рудных залежей на этапе метаморфизма. Для отнесения месторождений к «своеобразным реоморфическим формациям полиметаморфизма в зонах глубинных разломов» [Соколов и др., 1981] или гидротермально-метасоматическим [Царев, 1979] нет достаточных оснований.

В слабометаморфизованных (фа́ция зеленых сланцев) кремнисто-карбонатно-терригенных углеродистых отложениях ондокской свиты в юго-восточном борту синклинория выявлено колчеданно-полиметалличе-

ское месторождение Овгол, что значительно расширяет перспективы поисков этого типа месторождений.

Свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах представлено рудопроявлениями Йоко, Рыбачий и рядом геохимических аномалий, слагающих рудную зону непосредственно к северу от Йоко-Довыренского базит-гипербазитового массива. В стратиграфическом разрезе свинцово-цинковое оруденение располагается, очевидно, несколько выше колчеданно-полиметаллического и приурочено к горизонту доломитов, доломитизированных известняков и известняков с прослоями глинисто-карбонатных сланцев. Протяженность зон барит-сфалерит-галенитовой минерализации до 250 м при мощности до 100 м. Общая протяженность полосы оруденения с учетом геохимических аномалий — первые десятки километров.

Горизонт рудовмещающих карбонатных пород подстилается пачкой кварц-слюдистых, углеродистых глинистых и филлитовидных сланцев, а перекрывается пачкой слюдисто-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов и филлитов. В контакте с телами интрузивной оливинит-перидотит-троктолитовой формации (довыренский комплекс) карбонатные породы превращены в кристаллические мраморы и интенсивно катаклазированы и тремолитизированы. В метасоматически преобразованных карбонатных породах наблюдается наиболее богатая существенно свинцовая минерализация в виде вкрапленности и гнезд галенита совместно с баритом, сфалеритом, пиритом и редко халькопиритом. Кроме гнезд и вкрапленности барит-полиметаллическая минерализация присутствует в прожилках кварц-карбонатного, кварцевого и карбонатного состава. Изотопный состав свинца рудопроявления Рыбачье указывает на идентичность его со свинцом колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского рудного поля [Тугаринов и др., 1976]. Окончательно судить о генезисе месторождений этого типа трудно из-за их слабой изученности.

Рудно-геохимическая специализация интрузий оливинит-перидотит-троктолитовой формации (довыренский комплекс) определяется присутствием в перидотитах эндоконтактной зоны, залегающих вдоль северо-западного фаса Йоко-Довыренского массива, сингенетичной вкрапленности сульфидов и эпигенетических гнездовых, брекчиевидных и прожилково-вкрапленных медно-никелевых руд. Среди рудных минералов установлены пирротин, халькопирит, пентландит, магнетит, пирит, сфалерит, галенит, кубанит, валлериит, виоларит. В эндоконтактной зоне рудные участки приурочены лишь к контактам массива с насыщенными сульфидами песчано-сланцевыми отложениями и отсутствуют в местах пересечения горизонтов карбонатных пород. Изотопные отношения серы сульфидов в песчано-сланцевых породах и сульфидов медно-никелевых руд тождественны [Гурулев, Курилов, 1979].

В целом в геологическом развитии и металлогении Олокитской троговой структуры намечается три главных этапа.

В начальный этап рифтогенеза была сформирована вулканогенно-терригенно-осадочная толща. Среди породных парагенезисов толщи преобладают зеленые орто- и парасланцы, филлиты, карбонатные породы, кварцитовидные песчаники, кварциты, диабазовые порфириты и их туфы, относящиеся к разновидностям, промежуточным между толеитовыми и высокоглиноземистыми базальтами. Тела железистых кварцитов группируются в субмеридиональные полосы в бортах трога, приурочиваясь к участкам максимального проявления вулканической деятельности. Здесь же фиксируются ореолы с вышефоновыми содержаниями меди, марганца, бария, свинца и цинка.

Второй этап отличается накоплением кремнисто-карбонатно-терригенной углеродистой толщи флишеидного типа и незначительным проявлением вулканической деятельности. Продукты вулканизма отвечают дифференцированным липарит-базальтовым (существенно базальтовым) ассоциациям. Гидротермально-осадочное колчеданно-полиметаллическое оруденение располагается в краевых частях прогиба в узких приразлом-

ных палеодепрессиях, выполненных углеродистыми образованиями, а синхронное ему вкрапленно-прожилковое свинцово-цинковое оруденение — в центральных частях трога в относительно приподнятых блоках, сложенных существенно доломитизированными известняками.

В третий этап, на фоне восходящих движений, формируются отложения карбонатно-вулканогенного комплекса. Магма этого, как и первого, этапа имела промежуточный состав между толеитовыми и высокоглиноземистыми базальтами. Характерна ассоциация вулканических пород с интрузивными фациями оливинит-перидотит-троктолитовой формации, с которой связана сульфидная медно-никелевая минерализация.

Непосредственно вслед за формированием карбонатно-вулканогенного комплекса наступила стадия замыкания прогиба, сопровождающаяся процессом складкообразования. Верхнепротерозойские отложения прогиба сминаются в синклинорную структуру (грабен-синклинорий), осложненную рядом складок более высоких порядков. В приразломных участках сформировалась сложная изоклиальная складчатость. Одновременно со складчатостью породы претерпели интенсивный региональный метаморфизм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Олокитский синклинорий представляет собой рифтогенную троговую структуру, развитие которой происходило в пределах области, где уже к началу позднего протерозоя существовала земная кора континентального типа. Эта структура оформилась на месте шовного прогиба, заложение которого произошло в результате деструкции краевых частей консолидированного блока земной коры как отражение процессов, развивающихся в Урало-Монгольской геосинклинальной системе. Олокитский трог является составной частью протяженной сложно сочленяющейся рифтовой системы Северного Прибайкалья, лежащей в основе верхнепротерозойского Бодайбинского внутреннего прогиба, с характерным для ранних этапов ее развития геосинклинальным типом осадконакопления и магматизма.

Рассматриваемые трогги могут быть отнесены к вулканогенно-карбонатно-терригенному типу. Они выполнены преимущественно морскими отложениями, среди которых широко распространены терригенные и кремнисто-терригенно-карбонатные комплексы, часто углеродистые. Вулканогенные породы залегают в основании разреза, но в отдельных случаях широко проявлены и на верхних уровнях. Резкое преобладание среди вулканических пород базальтовых лав, их толеитовый состав, незначительный объем кислых эффузивов и приуроченность вулканитов к линейным раздвиговым структурам, а также ассоциация вулканитов с гипербазитовыми и базит-гипербазитовыми интрузивными комплексами сближает их с офиолитовыми формациями.

Геотектоническое положение и специфика геологического развития позволяют рассматривать Олокитский синклинорий в Северном Прибайкалье в качестве типовой позднепротерозойской эпиконтинентальной рифтогенной троговой структуры с геосинклинальным типом осадконакопления, магматизма и металлогений преимущественно фемического профиля. Выявление подобных структур в докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы существенно конкретизирует площади поисков важных рудноформационных типов месторождений железа, марганца, свинца, цинка, меди, никеля и других, в первую очередь стратиформных гидротермально-осадочных месторождений свинца и цинка.

Необходимо еще раз подчеркнуть высокую металлогеническую продуктивность позднепротерозойских трогов в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Ведущими для них являются фемический профиль металлогенической специализации и связь главных рудных ассоциаций с глубинным базальтоидным магматизмом. В тектоническом и металлогениче-

ском отношении позднепротерозойские трогии Северного Прибайкалья обнаруживают черты сходства как с позднеархейско-раннепротерозойскими трогами, так и с трогами, возникшими в фанерозое. Их объединяют общий рифтогенный характер заложения структуры в процессе деструкции консолидированных блоков земной коры, специфика вулканогенно-осадочных комплексов с преимущественным развитием основного вулканизма и углеродистых кремнисто-карбонатно-терригенных сланцевых комплексов, типоморфизм рудной минерализации, связанной с процессами седиментогенеза, поствулканического гидротермально-осадочного рудообразования и глубинного базит-гипербазитового магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Булгатов А. Н. Эвгеосинклиналильные зоны байкалид севера Забайкалья и их металлогения.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 24—26.
- Булдыгеров В. В., Герасимов Н. С. Олокинский троговый прогиб и его металлогения.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 26—27.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива.— М.: Наука, 1965.— 122 с.
- Гурулев С. А., Курилов Л. Н. Петрология, структура и рудоносность нижней эндоконтактной зоны Йоко-Довыренского расслоенного массива.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 40—42.
- Гурулев С. А., Трунева М. Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.— Тр. Геол. ин-та Бурят. фил. СО АН СССР, 1974, вып. 5(13), с. 83—89.
- Дворкин-Самарский В. А., Ерхов В. Ф. История геологического развития Северного Прибайкалья.— В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1975, с. 5—19.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч. и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения.— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—43.
- Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового пояса.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1982, с. 11—18.
- Дольник Т. А., Титоренко Т. Н., Станкевич А. М., Вельков М. М. Новые данные по биостратиграфии Олокинского прогиба.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 5—6.
- Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. Стратиграфическое положение Холоднинского полиметаллического месторождения в разрезе протерозоя Олокинского синклиория (Северо-Байкальский район).— В кн.: Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМа. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978, с. 101—111.
- Конников Э. Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья.— Новосибирск: Наука, 1978.— 117 с.
- Косале Я. А., Тычинский А. А., Рипп Г. С., Шнилов Л. Д. Проблема источников рудного вещества редкометалльных и полиметаллических месторождений Забайкалья (по изотопным данным).— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—107.
- Крапивин А. Г. Железистые кварциты Северного Прибайкалья и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 13. Улан-Удэ, 1970, с. 130—139.
- Кушев В. Г., Болонев В. У., Замаников М. Е. и др. Тыйский железорудный район Северного Прибайкалья.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 51—70.
- Лобачевский И. В., Ветров С. В. О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ.— Геол. и геофиз., 1976, № 7, с. 55—62.
- Мануйлова М. М., Васильковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья.— М.— Л.: Наука, 1964.— 226 с.
- Мануйлова М. М., Зарубин В. В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья.— Л.: Наука, 1981.— 88 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли.— М.: Недра, 1983.— 279 с.
- Миркина С. Л., Жидков А. Я., Токсубаев А. И. и др. Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холоднинского месторождения.— В кн.: V Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам. М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1974, с. 116—117.

- Митрофанов Г. Л.** Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 73—86.
- Риле Г. В.** Тектоника и условия формирования Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 99—100.
- Руденко В. Е., Руденко Ю. Л.** Реконструкция метаморфизованных и метасоматических измененных пород докембрия.— Новосибирск: Наука, 1979.— 172 с.
- Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П.** Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье).— Геол. рудных месторождений, 1973, № 6, с. 69—78.
- Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А. и др.** Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
- Салоп Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. I.— М.: Недра, 1964.— 515 с.
- Салоп Л. И.** Геология Байкальской горной области. Т. II.— М.: Недра, 1967.— 699 с.
- Соколов Ю. М., Турченко С. И., Бушмин С. А.** Геология и генезис Холоднинского месторождения.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 167—233.
- Терентьев В. М., Соботович Э. В., Рудник В. А. и др.** Новые данные о возрасте продуктов метасоматических и рудных процессов в активизированной пограничной зоне Сибирской платформы.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 140—145.
- Типы** и фации метаморфизма севера Байкальской горной области/Болонев В. У., Доронина Н. А., Кушев В. Г. и др.— Новосибирск: Наука, 1983.— 152 с.
- Типы** редкометалльных геохимических провинций Забайкалья/Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н., Козулина И. М. и др.— Новосибирск: Наука, 1978.— 140 с.
- Тугаринов А. И., Варламов В. А., Карпенко С. Ф., Ручкин Г. В.** Изотопный состав свинца галенитов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород.— Геохимия, 1976, № 2, с. 202—210.
- Холоднинское** колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья/Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. и др.— Новосибирск: Наука, 1982.— 207 с.
- Царев Д. И.** Конвергенция признаков метасоматитов и генезис Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 64—66.
- Шобогоров П. Ч.** Геология и металлогения Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дис.— Новосибирск — Улан-Удэ, 1971.— 20 с.
- Шобогоров П. Ч., Дирижапов А. Д., Замачиков М. Е.** Железистые кварциты Северного Прибайкалья.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 88—93.

Г. М. УТЕХИН, С. Н. СУСЛОВА

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Геотектонические структуры, в выполнении которых зеленокаменные образования играют существенную роль, получили название зеленокаменных поясов. По вопросу о возрасте зеленокаменных поясов нет единства взглядов среди исследователей, однако подавляющая их часть придерживается мнения, что зеленокаменные пояса как геоструктуры особого рода формировались на раннем отрезке истории Земли, включающем архей и ранний протерозой.

В Северном Прибайкалье зеленокаменные образования встречаются на различных уровнях стратиграфического разреза и заключены в основном в рамки двух структурных этажей — рифейского и нижнепротерозойского.

Относительно лучше изучены стратифицированные, в том числе и зеленокаменные, образования рифейского структурного этажа, которые пространственно оформились в виде самостоятельной структурно-форма-

ционной и металлогенической зоны, названной П. Ч. Шобогоровым Олоkitской. Эта зона в прошлом представляла собой довольно узкий трог, развивавшийся по типу эвгеосинклинали и заложившийся на стыке двух разнородных блоков — мафического на юго-востоке и салического либо, скорее, мафическо-салического на северо-западе.

Основные особенности геологического строения и металлогении Олоkitской зоны были рассмотрены в публикациях различных авторов. Вместе с тем многие вопросы пока еще не получили удовлетворительного решения и являются предметом дискуссии. Так, до сих пор нет общепринятой схемы стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных образований олоkitской серии рифея, что снижает значимость последующих тектонических и металлогенических построений. Существуют расхождения в мнениях о структуре рудовмещающей толщи Холоднинского месторождения и вообще о месте свинцово-цинкового оруденения района в ритмо-стратиграфическом разрезе. Нет определенности в трактовке вопроса о пространственно-временных соотношениях колчеданно-полиметаллической минерализации с широко развитыми в пределах Олоkitской зоны зеленокаменно измененными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Остановимся на некоторых из этих вопросов.

Стратиграфическая последовательность образования вулканогенно-осадочных формаций олоkitской серии, которая была установлена совместными исследованиями коллектива ВСЕГЕИ и Северо-Байкальской экспедиции ПГО «Бурятгеология», начатыми в 1971 г., представляется в следующем виде (снизу вверх).

1. Гравелито-песчаниковая (или, по терминологии В. В. Белоусова, нижнетерригенная) формация, представленная иловирьской свитой и ее возрастными аналогами якдакарской и пурпольской свитами.

2. Карбонатно-кремнисто-вулканогенная группа формаций в объеме тыйской и абчадской, а также чукчинской (тесинской) и частично медвежьеской свит.

3. Песчанико-алевросланцевая (при высоком метаморфизме кварцито-слюдисто-сланцевая) формация, стратиграфическим эквивалентом которой являются авкитская свита на юго-западе, грамдаканская, далаканская и частично, видимо, витимская свиты на северо-востоке Олоkitской зоны.

4. Вулканогенно-карбонатно-песчанико-черносланцевая или, по терминологии А. Г. Крапивина, туфогенно-кварцитово-черносланцевая формация, которую представляет ондокская и соответствующая ей в районе среднего течения Мамы довгакитская свиты.

5. Черносланцево-доломит-известняковая (частью рифогенная) формация, которую представляет итыкитская свита.

6. Туффито-песчанико-черносланцевая (флишоподная) формация, в которую выделены ритмично-слоистые породы асектамурской свиты.

7. Базальт-андезит-липаритовая формация, состоящая из лав и пирокластами сынньерской свиты.

Детали данной стратиграфо-формационной схемы в свете новых данных геологических съемок постоянно уточняются и, видимо, еще будут уточняться. Однако и в таком виде схема фиксирует факт широкого распространения в разрезе продуктов вулканизма: только в названиях формаций закреплено их присутствие по крайней мере на четырех уровнях. В действительности же эти продукты присутствуют практически во всех звеньях разреза за исключением, может быть, черносланцево-доломит-известняковой формации. Вместе с тем неоспорим тот факт, что вулканизм проявился в различные отрезки рифейского времени неравномерно и что наиболее интенсивное его проявление соответствует уровням тыйской и сынньерской свит.

С типично зеленокаменными вулканидами тыйского уровня теснейшим образом связано стратиформное магнетит-гематитовое (с Mn и P) оруденение Тыйского и Абчадского месторождений. К ним же пространственно тяготеют довольно многочисленные, по-видимому, метаморфогенные проявления свинцово-цинковой минерализации кварцево-жильного

типа и медной минерализации в «скарноидах». В связи с вулканитами сынырского уровня, также зеленокаменно измененными (в несколько меньшей степени), аналогичные рудные концентрации пока не известны.

Наряду с существенно вулканогенными формациями тыйского и сынырского уровней интерес представляет карбонатно-песчанико-черносланцевая формация, вмещающая Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, роль вулканогенной составляющей в которой исследователями оценивается по-разному. На первых порах изучения месторождения считалось, что названная формация стерильна в отношении вулканогенного материала. В настоящее время это мнение постепенно трансформируется, хотя сейчас отдельные исследователи склонны относить эту рудоносную формацию к группе «отдаленных» в отличие от «вулканогенных», непосредственно вмещающих оруденение. Надо сказать, что еще в 1976—1977 гг. в Северо-Байкальской экспедиции А. Г. Крапивиным и во ВСЕГЕИ нашей группой была проделана работа по выявлению исходного состава пород рудовмещающей толщи по методике А. А. Предовского. Установлено, что подавляющее большинство порфиробластических пород развивается по вулканогенно-осадочным образованиям и что эти, как и некоторые другие метаспороды, возникли в результате метаморфизма вулканитов базальтоидного ряда. В это же время нами было установлено, что в составе рудовмещающей толщи отмечаются небольшие линзы пород, выделяющихся по цвету и представляющих собой туфопесчаники и туфоалевролиты. Наконец, в разрезе по руч. Оленьему, что в 6 км юго-западнее пос. Перевал, в верхней части рудовмещающей толщи установлен 12-метровый горизонт скарнированных (в контакте с габброидами) туфов андезито-дацитового состава. Все это позволило рассматривать рудоносную формацию как промежуточную между «вулканогенными» и «отдаленными» и отразить это в названии приставкой «вулканогенно-» либо «туфогенно-».

Не менее важен также вопрос о месте рудоносной формации в разрезе олокинской серии. Принято считать, что толща, вмещающая Холоднинское месторождение, располагается стратиграфически выше уровня вулканитов с железистыми кварцитами, что отражено и на нашей схеме. Но это положение строго не доказано. По крайней мере, имеются некоторые данные (требующие, правда, дополнительной проверки) для альтернативного решения этого вопроса, при котором и железистые кварциты, и колчеданно-полиметаллическое оруденение оказываются на одном стратиграфическом уровне. Во-первых, известняки, непосредственно перекрывающие рудовмещающую толщу в районе Холоднинского месторождения, прослеживаются вдоль долины р. Тья до бассейна р. Калакачан, где они залегают на метавулканитах тыйской свиты. Во-вторых, по данным А. Н. Ефимова, в бассейне р. Слюдянка авкитская свита по латерали смыкается с иловирьской. Наконец, А. И. Трепалин поставил иловирьскую свиту (вместе с абчадской) на один уровень с авкитской. Если это так, то тыйская свита с железистыми кварцитами, залегающая на иловирьской, и ондокская свита с колчеданно-полиметаллическим оруденением, залегающая на авкитской, являются синхронными образованиями. Что же касается геохимического родства железистых кварцитов и колчеданного оруденения, то оно, по нашему мнению [Утехин, 1981], несомненно. Дополнительные данные в пользу высказанного нами мнения получены Е. Ю. Рыцком (ВСЕГЕИ) в результате статистической обработки материалов опробования пород из той и другой толщ.

Наша попытка привлечь к решению поставленного вопроса данные по другим регионам пока не привела к однозначному результату. Прежде всего анализировались данные по Енисейскому кряжу как смежному с Байкальским фрагменту складчатого обрамления Сибирской платформы. На стратиграфическом уровне Горевского и Линейного месторождений, локализующихся в породах шунтарской свиты рифея, известны концентрации железо-марганцевых руд, но они незначительны по масштабам (проявление руч. Ветвистого и др.). Месторождения железа располагаются

стратиграфически выше, в низах нижнеангарской свиты и, кроме того, в другой, миогеосинклинальной структурно-формационной зоне.

В зарубежных регионах, где минерализация формируется в условиях, сходных с северобайкальскими (терригенных эвгеосинклиналях, по Г. В. Ручкину [1980]), примеры сочетания колчеданно-полиметаллического и марганцево-железного оруденения крайне немногочисленны. Можно назвать месторождение Роц-Пина в Намибии, где железорудный горизонт приурочен к нижней, вулканогенной части рифейской формации Кэйок, а колчеданно-полиметаллические залежи — к верхней, осадочной ее части. В трудах Международного геологического конгресса в Австралии (том I) содержатся данные, свидетельствующие о том, что многие из стратиформных сульфидных месторождений Австралии, особенно докембрийские, характеризуются наличием в перекрывающих толщах слоистых железных руд и что последние могут рассматриваться в качестве индикатора скрытых стратиформных сульфидных залежей. Что касается фанерозойских месторождений, прежде всего отечественных, то среди них известны такие, в которых полиметаллическое оруденение тесно (в пространстве и времени) переплетается с марганцево-железным. Сюда можно отнести месторождения так называемого «атасуйского» типа в Казахстане, а также, по данным В. Е. Попова, Раскатинское месторождение на сочленении Рудноалтайской полиметаллической и Каргонской марганцево-железной зон на Алтае.

О месте Холоднинского месторождения в ритмостратиграфическом разрезе. Изучение разреза стратифицированных образований от р. Холодной на юге до горы Солдат на севере позволило выявить его разнопорядковое ритмичное строение, на фоне которого выделяются два макроритма: нижний — трансгрессивный и верхний — регрессивный. Эти макроритмы представляют единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления. Все рудные зоны месторождения располагаются в верхней половине трансгрессивного макроритма. При этом каждая рудная зона, будучи согласной с напластованием пород, занимает свое место в стратиграфическом разрезе, который непрерывно наращивается с юго-востока на северо-запад. Это обстоятельство определяет структуру месторождения как моноклинальную, осложненную складками с небольшим размахом крыльев.

Анализ материалов по некоторым другим месторождениям приводит к выводу, что рудные залежи располагаются либо в верхней части трансгрессивного, либо в нижней части регрессивного ритмов. В районе Холоднинского месторождения в нижней части регрессивного ритма установлены маломощные пластово-вкрапленные пиритовые залежи, не сопровождающиеся полиметаллической минерализацией, что необходимо учитывать при прогнозировании оруденения.

Зеленокаменные образования **нижнепротерозойского структурного этажа** входят в состав так называемой муйской серии, слагающей Байкало-Витимскую структурно-формационную и металлогеническую зону. Учитывая принятый большинством исследователей раннепротерозойский возраст муйской серии, а также отчетливые эвгеосинклинальные черты ее разреза, серию можно бы было рассматривать как протогеосинклинальную. Однако при этом остаются неясности в вопросах о том, какие же образования, синхронные муйской серии, следует считать миогеосинклинальными и чем представлен орогенный этап развития Байкало-Витимской зоны, если таковой существует. Поставив эти вопросы, нельзя не задаться и таким: а не представляет ли муйская серия образования, сходные с образованиями зеленокаменных поясов? Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо знать, что соблюдены следующие основные условия: а) что вулканогенно-осадочные, супракрустальные образования являются древними, не моложе раннепротерозойских, и б) что они залегают на гранито-гнейсовом фундаменте древнего (архейского) возраста, представляющем собой элемент континентальной протокрыши. Рассмотрим вкратце эти моменты.

Л. И. Салопом [1964], как известно, обоснован раннепротерозойский возраст муйской серии. Имеющиеся в последнее время попытки отдельных исследователей оспорить это мнение не имеют, как нам кажется, убедительной фактологической основы. Можно лишь допустить, что объем муйской серии строго не определен. Не исключено, что в качестве ее членов иногда картируются более молодые, рифейские образования, сходные по внешнему облику и составу с породами муйской серии. Однако последняя в основе является, очевидно, раннепротерозойской.

Во-первых, она трансгрессивно и с угловым несогласием залегает на гнейсах архея Северо-Муйской глыбы, что хорошо видно на любой геологической карте. Во-вторых, в целом ряде пунктов серия несогласно перекрывается отложениями верхнего протерозоя [Салоп, 1964, с. 155]. В одном из этих пунктов, а именно в среднем течении Мамы, метавулканисты муйской серии и прорывающие их габброиды наблюдаются в составе галек базальных конгломератов якдакарской свиты нижнего рифея, отобранных нами в 1979 г.

Кроме геологических доказательств имеются данные абсолютного возраста, указывающие на раннепротерозойский возраст муйской серии. Например, по цирконам из огнейсованных гранитов, образовавшихся за счет метавулканистов нюрндукуанской свиты (в пределах так называемого Маректинского блока), определен возраст U — Th — Pb методом: $Pb^{207}/Pb^{206} = 1750$ млн. лет, $Pb^{206}/U^{238} = 2380$ млн. лет, $Pb^{207}/U^{235} = 2040$ млн. лет [Тугаринов и др., 1976]. Возраст двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса, прорывающих метавулканисты нюрндукуанской свиты, определялся разными методами [Срывцев и др., 1980]. Получены цифры: Rb/Sr методом — 2030 ± 60 млн. лет, четыре пробы амфибола K/Ar методом — от 1940 ± 60 до 2200 ± 70 млн. лет. Биотиты из гранитов дали варьирующие и заниженные значения возраста — от 930 ± 20 до 1760 ± 40 млн. лет.

В составе всех подразделений муйской серии (парамская и келянская подсерии, нюрндукуанская свита) преобладают продукты вулканизма — полифациально метаморфизованные диабазы, спилиты, их пирокластические разновидности, туфопесчаники, туфоалевролиты. В подчиненном количестве — кислые вулканисты, различного рода углеродистые сланцы, редкие маломощные горизонты и линзы карбонатных пород, кварциты и микрокварциты. Последние представляют собой, очевидно, продукты метаморфизма кремнистых пород хемогенного происхождения.

Факт углового несогласия между нижними горизонтами муйской серии с лежащими ниже «архейскими кристаллическими толщами, слагающими Северо-Муйскую глыбу», наблюдался Л. И. Салопом [1964] в бассейнах ключей Самокут и Булунда, в бассейне среднего течения р. Витим. Наряду с угловым несогласием «гальки архейских пород содержатся во внутрiformационных конгломератах и туфоконгломератах келянской подсерии по р. Келяна (Северо-Муйский хребет) и по р. Тулдуни (Южно-Муйский хребет).

Л. И. Салоп доказывает архейский возраст кристаллических пород основания муйской серии, выступы которых наряду с Северо-Муйской и Южно-Муйской глыбами имеются в восточной и западной прибрежных частях оз. Байкал (Байкальская глыба) и в других местах. В строении всех этих глыб участвуют различные гнейсы и гранито-гнейсы, мигматиты, а также амфиболиты, мраморы, кристаллические сланцы и кварциты. Данные, которые опровергли бы точку зрения Л. И. Салопа и других исследователей об архейском возрасте пород, слагающих упомянутые выступы основания среди более молодых образований, отсутствуют.

Наряду с этими глыбами архейские образования, несомненно, участвуют и в строении чуйской толщи. Последняя, по данным ряда исследователей, в том числе и Л. И. Салопа [1964], а также по данным наших полевых наблюдений, является гетерогенным геологическим телом, сложенным разновозрастными образованиями. Не случайно Л. И. Салоп, употребляя применительно к этому телу термин «толща», подчеркивал известные не-

яности относительно его стратиграфического объема и утверждал, что «в настоящее время не существует обоснованной стратиграфической схемы данной толщи, пригодной для всей зоны» (Чуйской. — У. Г.).

Довольно многочисленные определения абсолютного возраста пород, слагающих Чуйскую структурно-формационную зону, дают большой разброс его цифровых значений. Устойчивыми можно считать значения возраста пород акитканской серии, перекрывающей собственно чуйскую толщу, и гранитоидов прельского и приморского комплексов, прорывающих ее. Эти значения, полученные различными методами, колеблются в пределах 1600—1800 млн. лет [Мануйлова и др., 1964; Геология Прибайкалья, 1969; Брандт и др., 1978; Бибикова и др., 1981]. Они указывают на то, что в составе чуйской толщи присутствуют породы не менее древние, чем PR_1 . Вместе с тем имеются и более древние датировки. М. М. Мануйловой [Мануйлова и др., 1977] «на основании новых геологических и изотопно-радиометрических данных по полиметаморфическим породам чуйской и укучиктинской серий установлен их архейский возраст: древнее 3000 млн. лет». М. М. Мануйлова из пород чуйской толщи в верховьях р. Чуйская Брамья отобрала и проанализировала К/Аг методом пробы, давшие: 1) по роговой обманке — 3460 ± 70 млн. лет; 2) по амфиболом из реликтов гранулитов в чуйской толще — 3025 ± 150 млн. лет. Наряду с этим значительная часть датировок пород чуйской толщи колеблется в пределах 300—600 млн. лет, что указывает, очевидно, на проявление относительно молодых процессов тектономагматической активизации.

Таким образом, есть основания считать, что муйская серия и разновозрастные с нею образования, входящие в состав чуйской толщи, залегают на древнем, в различной степени переработанном субстрате, отчасти выходящем на дневную поверхность (Байкальская, Муйская и другие глыбы), но большей частью скрытом под чехлом супракрустальных серий протерозоя. Мощность этого чехла, по данным интерпретации геофизических данных, не превышает 9—9,5 км.

Возвращаясь к вопросу о тектонической природе Байкало-Витимской зоны с выполняющими ее зеленокаменными образованиями муйской серии, мы вынуждены говорить о двойственности этой природы. Одни признаки (состав и возраст субстрата, возраст супракрустальных образований) роднят эту структуру с зеленокаменными поясами, другие сближают ее с рифейской эвгеосинклиналью. К последним относятся: небольшие площади развития гранито-гнейсов основания по сравнению с супракрустальными толщами и предполагаемое, хотя и в проблематичных рамках, развитие образований, которые могут классифицироваться как мио- или миктогеосинклинальные.

В свете сказанного представляется правомерной постановка вопроса о геоструктурах переходного или промежуточного типа между архейскими зеленокаменными поясами и рифейскими эвгеосинклиналиями. Предпочтительный возраст таких структур, очевидно, раннепротерозойский, что следует из анализа материалов как по Северному Прибайкалью, так и по некоторым другим регионам. В качестве примера может быть названа восточная часть Балтийского щита, где в отличие от зеленокаменных поясов лопия (AR_2) карельские (PR_1) структуры именуются иначе. В. Е. Попов, например, их классифицирует как безинверсионные геосинклинали, другие исследователи — как рифтогенные [Сулова и др., 1980].

Особенностью переходных структур является, видимо, и их приуроченность к краевым частям кратонов, в нашем случае — Сибирского. Возможно, правомерно, вслед за Е. А. Долгиновым [1982], говорить о Байкало-Алданском краевом поясе, который «отделяет с юга древний Сибирский континент от палеозоид Урало-Монголо-Охотского пояса».

Характерная особенность металлогении зеленокаменных поясов, по данным зарубежных и советских [Казанский, 1981; Моралев, 1978] геологов, — наличие месторождений железа типа железистых кварцитов, золота сульфидного и кварцево-жильного типа, никеля в связи с эффузивными породами (коматититами) и базит-гипербазитовыми ин-

трузиями, а также медноколчеданных и медно-цинковых колчеданных (с золотом и серебром) месторождений, связанных с вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями. Для карбонатсодержащих формаций обычны крупные концентрации марганца.

Нельзя, однако, не учитывать различий в металлогении между архейскими зеленокаменными поясами и сходными с ними структурами нижнего протерозоя. Так, большая часть запасов железа сосредоточена в железистых кварцитах архея. С вулканогенными формациями преимущественно основного и ультраосновного состава, в первую очередь архейского возраста, связаны крупные концентрации золота. В вулканогенных поясах PR_1 нет таких гигантов, как Поркьюпайн в Канадском, Калгурли в Западно-Австралийском, Колар в Индостанском щитах. К зеленокаменным поясам архея приурочены крупные месторождения никеля, ассоциирующиеся с коматиитовыми сериями и представляющие самостоятельный класс. Среди них есть непосредственно связанные с ультраосновными вулканогенными породами, а также приуроченные к синвулканическим телам (силлам, дайкам, линзам). Тем не менее значительная доля запасов меди и цинка, а также золота, серебра и других полезных ископаемых приходится на долю колчеданных месторождений в зеленокаменных и близких им по тектонической природе вулканогенных поясах PR_1 . Примечательно, что для последних характерны месторождения никеля только второго (печенгского) типа, приуроченные к синвулканическим интрузивным телам.

Примером могут служить краевые части Балтийского и Канадского щитов. Так, со свекофенидами Шелефтео-Ладожского вулканогенного пояса Балтийского щита, получившего также название краевого [Ручкин, 1980], связана серия золотосодержащих медноколчеданных и медноцинковых колчеданных месторождений: Оутокумпу, Вуонас, Лауконлахти, Пюхасалми и Виханти в Финляндии и Болиден, Менстреск, Ренстрем и другие в Швеции.

Немалая сумма запасов меди, цинка, золота, серебра и других полезных ископаемых приходится на долю колчеданных месторождений, связанных с вулканогенно-осадочными образованиями серии амиск (PR_1) в северо-западной части Канадского щита. Кроме хорошо известного в литературе [Колчеданные месторождения..., 1979] месторождения Флин-Флон сюда относятся месторождения Осборн-Лейк, Андерсон-Лейк и др. Канада, как известно [Запасы..., 1981], занимает одно из ведущих мест в капиталистическом мире по добыче золота и меди и ведущее по добыче цинка.

Зеленокаменные образования муйской серии в Северном Прибайкалье изучены недостаточно для того, чтобы проводить прямые аналогии с конкретными объектами в других регионах, да вряд ли такие аналогии необходимы, так как каждый регион несет в себе черты своеобразия в геологической истории. Вместе с тем изучение разрезов муйской серии в районе правобережья р. Кичера, в бассейне р. Келяна и по маршруту вдоль р. Правая Мама, проводившееся нами в течение ряда лет, позволяет видеть принципиальное их сходство, например, с разрезами в районах месторождений Виханти в Финляндии, Болиден в Швеции либо Флин-Флон в Канаде. Различия состоят лишь в относительных количествах отдельных составляющих, которые колеблются даже в пределах одного района.

Сходство состава и условий образования зеленокаменных толщ Северного Прибайкалья (муйская серия) и некоторых других регионов, в частности названных выше, служит критерием для положительной оценки перспектив муйской серии в отношении практически интересных концентраций Cu , Zn , Pb и других металлов колчеданного типа. Надо сказать, что предпосылки для выявления таких концентраций имеются. Так, в связи с осадочно-вулканогенными образованиями муйской серии находится ряд проявлений медной и свинцово-цинковой минерализации кварцево-жильного и колчеданного типов. Первые из них, более многочисленные, имеют метаморфогенную природу и являются, видимо, индикатором скрытого

оруденения. Вторые могут представлять самостоятельный интерес, они локализируются как в существенно вулканогенных, так и в существенно осадочных, преимущественно темноцветных породах. Примером первых может служить Каралонская сульфидная залежь, вторых — обнаруженные нами в бассейне Келяны колчеданные рудопроявления галенит-пиритового (по имеющимся пока данным) состава, которые могут рассматриваться как стратиформные.

Таким образом, целенаправленное изучение муйской серии является насущной задачей текущего времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Бибикова Е. В., Кориковский С. П., Сезько А. И., Федоровский В. С. Возраст гранитов Приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным уран-свинцового метода.— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 462—466.
- Брандт С. Б., Бухаров А. А., Раклинский Э. И. Абсолютный возраст магматических комплексов Байкальского и Приморского хребтов (Западное Прибайкалье).— Сов. геология, 1978, № 3, с. 142—148.
- Геология Прибайкалья. Путеводитель геол. экскурсии XII сессии Междунар. ассоц. по изучению глубинных зон земной коры.— Иркутск, 1969.— 150 с.
- Долгинов Е. А. Докембрийская история материков и глобальный тектогенез.— М., 1982.— 136 с. (Итоги науки и техники. Сер. общ. геол., т. 45).
- Запасы и добыча важнейших видов минерального сырья развитых капиталистических и развивающихся стран (на начало 1980 г.)/Под ред. В. Н. Полуэктова.— М.: Наука, 1981.
- Казанский В. И. Архейские супракрустальные пояса и их рудоносность.— Геол. рудных месторождений, 1981, т. 23, № 6, с. 3—18.
- Колчеданные месторождения мира.— М.: Недра, 1979.— 284 с.
- Мануйлова М. М., Васковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья.— М.— Л.: Наука, 1964.— 226 с.
- Мануйлова М. М., Петров Б. В., Кольцова Т. В. Новые радиометрические данные по докембрию Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. (Тезисы докл. XX юбилейной сессии). Иркутск: изд. ГЕОХИ СО АН СССР, 1977. 85 с.
- Моралев В. М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1978, с. 205—211.
- Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия, условия их образования и закономерности размещения. Автореф. докт. дис.— М., 1980.— 43 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I.— М.: Недра, 1964.— 515 с.
- Срывцев Н. А., Сандимирова Г. П., Кутявин Э. П. и др. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса Северо-Западного Прибайкалья.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 101—110.
- Суслова С. Н., Старицына Г. Н., Дагелайская И. Н. Особенности никеленосных ультрамафит-мафитовых вулкано-интрузивных комплексов Карело-Кольского и Северо-Сибирского регионов.— Зап. ВМО, 1980, вып. 3, с. 257—271.
- Тугаринов А. И., Варламов В. А., Карпенко С. Ф., Ручкин Р. В. Изотопный состав свинца галенитов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород.— Геохимия, 1976, № 2, с. 202—210.
- Утехин Г. М. Некоторые вопросы металлогении свинца и цинка в докембрийских образованиях Северного Прибайкалья.— В кн.: Геология и минералогия докембрия региона БАМ.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1981, т. 278, с. 75—84.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ И ЭНДОГЕННОМ ОРУДЕНЕНИИ АБЧАДСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ОЛОКИТСКОГО ТРОГА (Северное Прибайкалье)

При изучении внутреннего строения Олокицкого трога нами выделена северо-восточная Абчадская система разломов (АСР), объединяющая сопровождающие и оперяющие разломы Абчадской зоны разломов (АЗР). Она сечет «скрытую» поперечную Тывлыкит-Окунайскую зону разломов (ТОЗР), а в районе р. Окунайка сочленяется с меридиональной Легоминьской (ЛЗР). (рис. 1, а).

При составлении детальных разрезов по рекам Абчада, Уокит (Тыйский), Калакачан, Окунайка и Гоуджекит получен новый материал по структуре Олокицкого трога и закономерностям распределения новых типов эндогенного оруденения.

Установлено, что наибольшая тектоническая активность, смятие пород и интенсивный дислокационный метаморфизм в разломах Олокицкого трога проявились в конце рифея и раннем палеозое. Вследствие этого образовались различные тектониты, в последующем претерпевшие метаморфическую и метасоматическую переработку в различных условиях температур и давлений с образованием редкометального оруденения и гранулированного кварца.

Ниже приводится геолого-структурная характеристика Северного Прибайкалья и эндогенной минерализации АСР. Согласно С. М. Замаряеву [1961], К. А. Савинскому [1972], В. А. Наумову [1974] и др., Северное Прибайкалье расположено на стыке Сибирской платформы и ее южного складчатого обрамления. Исследования автора [Демин, 1979, 1981, 1982; Демин и др., 1976, 1982; Хренов и др., 1977; и др.] позволили поновому трактовать структурные особенности юга Восточной Сибири: а) южным ограничением древней Сибирской платформы (см. рис. 1, б) является не Саяно-Становой шов, а Монголо-Охотский; б) Сибирская платформа с позднего докембрия развивалась дифференцированно — севернее Саяно-Байкало-Напшагайского структурного шва как ортоплатформа, а к югу от него — как параплатформа. Для последней характерен разновозрастный термотектогенез [Павловский, Глуховский, 1982].

Рассматриваемая территория Северного Прибайкалья является составной частью Сибирской параплатформы, где выделено два мегаблока: Кутимо-Рельский и Олокицкий (см. рис. 1, а).

Кутимо-Рельский мегаблок в нижнепротерозойской протогеосинклинали представлял срединный массив. Он сложен верхнеархейскими глубокометаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями чуйской толщи с возрастом — 2360 ± 100 млн. лет. Породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации с проявлением линейной складчатости субмеридионального (на юге) и северо-восточного (на севере) простираний с размахом крыльев складок до 8 км и длиной более 15 км.

Олокицкий мегаблок в значительной мере перекрыт рифейскими и вендскими породами. Он сложен верхнеархейскими образованиями чуйской толщи (бассейн Тый) и нижнепротерозойскими (?) вулканогенно-карбонатно-терригенными образованиями верхнеокунайской серии (иловирьская, тывлыкитская, абчадская свиты). Породы чуйской и иловирьской толщ отвечают амфиболитовой фации, тывлыкитской — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой, а абчадской — зеленосланцевой. Их складчатые структуры в значительной мере переработаны поздними тектоническими движениями. В пределах мегаблока в рифее сформировался одноименный трог. С северо-запада он ограничен Абчадской зоной разлома, а с востока — Байкало-Муйской. Обе зоны представляют собой серию тек-

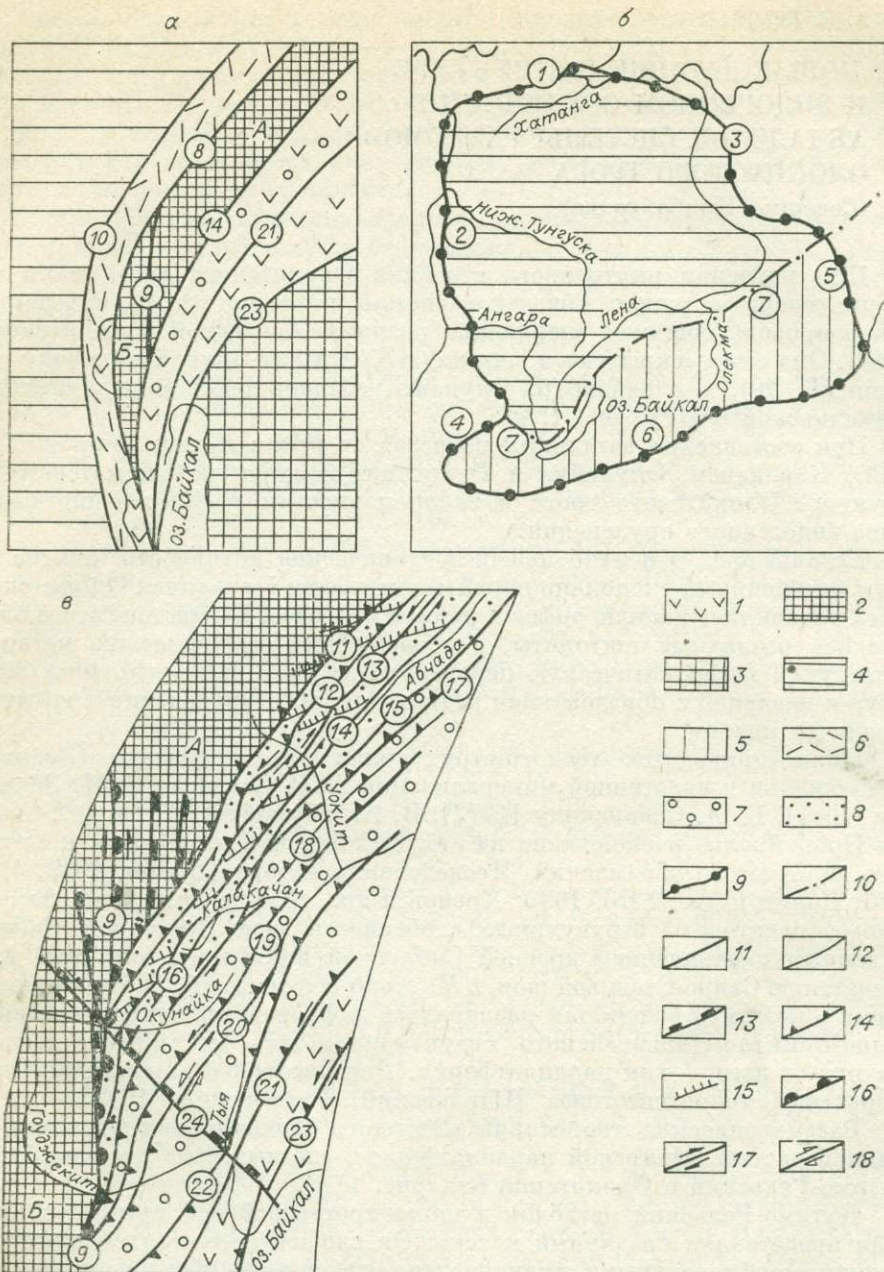


Рис. 1. Тектоническое районирование и структурное положение Абчадской системы разломов.

а — тектоническая схема Северного Прибайкалья; б — тектоническое районирование Восточной Сибири; в — схема разломов Олокинского трога.

1 — Байкало-Муйская раннепротерозойская область протогеоинклинального режима; 2, 3 — срединные массивы; 2 — Кутимо-Рельский (мезоблоки: А — Кутимский, Б — Рельский), 3 — Баргузин-Витимский; 4, 5 — Сибирская платформа: 4 — ортоплатформа, 5 — параплатформа; 6—8 — зоны термотектогенеза: 6 — раннерифейские — Прибайкальский вулканический пояс, 7 — средне-позднерифейский — Олокинский трог, 8 — Абчадская зона разломов; 9 — краевые швы Сибирской платформы: Хатангский (1), Приенисейский (2), Приверхоанский (3), Саяно-Тувинский (4), Сетте-Дабанский (5), Монголо-Охотский (6); 10 — структурные швы: Саяно-Байкало-Бапшагайский (7) и его разломы Чуиный (8), Левоминьский (9), Акиткано-Джербинский (10); 11—14 — разломы АСР: сопровождающие (11—16) — Азлитинский (11), Верхнеазлитинский (12), Верхнеуокитский (13), Главный Абчадский (14), Окунайский (15), Тывлыкитский (16); оперяющие — Уокитский (17), Среднеуокитский (18), Ундгарский (19), Граминский (20), Нюрундуканский (21), Тыйский (22); зоны разломов (23, 24) — Байкало-Муйская (23), Тывлыкит-Окунайская (24); 13 — сбросы; 14 — взбросы, взбросо-надвиги, надвиги; 15 — сопряженные надвиги; 16 — поддвижки; 17, 18 — сдвиги: 17 — достоверные, 18 — предполагаемые.

тонических пластин, разделенных сместителями типа надвигов и взбросо-надвигов. Последние в Байкало-Муйской зоне разлома падают на северо-запад ($30-45^\circ$), а в Абчадской сместитель имеет «пропеллерообразное» падение: на северо-востоке — на северо-запад ($18-75^\circ$), а на юго-западе — на юго-восток ($35-80^\circ$).

Олокитский трог выполнен мощными (более 6000 м) образованиями трех серий: акитканской (нижний рифей), олокитской (средний рифей) и довыренской (верхний рифей). Первая сложена вулканогенными образованиями (хибеленская свита), вторая — вулканогенно-терригенными (тыйская, авкитская, стойбищная свиты) и третья — карбонатно-терригенно-вулканогенными (итыкитская, ондокская, авгольская, сыннырская свиты); ограничено распространены вендские терригенные породы холоднинской свиты. Их возраст обоснован геологическими, палеонтологическими и радиологическими данными [Мануйлова и др., 1964; Дольник и др., 1980]. По степени метаморфизма породы тыйской свиты отвечают эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, а остальные — зеленосланцевой.

Олокитский трог осложнен серией тектонических пластин, ограниченных надвигами, взбросо-надвигами и взбросами. Пластины осложнены узкими, линейными опрокинутыми складками, оси которых расположены под острым углом к зоне АЗР. Длина складок до 30, ширина до 3 км.

Наиболее древней разрывной структурой в данном регионе является ТОЗР — «скрытая» древняя (архей — нижний протерозой) поперечная структура, выявленная по геофизическим и геологическим данным. Длина ее более 100 км, ширина до 40 км. По магнитометрическим аномалиям градиентов она прослеживается от Байкала в северо-западном ($310-315^\circ$) направлении, пересекая бассейны рек Гоуджеkit и Окунайка, хребты Унгдар и Акиткан (см. рис. 1, в). Некоторые магнитометрические аномалии градиентов изменяют свое направление (реки Тывлыкит и Грамна) от северо-восточного до субширотного простираний с возможной левосдвиговой компонентой. Кроме этого, здесь четко проявились изгиб осей складок, развитых в верхнеархейских и нижнепротерозойских образованиях, с меридионального направления на северо-восточное и внедрение гранитоидов ирельского и абчадского комплексов, гипербазитов и базитов довыренского. На поверхности ТОЗР фиксируется субпараллельными разрывными нарушениями северо-западное ($315-320^\circ$) простирания.

В створе с этой зоной отмечается повышенная степень палингено-метасоматических явлений в породах чуйской толщи с образованием гранитов огневского комплекса. На пересечении ее с разломами северо-восточного простирания активно проявились процессы микроклинизации, эпидотизации и адуляризации. Кроме того, здесь сформировались кварц-полевошпатовые метасоматиты, с которыми связана редкометальная минерализация. Тывлыкит-Окунайская зона разломов сечется Левоминьской и Абчадской.

Левоминьская зона разломов является восточным ограничением Даванской зоны смятия. Она субмеридионального простирания и разделяет Кутимо-Рельский мегаблок на два мезоблока: Кутимский и Рельский (см. рис. 1, а). Длина ее более 50 км с падением сместителя на восток ($80-95^\circ$) под углом $35-60^\circ$ с выполаживанием его в южном направлении. ЛЗР трассируется тонкополосчатыми бластомилонитами, милонитами, катаклазитами и тектоническими брекчиями. В полосе около 2,5 км она сопровождается кулисообразно расположенными зонами рассланцевания (диафтореза) мощностью до 50 м, протяженностью до 5 км. Кроме тектонитов она сопровождается телами различных магматических комплексов: габбро и габбро-диабазы довыренского, монцонитами и сиенитами абчадского, диоритами и гранодиоритами ирельского, гранофировыми гранитами огневского. Вдоль ЛЗР активно проявлены кремнещелочной метасоматоз, приразломные (жильные) кварц-полевошпатовые метасоматиты, а на стадии деструктивного метаморфизма — гематитизация, окварцева-

ние, эпидотизация, адуляризация и пренитизация. С кварц-полевошпатовыми метасоматитами связана редкометальная, редкоземельная минерализация.

Абчадская зона разломов — древнейший структурный элемент Северного Прибайкалья. Длина ее более 250 км, ширина до 12 км. Она заложилась в раннем протерозое внутри протогеосинклинали, ограничивая Кутимо-Рельский срединный массив.

Впервые АЗР выделена Л. И. Салопом, а затем описана и другими исследователями [Мануйлова и др., 1964; Никулин, 1967; Мазукабзов, 1970; Александров и др., 1977]. Ими даны общие сведения о зоне разлома и некоторые черты ее кинематики. На картах и схемах АЗР показана в виде одной тектонической линии. При изучении ее внутреннего строения мы установили, что она состоит из ряда сопровождающих (Аэлитинский, Верхнеаэлитинский, Главный Абчадский, Окунайский, Верхнеокуйтский, Ильгирский, Тывлыкитский, Калакачанский и др.) разломов протяженностью до 100 км и более при ширине от 20 до 1000 м. С северо-запада зона ограничена Аэлитинским разломом, а с юго-востока — Окунайским. Главный Абчадский разлом занимает приблизительно центральное положение в зоне разломов и является граничным между верхнеархейскими образованиями Кутимо-Рельского мегаблока и рифейскими породами Олокуйтского трога. Все разломы ориентированы субпараллельно в северо-восточном ($10-35^\circ$) направлении и ограничивают тектонические пластины (см. рис. 1, в).

АЗР трассируется гравитационной ступенью и контрастной линейной магнитной аномалией. Вдоль нее активно проявились нижнерифейские гранитоиды абчадского, ирельского и огневского комплексов, верхнерифейские гипербазиты и базиты довыренского и нижнепалеозойские пегматиты мамского. Радиологический возраст гранитоидов ирельского, огневского комплексов 1560 ± 80 млн. лет, базитов довыренского — 730—780 млн. лет, а пегматитов мамского — 330—400 млн. лет [Мануйлова и др., 1964].

Разломы, слагающие АЗР, представлены зонами расщепления, интенсивного смятия и, реже, повышенной трещиноватости и дробления. Их длина более 100 км, ширина достигает 1 км.

Повсеместно в АЗР развиты процессы микроклинизации, высоко- и низкотемпературного диафтореза. Высокотемпературный диафторез проявился в кислотном выщелачивании исходных пород, в их мусковитизации, фибролитизации, эпидотизации и активном окварцевании.

Продукты дислокационного метаморфизма в ней разнообразны и широко распространены. В верхнеархейских породах чуйской толщи и рифейских гранитах ирельского, абчадского и огневского комплексов разломы сопровождаются blastomylonitami и blastokataklazitami, сформировавшимися в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Их возраст нижнерифейский, о чем свидетельствует присутствие в гальке туфоконгломератов туйской свиты. Кроме этих тектонитов в АЗР широко распространены зеленосланцевые зоны диафторитов с радиологическим возрастом 400 млн. лет [Мануйлова и др., 1964]. Они развиваются по породам чуйской толщи, верхнеокунайской и олокуйтской серий, а также по рифейским гранитоидам и габброидам. По составу это кварц-серицит-мусковитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-мусковитовые, кварц-фибrolитовые и другие сланцы. Наиболее поздними продуктами дислокационного метаморфизма в АЗР являются милониты, ультрамилониты, тектонические брекчии и катаклазиты. Нередко тектониты сопровождаются бороздами и штрихами скольжения, мелкими складками волочения, микроплойчатостью, гофрировкой и линейностью минералов.

Мелкие приразломные складки (рис. 2, б) в зонах разломов отмечаются не повсеместно. Размах крыльев колеблется от первых сантиметров до первых метров. Большинство складок имеет четкий асимметричный левый рисунок. Шарниры их субпараллельны плоскости blastomylonitov и тектонических сланцев, круто ($40-80^\circ$) падающих на юго-запад ($220-$

260°). Ориентировка шарниров и характер рисунка приразломных складок указывают на левосторонний взбросо-сдвиговый характер в момент их образования.

Трещиноватость, сопутствующая зонам разрывных нарушений, образует пояса, указывающие на их формирование при левых взбросо-сдвиговых смещениях по разломам. Изучение трещиноватости вблизи сместителей разломов позволило восстановить поле тектонического напряжения, существующего в момент движения по разломам. Например, по р. Калакачан широко проявлены две крутопадающие группы трещин: аз. пад. 270—280°, угол 70—75° и аз. пад. 180—190°, угол 80—82°. Эти группы трещин составляют единую сопряженную систему скальвания, возникающую под воздействием максимального сжимающего напряжения, ориентированного по азимуту 135—140°, угол 8—10°, что подтверждает мнение А. М. Мазуказова.

Изучение взаимоотношений различных структурных форм в зоне разломов позволило установить следующую последовательность их образования: 1) R-тектониты, складки волочения, линейная параллельность их шарнирам, будинаж и микроплойчатость; 2) микроплойчатость, штрихи и борозды скольжения, пояса трещиноватости. По времени формирования первый комплекс структурных элементов связан с ранне- и позднерифейскими периодами, а второй — с каледонским.

Породы верхнего докембрия в АЗР и в непосредственной близости от нее, в тектонических пластинах, смяты в узкие сжатые изоклинальные складки, оси которых по отношению к зоне АЗР располагаются под острыми углами. Длина складок до 15 км, а ширина до 3 км. Западные крылья этих складок характеризуются большой степенью расланцевания и развития кливажа осевой плоскости по сравнению с восточными. Таким образом, комплекс структурных элементов, наблюдаемый в АЗР, свидетельствует о наличии левосторонних сдвиговых перемещений, сочетающихся с вертикальными.

С АЗР в пределах Олокитского трога связаны оперяющие разломы (Унгдарский, Верхнеуокитский, Грамнинский, Оркеликанский, Тыйский и др.) северо-восточного простирания (см. рис. 1, е). Длина их до 100 км и более, ширина от первых десятков до 200 м. Эти разломы под острым углом отходят от АЗР на северо-восток, образуя структуру «конского хвоста», названную нами Абчадской системой разломов. Вдоль сместителей разломов протекали активные движения с постепенным затуханием в северо-восточном направлении по мере удаления от АЗР.

По оперяющим и сопровождающим разломам АЗР неоднократно происходили вертикальные и горизонтальные движения. По преобладающему характеру перемещений в позднем докембрии и раннем палеозое в АЗР выделены сдвиги, сбросы, взбросо-надвиги, надвиги, взбросы и др.

Сдвиги характеризуются прямолинейностью и сопровождаются сколовыми трещинами, которые располагаются как параллельно плоскостям сместителей, так и под острым углом, придавая сдвигу перистый характер. На плоскостях трещин отдельностей нередко присутствуют зеркала скольжения с субгоризонтальными бороздами. Отмечаются круто- и пологопадающие трещины отрыва, заполненные жильным материалом. В более пластичных толщах рифейских образований наблюдаются придвиговые складки с крутым погружением шарниров в сторону перемещения блока, а осевые плоскости под острым углом направлены навстречу сдвиганию.

Сбросы выражены на поверхности в виде локальных прямолинейных сместителей, которые сопровождаются тектоническими брекчиями, чередующимися с участками массивных пород. На рассматриваемой территории сбросы были распространены шире и, по-видимому, в значительной мере осложнены активными тангенциальными движениями в рифее и раннем палеозое.

Взбросо-надвиги широко распространены. Одни из них северо-восточного простирания и протяженные, а другие — субширотные и сопряжены с крупными разломами (см. рис. 1, е). Последние, как правило, быстро

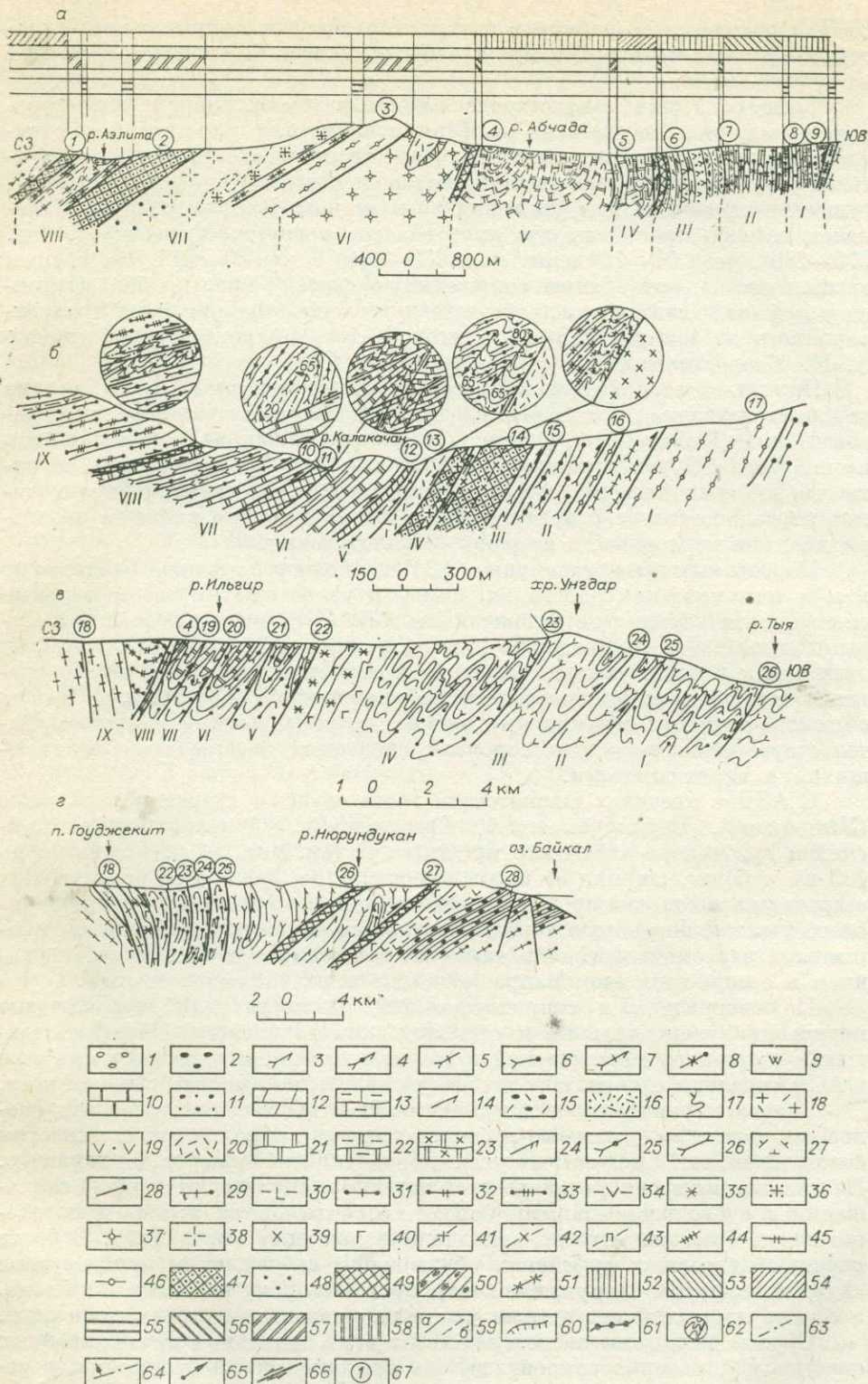


Рис. 2. Внутреннее строение Абчадской системы разломов и Олокицкого трога.
 а — разрез по рекам Троицкий — Абчада — Айлита; б — разрез по р. Калакачан; в — разрез по рекам Окунайна — хр. Ундгар — р. Тья; з — разрез по рекам Гуджекит — Тья.
 I — четвертичные отложения; 2 — аркозовые гравелиты холоднинской свиты, венд; 3—19 — олокицкая серия, средний рифей: 3—5 — авкитская свита (3 — переслаивание углисто-слоистых и хлорит-кварцевых парасланцев, 4 — углисто-хлорит-слоистые сланцы, 5 — углисто-графитовые сланцы), 6—19 — тьяйская свита (6 — кварц-биотит-плагноклазовые, биотит-амфиболовые и другие ортосланцы, 7 — слюдисто-плагноклаз-кварцевые сланцы, 8 — плагноклаз-хлорит-актинолитовые

затухают по простиранию. Линии взбросо-надвигов — волнистые и нередко подчиняются формам рельефа. Их сместители хорошо обнажены по рекам Уокит, Калакачан, Окунайка и в некоторых обнажениях по рекам Абчада, Ильгир и Тывлыкит. Чаше надвиги сопровождаются рассланцованными породами (диафторитами) с изогнутыми поверхностями зеркал скольжения, с окварцеванием и микроскладками, осевые плоскости которых указывают направление перемещения аллохтона. Их шарниры обычно ориентированы субгоризонтально вдоль линии нарушения, а осевые плоскости образуют со сместителями острые углы. Сопровождающие и оперяющие разломы осложнены поперечными разломами. Они северо-западного ($310-320^\circ$) простирания, совпадают с направлением ТОЗР и сопровождаются зонами катаклазитов мощностью до 10 м.

Крупные разломы АСР ограничивают многочисленные тектонические пластины (см. рис. 2), что обусловило сложное строение как АЗР, так и северо-западного крыла Олокинского трога. Разломы северо-восточного ($35-40^\circ$) и субмеридионального ($5-15^\circ$) простираний в большинстве случаев диагностируются как левые взбросо-сдвиги, а северо-западные — как правые сбросо-сдвиги (см. рис. 1, в, 3). По первым амплитуды смещения достигают 15 км, а по вторым — десятки и, возможно, первые сотни метров. Амплитуда вертикальных перемещений по сопровождающим и оперяющим разломам до 4 км.

Таким образом, входящие в АСР разрывные нарушения располагаются по отношению к ней вполне закономерно. Сопряженные надвиги широко проявились севернее Окунайки среди пород чуйской толщи и рифейских гранитоидов. С продольными разломами (Аэлитинский, Верхнеаэлитинский, Верхнеуокитский, Главный Абчадский и др.) они образуют угол $40-50^\circ$. Примерно такую же величину угла имеют и сбросы, раскрывающиеся в субмеридиональном направлении. Оперяющие взбросо-сдвиги подходят к АЗР под углами $20-35^\circ$, причем вершины острых углов, образованных левыми сдвигами, ориентированы в юго-западном направлении. Это подтверждается и приразломными складками в оперяющих и сопровождающих разломах. Шарниры этих складок круто ($50-80^\circ$) падают на юго-запад в их северо-западных крыльях. Исключение составляет Ильгирский разлом.

сланцы, 9 — железистые кварциты, 10 — кварц-эпидот-карбонатные породы, 11 — метаморфизованные мелкогалечные конгломераты, 12 — кварц-эпидот-карбонатные породы, 13 — слюдинокварц-карбонатные сланцы, 14 — биотит-эпидотовые сланцы, 15 — метаморфизованные туфоконогломераты, 16 — метаморфизованные туфы кислого состава, 17 — двуслюдяные кварцевые сланцы, 18 — метаморфизованные гранит-порфиры, 19 — метаморфизованные туфы среднего состава; 20 — акитканская серия, нижний рифей, метаморфизованные порфиры хибеленской свиты; 21—28 — верхнеокунайская серия, нижний протерозой: 21—23 — мраморы абчадской свиты (21 — тремолитовые доломитовые, 22 — окварцованные доломитовые, 23 — окварцованные тремолитовые), 24—27 — тывлыкитская свита (24 — биотит-кварцевые сланцы с гранатом и кордиеритом; 25 — биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые ортосланцы, 26 — биотит-кварц-полевошпатовые ортосланцы, 27 — метаморфизованные вулканиты кислого состава), 28 — биотит-амфиболовые микроплаггиогнейсы иловирьской свиты; 29, 30 — нюрнудуканская свита, нижний протерозой: 29 — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, 30 — метаморфизованные вулканиты основного состава; 31—34 — чуйская толща, верхний архей: 31 — биотитовые гнейсы, 32 — биотитовые и биотит-амфиболовые гранитоиды; 33 — биотитовые и биотит-амфиболовые граносенигнейсы, 34 — амфиболиты; 35 — биотит-амфиболовые мондониты и сенииты абчадского комплекса, нижний протерозой?; 36, 37 — огневский палингено-метасоматический комплекс, нижний рифей: 36 — лейкократовые порфировидные граниты и гранит-порфиры, 37 — рапакивидообразные граниты; 38, 39 — ирельский интрузивный комплекс и граниты, 38 — мелаократовые и мезократовые порфировидные граниты (II фаза), 39 — метаморфизованные диориты и гранодиориты (I фаза); 40 — мезаморфизованные габброиды муйского комплекса, нижний протерозой; 41—44 — дайковые и жильные образования: 41 — мелкозернистые граниты, 42 — диориты и гранодиориты, 43 — пегматиты, 44 — гранулированный кварц; 45—50 — тектониты: 45 — ортогнейсы, 46 — бластомилониты, 47 — бластокатаклазиты, 48 — гранитоиды с элементами бластокатаклаза, 49 — милониты, ультрамилониты, катаклазиты, 50 — меланж; 51 — диафториты и диафторированные породы (мусковит-кварцевые, двуслюдяные и др.); 52—54 — фации прогрессивного метаморфизма: 52 — зеленосланцевая, 53 — эпидот-амфиболитовая, 54 — амфиболитовая; 55 — регрессивный метаморфизм; 56, 57 — дислокационный метаморфизм: 56 — катакластический, 57 — эпидот-амфиболитовой фации; 58 — скарнированные доломитовые мраморы; 59 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 60 — сопряженные надвиги; 61 — сигмоиды; 62 — приразломные складки; 63 — осевые плоскости складок; 64 — угол падения осевых плоскостей складок; 65 — угол падения шарниров складок; 66 — сдвиги; 67 — разломы (1 — Аэлитинский, 2 — Верхнеаэлитинский, 3 — Верхнеуокитский, 4 — Главный Абчадский, 5 — Устьтропный, 6 — Нижнетропный, 7 — Среднетропный, 8 — Верхнетропный, 9 — Стойбищный, 10—17 — Калакачанские (10 — Первый, 11 — Второй, 12 — Третий, 13 — Четвертый, 14 — Пятый, 15 — Шестой, 16 — Седьмой, 17 — Восьмой), 18 — Левоминьский, 19 — Ильгирский, 20 — Тывлыкитский, 21 — Верхнетывлыкитский, 22 — Окунайский, 23 — Унгдарский, 24 — Оркеликанский, 25 — Граннинский, 26 — Тыйский, 27 — Нюрнудуканский, 28 — Байкало-Муйский). I—X — номера пластин.

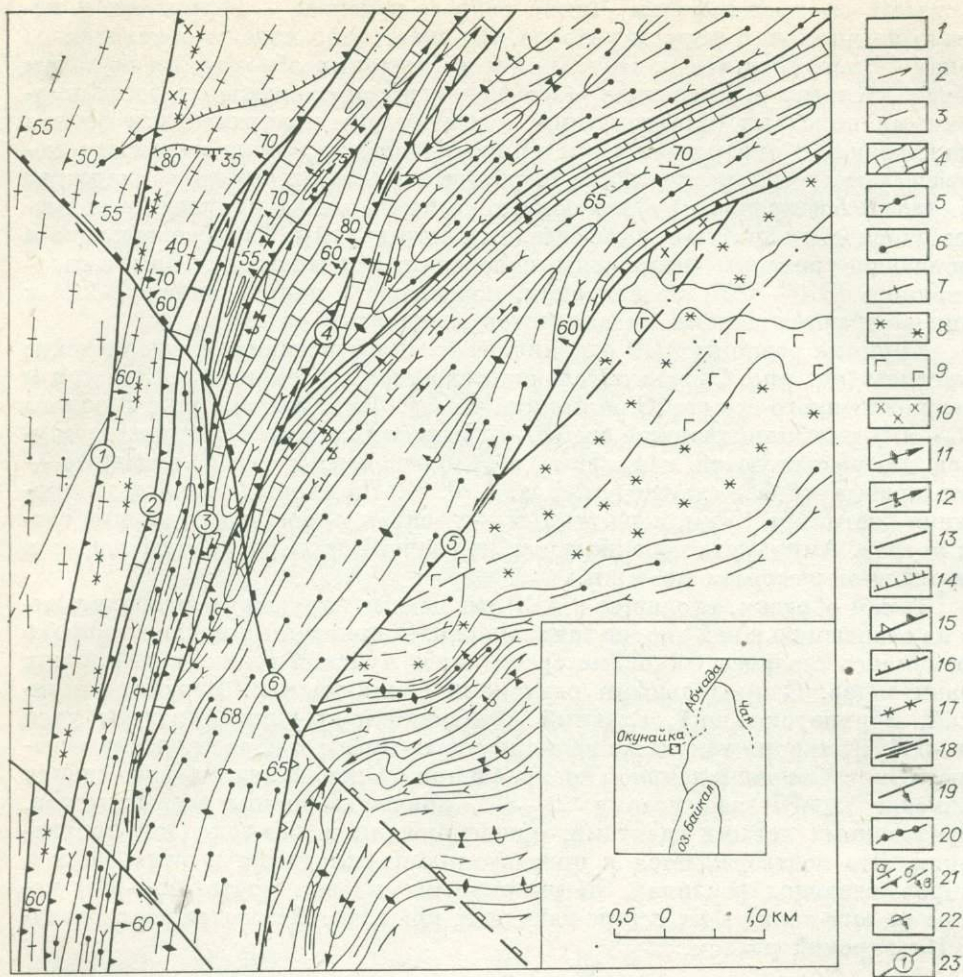


Рис. 3. Геолого-структурная карта верховья р. Окунайки.

1 — четвертичные отложения; 2, 3 — свиты олокитской серии (средний рифей): 2 — авкитская, 3 — тыйская; 4—6 — свиты верхнеокунайской серии (нижний протерозой): 4 — абчадская, 5 — тывлыкитская, 6 — иловирская; 7 — чуйская свита (верхний архей); 8—10 — магматические образования: 8 — сиениты и монцититы абчадского комплекса (PR₁), 9 — габбро, габбро-нориты довыренского комплекса (Rf), 10 — диориты, гранодиориты ирельского комплекса (Rf); 11 — антиклинали с указанием погружения шарнира; 12 — синклинали с указанием погружения шарнира; 13—18 — разломы: 13 — неясного типа, 14 — надвиги, 15 — взбросы и взбросо-надвиги, 16 — сбросы, 17 — зоны диафореза, 18 — сдвиги; 19 — направление и угол падения сместителя; 20 — сигмоида; 21 — элементы залегания: а — сланцеватости; б — гнейсовидности, в — слоистости; 22 — опрокинутое залегание складок; 23 — разломы (1 — Левоминьский, 2 — Главный Абчадский, 3 — Иловирский, 4 — Тывлыкитский, 5 — Окунайский, 6 — Тывлыкит-Окунайский). На врезке — район работ.

Тектоническими движениями вдоль АЗР в значительной мере были осложнены верхнеархейские — нижнепротерозойские складчатые структуры и сформированы новые в его юго-восточном крыле, где распространены рифейские образования олокитской и довыренской серий, слагающие Олокитский трог. Оси складок здесь обычно образуют острые углы с линиями разломов (рис. 3). Особенно эффективны приразломные складки в бассейнах Окунайки и Грамны в северо-западной части Олокитского трога. Складки сложены породами верхнеокунайской, олокитской и довыренской серий. Осевые плоскости антиклиналей (Ильгирская, Тывлыкитская, Правотыйская и др.) и синклиналей (Верхнеокунайская, Унгдарская, Чакчуанская и др.) на северо-востоке падают на северо-запад (315—320°) под углом 18—75°, а на юго-западе — на юго-восток (135—140°) под углом 35—80°. Такое же падение имеют и сместители как сопровождающих, так и оперяющих разломов. Изменение в падении сместителей Абчадской системы разломов и осевых плоскостей складок в пласти-

нах Олоkitского трога фиксируется южнее и севернее поперечной ТОЗР. По-видимому, в рифее и раннем палеозое при поддвиге Ангарского геоблока Сибирской ортоплатформы под Байкало-Патомский геоблок Сибирской параплатформы Кутимо-Рельский мегаблок испытывал дифференцированные движения на восток и юго-восток: надвиг Кутимского мезоблока и подвиг Рельского (см. рис. 1, а). При движении последнего на восток сместители Абчадской системы разломов и осевые плоскости складок южной части Олоkitского трога испытали изгиб с направлением выпуклой стороны дуги на восток и юго-восток. Затем с активным левым сдвигом восточных крыльев вдоль Левоминьского, Окунайского и Унгдарского разломов сформировались сигмоиды, сопряженные надвиги и приразломные складки. Осевые плоскости последних падают в противоположную сторону движения аллохтона под острым углом к сместителю разлома.

При изучении эндогенного оруденения АЗР нами подтверждена и уточнена рудоконтролирующая ее роль, в особенности на пересечении с ТОЗР. АЗР разделяет две металлогенические зоны: Чуйскую редкометалльную и Северо-Байкальскую колчедано-полиметаллическую. На рассматриваемой территории выделена Абчадская редкометалльная подзона, в которой заслуживают внимания редкометалльные пегматиты, кварц-полевошпатовые метасоматиты и гранулированный кварц.

Редкометалльные пегматиты описаны М. М. Мануйловой и др. [1964], и поэтому мы здесь на них не останавливаемся, а уделим внимание новым типам редкометалльного оруденения и гранулированного кварца.

В северо-западной части Олоkitского трога в пределах Главной Абчадской и Тывлыкитской зон разломов А. Г. Степин [Якимов и др., 1981] выявил новые типы оловянного и редкометалльного оруденения. Редкометалльное оруденение приурочено к оперяющим разломам на участках их пересечения с ТОЗР, где активно проявились метасоматические процессы. Так, одно из рудопроявлений олова приурочено к разлому, оперяющему Тывлыкитскую зону разлома. Его сместитель представлен рассланцованными, катаклазированными и милонитизированными породами, залегающими среди нижнепротерозойских амфибол-биотитовых микрогнейсов иловирьской свиты шириной от 70 до 140 м и протяженностью более 2000 м. Редкометалльное оруденение локализовано в кварц-полевошпатовых метасоматитах, залегающих согласно с вмещающими микрогнейсами как вблизи разлома, так и внутри его среди диафоритов с углами падения 35—45° на северо-запад (310—320°). Метасоматиты, залегающие согласно с вмещающими микрогнейсами вблизи разлома, образуют сближенные тела суммарной мощности до 1,3 м, а в зоне разлома до 12 м. Касситерит неравномерно рассеян в массе породы в виде вкрапленности. Размер зерен от 0,05 до 1 см. Кроме касситерита в метасоматитах присутствуют скопления гельвина с размером зерен от долей миллиметра до 3,5 см.

При изучении кварц-полевошпатовых метасоматитов установлено, что в раннюю стадию выделяются кристаллы микроклин-пертита и альбита, во-вторую — мелко-среднезернистый микроклин-альбитовый агрегат и биотит, касситерит, гельвин и другие редкометалльные минералы, в третью — безрудный кварц, а в наиболее позднюю — низкотемпературную стадию — проявляются тонкие прожилки флюорита.

Исследование кварц-полевошпатовых (калинатровых) метасоматитов позволяет говорить о следующих их особенностях: 1) локализация метасоматитов в разломах на пересечении со «скрытой» поперечной ТОЗР и отсутствие непосредственной связи с магматическими телами указывают на принадлежность пород к группе рудоносных щелочных метасоматитов, в которых содержания тантала и ниобия представляют интерес и заслуживают дальнейшего их изучения; 2) отсутствует метасоматическая зональность, наблюдаются четкие контакты с вмещающими их породами; 2) оруденение относится к формации приразломных метасоматитов зон региональных разломов, сформированных в процессе термотектогенеза в раннем рифее. По-видимому, для приразломных метасоматитов влияние

субстрата невелико и их развитие определяется поступлением эманаций, обогащенных ниобием, танталом и другими редкими элементами по ослабленным зонам разломов из подкоровых областей или верхней мантии. В связи с этим в АСР перспективным на нахождение кварц-полевошпатовых метасоматитов с редкометальным оруденением является участок ее пересечения с ТОЗР.

Наряду с новыми типами редкометального оруденения в АСР обнаружены проявления гранулированного кварца среди метаморфических пород тыйской свиты. Пространственно эти проявления в виде сближенных жил приурочены к зонам диафтореза, сопряженным с Главной Абчадской и Тыйской зонами разломов. Жилы небольшой (первые метры) мощности с углами падения от 35 до 82°.

При изучении АЗР нами обнаружен гранулированный кварц на участке Хитром, который сложен среднерифейскими породами тыйской свиты. Они представлены биотит-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и биотит-эпидотовыми сланцами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы имеют моноклиналное, крутое (85—90°) падение, являются составной частью II пластины (см. рис. 2) и с востока ограничены Верхнетропным разломом. Последний сопровождается порфироидами и диафторитами, представленными кварц-хлорит-двуслюдянными сланцами. Ширина зоны от 10 до 25 м, а протяженность более 20 км. Их мощность в коренном залегании по руч. Хитрому составляет первые метры, а протяженность из-за недостаточной обнаженности не установлена. Гранулированный кварц в виде глыб и обломков по простиранию разломов прослежен от руч. Тропного до руч. Хитрога на расстоянии до 3 км. Наиболее крупные глыбы (3,2 × 4,9 м) обнаружены по руч. Тропному и по его правому истоку. Коренные выходы пяти сближенных жил гранулированного кварца обнаружены по руч. Хитрому. Контакты жил с вмещающими породами неровные, извилистые. Азимут падения жил 345°, угол 85—88°. Гранулированный кварц обладает высоким качеством.

Полученный материал по участку Хитрому позволяет судить о том, что жилы гранулированного кварца приурочены к Верхнетропному разлому, который оперяет АЗР с юго-востока. Они залегают среди пород тыйской свиты, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации с последующим диафторезом вдоль указанного разлома.

ВЫВОДЫ

1. Абчадская система разломов Олоkitского трога состоит из Абчадской зоны разломов и оперяющих ее разломов. АЗР заложилась в раннем протерозое внутри протогоосинклинали и ограничивала Кутимо-Рельский срединный массив с юго-востока. После замыкания нижнепротерозойской протогоосинклинали АЗР неоднократно подвергалась процессам термотектогенеза в условиях параплатформенного режима.

2. Сложное внутреннее строение АСР и Олоkitского трога, состоящих из многочисленных тектонических пластин, обусловлено продвижением Кутимского мезоблока и поддвижением Рельского, что, по-видимому, сопряжено с поддвигом Ангарского геоблока Сибирской ортоплатформы под Сибирскую параплатформу в сочетании с левосторонней сдвиговой составляющей. По комплексу структурных элементов и падению сместителей разломов установлены их пропеллорообразный характер и левые сдвиговые перемещения, сочетающиеся с вертикальными. Горизонтальные и вертикальные перемещения по нему происходили во все периоды его тектонической активности. Ориентировочные суммарные амплитуды смещений оцениваются: горизонтальные до 15 км, а вертикальные до 4 км.

3. В пределах АСР практически интересны редкометальные кварц-полевошпатовые приразломные метасоматиты и проявления гранулиро-

ванного кварца. Первые размещаются в узлах пересечения сопровождающих и оперяющих разломов АЗР с разломами ТОЗР, а вторые — в зонах диафтореза.

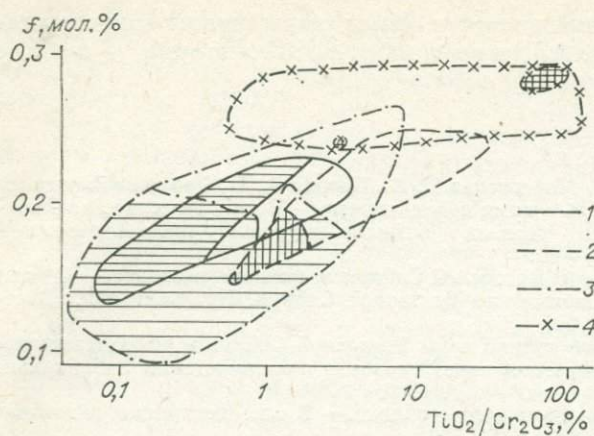
ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. К., Демин А. Н., Мордовская Т. В., Таскин А. П. Разломы Западного участка трассы БАМа и связь с ними сейсмичности.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Л., 1977, с. 36—46.
- Демин А. Н. Динамика земной коры Восточной Сибири в нижнем палеозое.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: изд. Вост-СибНИИГГиМСа, 1979, с. 29.
- Демин А. Н. О кинематике блоков земной коры Восточной Сибири в рифее и нижнем палеозое.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1981, с. 48—49.
- Демин А. Н. Кинематика Алдано-Станового геоблока.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита, 1982, с. 65—66.
- Демин А. Н., Таскин А. П., Александров В. К. и др. Развитие геологических структур юга Восточной Сибири и основные эпохи формирования разломов.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1976, с. 4—28.
- Демин А. Н., Фомин И. Н., Хренов П. М., Чередниченко В. П. Кинематика Монголо-Охотского шва.— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982, с. 54—72.
- Дольник Т. А., Тихонов В. Л., Станевич А. М. и др. Новые данные по стратиграфии Олоkitского прогиба.— В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, 1980, с. 59—93. *
- Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое.— Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 30—39.
- Мазукабзов А. М. Горизонтальные движения в зонах глубинных разломов Северного Прибайкалья и Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 7. Ч. 1. Чита, 1970, с. 35—40.
- Мануйлова М. М., Васковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья.— М.— Л.: Наука, 1964.— 226 с.
- Наумов В. А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье.— Иркутск, 1974.— 144 с.
- Никулин В. И. Палеоблоки Байкало-Патомского нагорья и связь с ними полезных ископаемых.— Сов. геология, 1967, № 7, с. 50—65.
- Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.
- Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным.— М.: Недра, 1972.— 168 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II.— М.: Недра, 1967.— 699 с.
- Хренов П. М., Шерман С. И., Александров В. К. и др. Южное обрамление Сибирской платформы.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 30—42.
- Якимов Л. И., Хрусталева В. К., Степин А. Г. Новые типы оловянного оруденения в докембрийских образованиях Бурятии.— В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск, 1981, с. с. 336—337.

О. М. ГЛАЗУНОВ, М. А. ЗОЛОТИНА, А. С. МЕХОНОШИН

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ СЕРИЙ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО РЕГИОНА

Базит-гипербазитовые серии в Северном Прибайкалье приурочены к Байкало-Витимскому зеленокаменному поясу, который протягивается от северной оконечности Байкала до среднего течения р. Витим. В пределах пояса выделяются несколько разновозрастных магматических ассоциаций ультраосновных и основных пород [Грудинин, 1979; Гурулев, 1965; Гурулев, Самбуев, 1967; Конников, 1978; Леснов, 1972]. В связи с недостаточной изученностью основной целью исследования были оценка рудоносности интрузий региона на основе геохимической типизации пород и выявление особенностей поведения и распределения редких и ру-



Зависимость отношения TiO_2/Cr_2O_3 от железистости породы. 1—4 — массивы (1 — Кивелевский, 2 — Чайский, 3 — Довыренский, 4 — Слюдянский). Заштрихованы поля развития ультраосновных пород.

$f = \frac{\Sigma FeO}{\Sigma FeO + MgO} \times 100\%$ — принят за индекс фракционирования.

то): Кивелевский — Слюдянский — Курловский (Гыйский) — Нюрундуканский — Довыренский — Чайский — Лево-Мамский — Витимконский — Маринкин.

Зеленокаменный пояс, к которому приурочены массивы габброидов и перидотитов, характеризуется преимущественно вулканогенным выполнением. В юго-западной части пояса в них преобладают породы основного состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации [Бухаров и др., 1983]. Они являются вмещающими для таких массивов, как Кивелевский, Слюдянский, Курловский, Нюрундуканский. Довыренский массив залегает среди верхнепротерозойских образований Олоkitского синклинория. На северо-востоке в составе вмещающих толщ для Чайского массива заметное место начинают занимать кислые вулканиты и терригенные отложения [Конников, 1978; Салоп, 1967].

Наиболее полно дифференцированным является Довыренский массив. В нем от нижней границы к верхней по разрезу выделяются два крупных горизонта: перидотит-дунитовый и габбро-троктолитовый. Внутри каждого горизонта, в свою очередь, проявляется четкая стратификация с локализацией перидотитов и дунитов в придонной (нижней) части горизонта и с уменьшением объема этих пород вверх по разрезу.

Достаточно сказать, что в «слоях» дунитов нижнего горизонта, в перидотитах, лежащих выше, прослеживается четкое возрастание магnezальности оливина и соответственно количества магния в породах. Распределение петрогенных и некоторых рассеянных элементов хорошо описывается процессом гравитационного фракционирования по мере приближения к основанию слоя. Особенно четко следы дифференцированности видны по накоплению такого элемента ранних стадий, как хром. Причем в каждом вышележащем «слое» перидотитов с приближением к горизонту габбро и троктолитов количество магния и хрома заметно снижается. Четкое накопление хрома наблюдается и у подошвы горизонта габбро-троктолитов, и в частности в «слое» габбро-норитов.

При сравнении химизма пород различных массивов в координатах $f = \frac{\Sigma FeO}{\Sigma FeO + MgO} \times 100$ и TiO_2/Cr_2O_3 (см. рисунок) наблюдается расположение узких линейных полей состава Кивелевского и Чайского массивов внутри широкого поля составов Довыренского массива. Более широкий разброс составов пород Довыренского массива подтверждает вывод о его более высокой неоднородности и дифференцированности. Во всех сравниваемых плутонах наблюдается идентичная тенденция постепенной смены в вариационном ряду перидотит-дунитовой серии габбро-троктолитовой.

Особое положение занимает поле составов Слюдянского массива. Несмотря на то, что на диаграмму вынесены лишь составы плагио-перидотит-габбровой фазы, породы характеризуются максимальными значениями f и TiO_2/Cr_2O_3 . Характерно, что поле перидотитов расположено правее

Таблица 1. Элементы группы железа в ультраосновных — основных массивах, г/т

Массив	Порода	f	Ni	Co	Cr	V	Ti
Довыренский	Дунит	13	1400	150	1600	32	200
	Перидотит	19	1100	166	2260	34	330
	Оливиновое габбро	21	420	90	490	90	550
Чайский	Дунит	15	1890	160	1340	Не опр.	660
	Перидотит	16	830	100	2700	»	1 900
	Плагиоперидотит	18	1340	140	1800	»	2 600
	Габбро	24	260	100	950	»	3 700
Нюрндуканский	Дунит	9	2400	160	3200	»	Не опр.
	Перидотит	24	700	125	1300	»	»
	Габбро	37	240	55	450	»	»
Кивелевский	Дунит	15	700	210	2750	44	270
	Перидотит	19	410	190	600	78	690
	Оливиновое габбро	19	400	80	400	20	245
Слюдинский	Перидотит	27	320	109	150	46	1 100
	Оливиновое габбро	26	190	57	493	55	1 500
	Габбро-норит	48	98	61	236	173	10 140

Примечание. $f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100\%$.

поля габброидов, тогда как в Довыренском и Кивелевском массивах наблюдается обратная картина.

В табл. 1 приведены редкоземельные составы различных типов гипербазитов и габброидов Байкало-Витимского региона в сравнении с данными по массивам Становика, Восточного Саяна и Тувы. Здесь хорошо заметно, что поведение элементов группы железа коррелируется с индексом дифференциации во всех массивах независимо от их тектонического положения. Эта зависимость наиболее ярко выражена в массивах со следами четкой стратификации. В вариационном ряду дунит-перидотит-габбро с ростом железистости уменьшается содержание хрома и никеля и увеличивается концентрация ванадия и титана. Сравнивая абсолютные концентрации элементов группы железа (см. табл. 1), следует отметить, что в многофазных массивах концентрации никеля выше, чем в камерно-дифференцированном Довыренском, и близки к таковым в альпинотипных гипербазитах. Это же относится и к хрому. Массивы Лукинда и Дугдинский по содержанию рассматриваемых элементов ближе к Чайскому и Маринкину, чем к Довыренскому. Обращает на себя внимание низкая концентрация никеля в ультраосновных породах Кивелевского и Слюдинского массивов.

Представляется важным вопрос о характере распределения никеля и других элементов в массивах основных и ультраосновных пород, отличающихся разной степенью дифференцированности. В достаточно изученном и сильно дифференцированном Довыренском массиве по разрезу от нижнего контакта к верхнему по мере снижения содержания магния происходит уменьшение концентрации никеля. Из-за сульфидной формы его выделения, правда, не обнаруживается полного подобия кривых распределения магния и никеля [Глазунов, 1981]. Нередко максимальному содержанию магния отвечает минимум никеля, и наоборот. Аналогичное распределение имеет место в Чайском массиве. Более того, в нем в зоне локализации сульфидно-никелевых руд (скв. 20 и 72) контрастное распределение Mg и Ni усиливается. С приближением к сульфидным рудам со стороны верхнего контакта во вмещающих плагиоперидотитах даже снижается количество никеля и магния соответственно с 0,1 до 0,01 и с 30 до 16%. Уменьшается в этом же направлении содержание хрома с 0,08 до 0,02% и возрастает — титана с 0,1 до 0,3%.

Говоря об основных критериях никеленосности массивов, подчеркнем, что высокие концентрации в них никеля не всегда указывают на потенциальную рудоносность массива. Как известно, максимальной кон-

Таблица 2. Распределение никеля в ультраосновных — основных массивах

Массив	Порода	Содержание Ni, г/т		f_{O1}	K_D
		порода	оливин		
Довыренский	Дунит	1400	2200	13,5	1,46
	Перидотит	1100	1400	11,4	0,93
Чайский	Дунит	1890	2590	12,6	1,37
	Перидотит	830	1490	14,0	0,97
Нюрундуканский	Дунит	2400	2300	Не опр.	0,95
	Лерцолит	700	870	»	1,12
Маринкин	Дунит	1700	1800	19,6	1,20
	Троктолит	790	1490	16,8	1,88

Примечание. В таблице использованы данные М. И. Грудинина [1979], Ф. П. Леснова [1972], Ф. П. Леснова, Э. Л. Прудовского [1976].

$$K_D = \frac{X_{O1}^{Ni}}{X_{порода}^{Ni}}$$

центрацией рассеянного никеля отличаются гипербазиты офиолитовых поясов, однако весь никель там присутствует в оливинах в силикатной форме, и эти образования не являются перспективными на сульфидные руды. Магнезиальность породы и силикатов также не может однозначно служить критерием рудоносности. Одним из главных критериев оценки рудоносности на никель интрузий нужно считать коэффициент распределения никеля между оливином и основной массой породы, отражающий процесс накопления никеля при кристаллизации ранних фаз. Большинство ультраосновных пород имеет коэффициент распределения никеля >1 . В случае обогащения расплава серой, никель, как элемент халькофильный, предпочитает сульфидную фазу, и поэтому коэффициент распределения в таких породах становится <1 . Коэффициент распределения, как это видно из табл. 2, не зависит от магнезиальности породы и является низким именно в тех породах, где и локализуются сульфидно-никелевые руды. Это — перидотиты Довыренского массива, плагиоперидотиты Чайского и перидотиты массива Лукинда. Правомерность использования коэффициента распределения для оценки скрытого оруденения также подтверждается примером никеленосных Норильских интрузий. Следовательно, в качестве одного из основных критериев рудоносности на никель может быть рекомендован расчет коэффициента распределения никеля в оливине.

Титановая минерализация в рассматриваемых массивах, в отличие от хорошо известных интрузий Алтае-Саянской области, своеобразна как по геолого-структурному положению, так и по минералого-геохимическим признакам. Одной из главных особенностей массивов Байкало-Витимского региона, как уже подчеркивалось ранее, является пространственная совмещенность титановой и сульфидной медно-никелевой минерализации. Предполагается, что такое совмещение рудной специализации обусловлено геолого-тектоническими условиями их формирования и зависит от источника рудных расплавов. Титановые рудопроявления обычно приурочены к последней габбро-норитовой фазе интрузий. Последующий метаморфизм амфиболитовой фации способствовал значительному перераспределению рудного вещества. Новые данные по геохимии железотитанового оруденения показывают, что в сливных и сидеронитовых рудах наблюдается резкое преобладание ильменита над магнетитом, что подтверждается высоким Ti/Fe отношением. Руды отличаются пониженной ванадиеносностью по сравнению с рудами из наиболее крупных титановых месторождений Восточного Саяна и повышенными содержаниями никеля и хрома. В то же время следует отметить, что все массивы Байкало-Витимского региона, несущие титановое оруденение, подчиняются всем отмеченным нами ранее критериям оценки титаносности основ-

ных — ультраосновных массивов, таким как высокие железистость и степень окисления пород, а также низкая их щелочность [Мехоношин, 1976]. Высокая щелочность способствует рассеянию титана и железа в силикатах. Следовательно, при картировании базит-гипербазитовых массивов нужно обращать внимание на интрузивные фазы, характеризующиеся высокими значениями железистости, степени окисления и отношений $Ti/Сг$ и $V/Сг$, а также низкой щелочностью и низким отношением Ni/Co .

По железистости пород и содержанию в них никеля, кобальта, хрома и титана массивы базит-гипербазитовых серий разделяются на две группы: с четкой стратификацией (Довыренский) и с многофазным развитием (Чайский, Нюрундуканский, Маринкин и Кивелевский).

Сложный никель-титан-хромовый профиль оруденения массивов Байкало-Витимского района БАМ, вероятно, объясняется фазовым становлением интрузий.

Таким образом, при оценке перспективности массивов на сульфидно-никелевое оруденение прежде всего должен учитываться фактор дифференцированности. Основная предпосылка обогащения массивов сульфидным никелем — высокая насыщенность силикатного расплава серой и формирование массивов в максимально стационарных тектонических условиях. Низкий (<1) коэффициент распределения никеля в оливине и относительно низкий уровень рассеянного никеля в массивах служат одним из основных критериев оценки массивов на сульфидно-никелевые руды.

Перспективными на хром в первую очередь следует считать многофазные массивы с большой долей дунитовой составляющей.

Наиболее перспективны на титан массивы высокожелезистых габброидов, обеспечивающие перераспределение и накопление руд за счет регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Балькин П. А., Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И. Минералогия, вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 194—203.
- Бухаров А. А., Рыбаков Н. М., Глазунов В. О. Байкало-Витимский нижнепротерозойский зеленокаменный пояс и некоторые черты его металлогении. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 27—28.
- Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981. — 191 с.
- Грудинин М. И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979. — 156 с.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. — М.: Наука, 1965. — 122 с.
- Гурулев С. А., Самбуев К. С. Магматическое замещение в Чайском габбро-перидотитовом массиве. — Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во 1967. — 245 с.
- Конников Э. Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978. — 118 с.
- Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972. — 228 с.
- Леснов Ф. П., Прудовский Е. Л. Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 32—45.
- Мехоношин А. С. Геохимические критерии рудоносности габброидов. — В кн.: Ежегодник — 1975. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1976, с. 140—145.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. — М.: Наука, 1967. — 699 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ В СТРУКТУРЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

На Алданском щите в последние годы выделены и изучены многочисленные грабенообразные структуры, или «троги», заполненные архейскими и нижнепротерозойскими зонально метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями и прорванные интрузиями основных, ультраосновных и кислых пород.

Выяснение тектонического строения и соотношений этих структур с подстилающими и перекрывающими толщами является ключевой проблемой к расшифровке возрастного положения и эволюции всех раннедокембрийских образований фундамента Сибирской платформы. Не менее интересным и сложным является вопрос о тектонической природе самих «трогов», их типах, возрастных и генетических соотношениях отложений и эволюции самих этих структур. В конечном итоге решение этих вопросов, а также расшифровка первичного состава отложений, характера и эволюции магматизма могут дать ключ к пониманию тектонических режимов этого раннего периода и проследить их смену во времени.

Грабены группируются в цепочки, для обозначения которых удобно применить нейтральный в генетическом смысле термин — зеленокаменные пояса. По особенностям строения и соотношениям с подстилающими отложениями условно выделяются два этапа формирования поясов: зеленокаменные пояса раннего (борсалинского) и позднего (субганского) этапов. Последний можно разделить на два самостоятельных этапа, однако неопределенность в значимости (ранге) перерыва между соответствующими толщами не позволяет пока это сделать уверенно, хотя в некоторых поясах эти образования разделены этапом складчатости и магматизма.

На Алданском щите зеленокаменные пояса развиты не равномерно. Большинство их приурочено к выходам серогнейсовых толщ, расположенных по периферии щита — в бассейне Олекмы на западе и в междуречье Батомги и Учур на востоке.

Зеленокаменные пояса раннего этапа кроме серогнейсовых областей развивались и на гранулитовых толщах гранито-гнейсовых и гранулитово-гнейсовых областей. В серогнейсовых областях зеленокаменные пояса раннего этапа (Имальско-Тарынакский прогиб) представлены биотитовыми, гранат-рогообманковыми, куммингтонитовыми, магнетит-силлиманит-кварцевыми, андалузит-кианит-силлиманитсодержащими высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, амфиболитами, кварцитами и железистыми кварцитами. В верхних горизонтах преобладают биотитовые, двуслюдяные и амфибол-плагноклазовые микрогнейсы, сланцы и амфиболиты (в том числе коматииты). По всему разрезу встречаются тела серпентинизированных и актинолитизированных перидотитов, а также кислых лептитоподобных пород кварц-полевошпатового состава. Мощность 2000—3000 м.

Структурные соотношения и вещественный состав свидетельствуют о тесной связи зеленокаменных поясов раннего этапа с серогнейсовыми толщами, хотя в большинстве случаев контакты их либо тектонические, либо «залеченные» ультраметаморфическими гранитоидами. В бассейне р. Темулякит Л. М. Реутовым, а впоследствии и автором установлено согласное залегание серогнейсовых и зеленокаменных образований, однако не исключается наличие здесь древнейшего надвига.

Вне серогнейсовых областей зеленокаменные пояса раннего этапа выражены на обнажающихся участках территории blastomylonitami амфиболитовой фации, возможно, представляющими собой корневые части зеленокаменных поясов. Кроме blastokataklazitov зоны разломов со-

держат подводящие каналы магматических пород. Так, в зоне Тыркандинского разлома местами устанавливается толща моноклинально залегающих меланократовых пород, представленная амфиболовыми, гранат-амфиболовыми сланцами, метаморфизованными габбро, габбро-норитами, габбро-амфиболитами, ультраосновными породами (верлитами) с прослоями мраморов и кальцифиров [Амарский, 1981]. Мощная Иджакская зона бластокатаклизмов, расположенная западнее Тыркандинской, также трансформируется интрузиями основных пород, развитых и за пределами зоны.

Таким образом, заложение и развитие зеленокаменных поясов раннего этапа в серогнейсовых областях происходило частично унаследованно от предыдущего этапа, но тяготело к ослабленным отрицательным зонам и разломам. В гранито-гнейсовых и гранулито(эндербито)-гнейсовых областях зеленокаменные пояса повсеместно связаны с зонами разломов. Эти соотношения позволяют предположить формирование серогнейсовых областей и зеленокаменных поясов позднее гранито-гнейсовых и гранулито(эндербито)-гнейсовых, хотя первые оказали исключительно интенсивное воздействие на структуру, характер гранитизации и размещение полезных ископаемых в гранулитовых комплексах.

Дополнительным подтверждением сказанному являются результаты исследования складок в зоне Тыркандинского разлома [Лубяновский, Березкин, 1979]. Они оказались однотипными и образованными одновременно со становыми складками, наложившимися на более ранние складчатые структуры гранулитовых комплексов.

Завершилось формирование зеленокаменных поясов раннего этапа складчатостью и исключительно мощными ультраметаморфическими процессами гранитизации (токкинский комплекс), охватившими и большую часть гранулитовых массивов. Зеленокаменные пояса позднего этапа представлены на Алданском щите известными «трогами», или грабенами, — Субганским, Олондинским, Саймаганским, Тунгурчинским, Тасмиэлинским, Угайским, Ичанским и др. Для поясов этого этапа характерны грабенообразная форма, приуроченность к зонам региональных разломов, как минимум двухъярусное строение по вертикали, различный состав слагающих их формаций по латерали и зональный метаморфизм осадков.

Грабены, создающие в совокупности зеленокаменные пояса позднего этапа, на западе Алданского щита имеют субмеридиональное, в Становой области — субширотное, в Батомгской зоне — северо-восточное простирания. По составу слагающих формаций грабены зеленокаменных поясов позднего этапа можно условно разделить на три типа: осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные, хотя вулканические породы различного состава и количества присутствуют во всех грабенах.

Состав (или относительные количества) пород, выполняющих зеленокаменные пояса осадочного типа, неодинаков. Так, в Угайском грабене переслаиваются кварциты, конгломераты, фибролит-двуслюдяные, двуслюдяные, биотитовые сланцы, кварцито-сланцы и редко — амфиболовые микросланцы.

В Тасмиэлинском грабене основная часть разреза представлена ритмичным чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, двуслюдяных гранат-ставролитовых сланцев, кварцитов и реже — покровов вулканитов основного состава [Петров, 1974]. По данным В. А. Кудрявцева и др. [1975], в толщах, относимых нами к тасмиэлинской серии, широко развиты покровы риодацитов, а в верхах разреза — метариолитов и кварцевых порфиров.

Зеленокаменные прогибы (грабены) вулканогенно-осадочного типа характеризуются присутствием различного количества вулканических пород изменчивого состава. Например, в Тунгурчинском грабене нижняя часть разреза сложена преимущественно амфиболитами и сланцами основного состава, а средняя и верхняя — слюдяными, двуслюдяными, дистен-гранат-ставролитсодержащими сланцами, мраморами и кварцитами.

В Субганском грабене переслаиваются актинолитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, слюдяные, гранат-куммингтонит-роговообманковые, андалузит-слюдяные, ставролит-гранат-биотит-кордиеритовые сланцы и кварциты. По данным Л. М. Реутова [1981], в составе толщи присутствуют кислые вулканиты общей мощностью в несколько сот метров.

Ярким представителем зеленокаменных поясов вулканогенного типа является Олондинский грабен. В его строении участвуют метавулканиты ультраосновного (серпентиниты, тремолит-хлоритовые, тремолит-актинолитовые, актинолит-талк-хлоритовые, карбонат-актинолитовые, тремолит-актинолитовые и другие сланцы), среднего (андезитовые порфириды, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые плаггиогнейсы), кислого (плаггиопорфиры, кварцевые порфиры, амфиболовые порфиры) и основного (амфиболиты, амфиболовые сланцы) состава. В подчиненном количестве присутствуют осадочные терригенные и карбонатные породы. Часть ультраосновных и основных вулканитов по петрохимическим характеристикам может быть отнесена к коматитам.

На Алданском щите в целом установлено двухъярусное строение зеленокаменных поясов позднего этапа [Петров, 1974, 1976]. Как это было показано на примере Тунгурчинского и Тасмиэлинского грабенов, нижняя часть грабенов заполнена карбонатно-терригенными осадочными породами с покровами основного состава (тунгурчинская серия); сверху господствуют груботерригенные молассового типа осадки, возможно, с прослоями вулканитов основного и кислого состава (тасмиэлинская серия).

Более сложное строение имеет Амедичинский зеленокаменный пояс. Здесь, по данным Л. М. Реутова [1981], в нижней части развиты глиноземистые гнейсы и основные кристаллические сланцы; выше — кварциты с прослоями сланцев (1200—1600 м). Более верхняя часть представлена конгломератами, кварцитами и сланцами (биотит-актинолитовыми, биотит-андалузит-кварцевыми, слюдяными и т. д.) — 2600—1800 м. Выше переслаиваются кварциты, мраморы и сланцы основного состава, андалузитовые и ставролитовые. Возможно, стратиграфически выше располагается пачка кислых вулканитов (лептитов) с прослоями основных сланцев и осадочных пород. Самое верхнее стратиграфическое положение занимают вулканогенно-осадочные груботерригенные толщи Ярогинского грабена. Общая мощность осадков в Амедичинском зеленокаменном поясе, по данным Л. М. Реутова, 11 000 м.

Описанные примеры показывают разнообразие разрезов, выполняющих изолированные грабены зеленокаменных поясов. Часто эти пояса располагаются близко друг от друга (20—40, редко 80 км), что, на наш взгляд, не позволяет говорить о некогда площадном развитии этих осадков и последующей изоляции их в грабенообразные прогибы.

Анализ строения зеленокаменных поясов позднего этапа показывает, что каждая система грабенов изначально была приурочена к «своей» зоне разлома. Сами зоны разломов заложились, вероятно, в условиях растяжения, на довольно мощной коре континентального типа, интенсивно гранитизированной, смятой в системе сложных складок. Глубина проникновения разломов в земную кору определяла характер магматизма в прогибе и окружающих поднятиях. В результате последующих горизонтальных подвижек ширина зон бывшего осадконакопления значительно уменьшилась, вдоль них произошли горизонтальные сжатия, приведшие к образованию зон бластомилонитов, катаклазитов и складок.

Толщи зеленокаменных поясов с перерывами различного ранга перекрываются на западе щита мощными вулканогенно-осадочными толщами удоканского или угуйского комплексов, на востоке — вулканогенными нижнепротерозойскими толщами улканского комплекса. Они разделены, как правило, этапами магматизма, складчатости и изменяющимися условиями метаморфизма. Однако эта граница имеет ранг не большой,

чем перерывы внутри зеленокаменных поясов. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, заметим, что смена тектонического режима происходит здесь относительно постепенно, подчеркивая наращивание коры континентального типа.

Как известно, вопрос о тектонической природе дозеленокаменных и зеленокаменных образований широко дискутируется. Многие исследователи находят аналогии в их формационном составе с современными островными дугами. Отнесение гранулитовых, серогнейсовых [Лутц, 1978] и зеленокаменных пород к островодужным образованиям нельзя признать удачным. При таком решении мы вынуждены предполагать региональное, повсеместное развитие в дозеленокаменный этап единой островной дуги, охватывающей все континенты, или допускать, что разделявшие островные дуги породы до настоящего времени не сохранились. Конечно, если утверждать, что в раннем архее, с самого начала формирования нашей планеты, действовали тектонические законы плитной тектоники, тогда легко все недостающие звенья погрузить в мантию. Однако имеющиеся материалы не позволяют достоверно доказать действие законов плитной тектоники в раннем докембрии.

Что же касается зеленокаменных поясов, то они, особенно пояса позднего этапа, заложены на коре, близкой по своим свойствам к континентальной. Во все стороны от них сейчас существуют однотипные, гранитизированные и смятые в складки породы, а кора океанического типа отсутствует, так что с этих позиций, несмотря на некоторую геохимическую близость, островодужная модель образования всех зеленокаменных поясов кажется слабо обоснованной.

В зеленокаменных поясах Алданского щита довольно широко распространены магматические породы основного, среднего, кислого и, реже, ультраосновного состава, вулканическая природа которых признается большинством исследователей. В подавляющем большинстве этих пород натрий преобладает над калием. Такого рода вулканы встречаются в самых различных тектонических обстановках: в формациях островных дуг, в орогенных формациях, как дифференциаты спилит-кератофировой формации, океанических островов и т. д.

Попытки сопоставить петрохимические особенности вулкаников зеленокаменных поясов Алданского щита с известными фанерозойскими и современными их эквивалентами в различных структурах континентов и океанов производилась неоднократно. С учетом формационных, структурных и других материалов они относились к классу островных дуг, эвгеосинклиналей, палеоавлакогенов, тафрогенов, орогенов, рифтов и т. д.

Сравнение трендов дифференциации вулканических серий проводилось и нами. На рис. 1 показаны фигуративные точки серых гнейсов на диаграмме *AFM*. На эту же диаграмму нанесены гранитоиды, образовавшиеся в ранний зеленокаменный этап. Они в большинстве случаев занимают поле серых гнейсов, т. е. это может служить подтверждением тесной связи и определенной близости между серыми гнейсами и гранитоидами зеленокаменных поясов раннего этапа. Гранитоиды более молодого, удоканского времени, уже калиевые и образуют совершенно самостоятельный тренд.

Вопрос соотношения вулкаников зеленокаменных поясов и островных дуг был подробно рассмотрен А. Ф. Грачевым и В. С. Федоровским [1980]. Нами на диаграмму *AFM* (рис. 2) была нанесена серия вулканических пород, выполняющих Олондинский грабен: ультраосновные вулканы, в том числе коматиты, основные породы — базальты, метаандезиты, метадациты, риодациты и риолиты. Для сравнения на эту же диаграмму нанесены тренды дифференциации орогенных вулканических серий различных тектонических зон.

На этой диаграмме отчетливо видна общая толеитовая с субщелочным и щелочным уклоном и известково-щелочная тенденция развития рифтовых, орогенных и зеленокаменных вулкаников. Вулканы конкретных

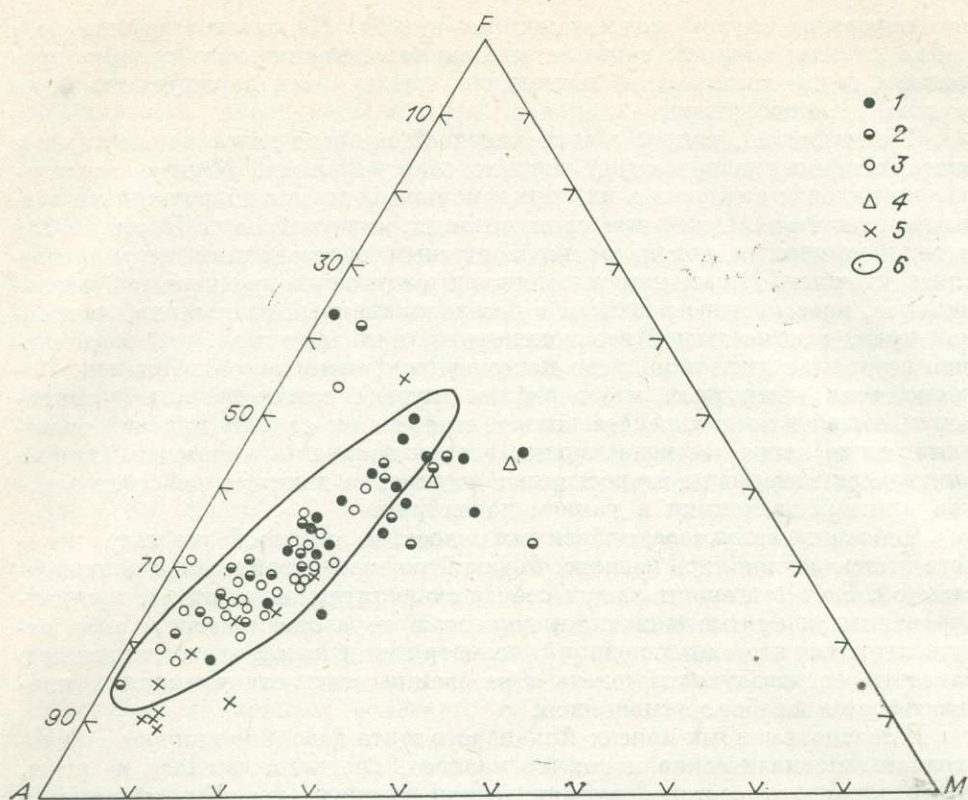


Рис. 1. Диаграмма *AFM* пород серогнейсового и гранитоидов зеленокаменного комплексов западной части Алданского щита в сравнении с комплексами серых гнейсов архея других регионов.

1 — биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы; 4 — амфиболовые плагиогнейсы; 5 — гранитоиды токинского комплекса; 6 — контур положения фигуральных точек серых гнейсов других регионов [Богданова, 1981].

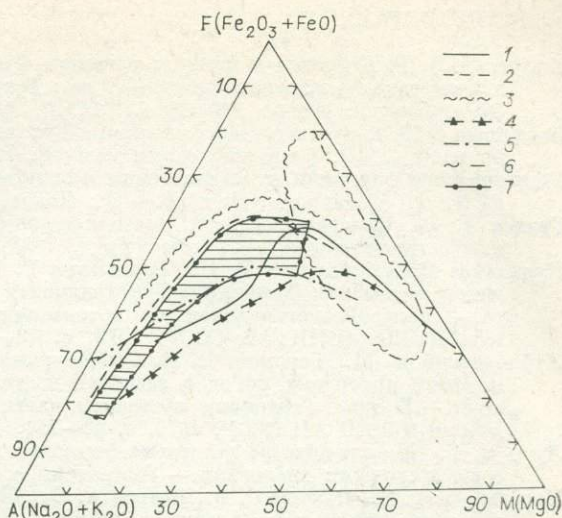
зеленокаменных поясов в то же время создают самостоятельные тренды дифференциации, на отдельных отрезках совпадающие с трендами вулканизмов островных дуг, рифтов и даже срединно-океанических хребтов. Все это свидетельствует, по нашему мнению, о большом разнообразии тектонических условий в конкретных структурах зеленокаменных поясов, обусловленных как состоянием мантии, так и степенью раскрытия коры под каждым зеленокаменным поясом. Отсюда следует вывод о том, что попытки исследователей отнести все зеленокаменные пояса к какому-то одному современному тектонотипу приходится признать неудачными. В современных океанах, на островах, островных дугах вулканизм на фоне общих характеристик существенно различается по составу многих компонентов: натровая и калиевая тенденция островов гавайского и таитянского типа, поднятий и выровненных участков, экваториальных и северных участков Срединно-Атлантического хребта, островных дуг различной «зрелости», а также выдвинутых в океан или приближенных к континенту и т. д. [Пущаровский, 1983].

В то же время в последних прослеживается закономерная смена известковой, известково-щелочной и субщелочной базальтовых серий по направлению к окраине континента [Пискунов, Федорченко, 1983].

Подобную дифференциацию можно продолжить, вероятно, и в глубь континентов. Поэтому и для зеленокаменных поясов, учитывая различный характер интрузивного магматизма, формационного состава, некоторые отличия в химическом составе вулканизмов, отсутствие (выпадение) некоторых членов серий вулканических пород в грабенах, правомерно предположить их формирование в различных тектонических условиях.

Рис. 2. Диаграмма АФМ, показывающая соотношение трендов дифференциации вулканитов различных тектонических зон.

1 — Олондинский пояс запада Алданского щита; 2 — Ачитканский и Улканский орогенные вулканические пояса Сибири; 3 — зеленокаменный пояс Рейни-Дейк (Канада), серия киватин; 4 — зеленокаменный пояс Булавайо и Кве-Кве (Южная Африка); 5 — Байкальский рифт Сибири; 6 — поле состава базальтов срединно-океанических хребтов; 7 — Курило-Камчатская зона. 3—5, 7 — [по Грачеву, Федоровскому, 1980; 6 — [по Моралеву и др., 1982].



Последние, вероятно, определялись в первую очередь состоянием мантии под этими участками, а также составом и мощностью коры.

Наибольшая деструкция коры была в тех зеленокаменных поясах, где вулканические и интрузивные породы широко развиты и разнообразны по составу. Осадочного типа пояса, вероятно, формировались на коре континентального (квазикратонного) типа, и в них, как правило, наряду с основными развиты вулканиты кислого состава. Однако известно, что кислые вулканиты в современную эпоху широко распространены в различных структурах океана — срединно-океанических и вулканических хребтах, на поднятиях, на океанических плитах, на выдвинутых в океан островных дугах и т. д.

На Алданском щите в зеленокаменных поясах осадочного типа кислые вулканиты, как правило, ассоциируют с груботерригенными (моласовыми) формациями континентального или прибрежно-морского типа, глубоководные осадки не известны. Это подтверждает наличие под рассматриваемыми поясами коры континентального типа. Вулканические извержения в зеленокаменных поясах были трещинного и центрального типа, причем в результате постепенной кратонизации коры, остывания и переработки мантии характер вулканизма менялся от основного к кислому со щелочным уклоном.

Анализ тектонического строения зеленокаменных поясов позволяет предполагать неоднократную смену во времени растягивающих и сжимающих напряжений, что отразилось в образовании перерывов, сложных складок, смене характера осадконакопления и магматизма и т. д. Следовательно, осадки и магматические породы, сформировавшиеся в этап растяжения, могут нести черты сходства с рифтовыми структурами фанерозоя, а образовавшиеся в этап сжатия — с орогенными.

О горизонтальных движениях свидетельствуют также довольно широко развитые в грабенах чешуйчатые надвиги. На Алданском щите они плохо изучены, а на Кольском полуострове выделяются широко.

Большая роль зеленокаменных поясов в металлогении щитов широко известна. С ними связаны на Алдане железорудные месторождения, проявления меди, полиметаллов, редких металлов, мусковита, апатита и т. д. В толщах, подстилающих зеленокаменные пояса, в результате интенсивной переработки возникли месторождения флогопитов, редких металлов, никеля, кобальта и др. Поэтому изучение самих зеленокаменных поясов и результатов переработки подстилающих их глубокометаморфизованных образований является важнейшей задачей. Естественно, что каждый тип зеленокаменных поясов будет характеризоваться своим набором полезных ископаемых [Геологические формации..., 1976; Мокшанцев и др., 1973; Петров, 1979а, б; Моралев и др., 1982; и др.].

ЛИТЕРАТУРА

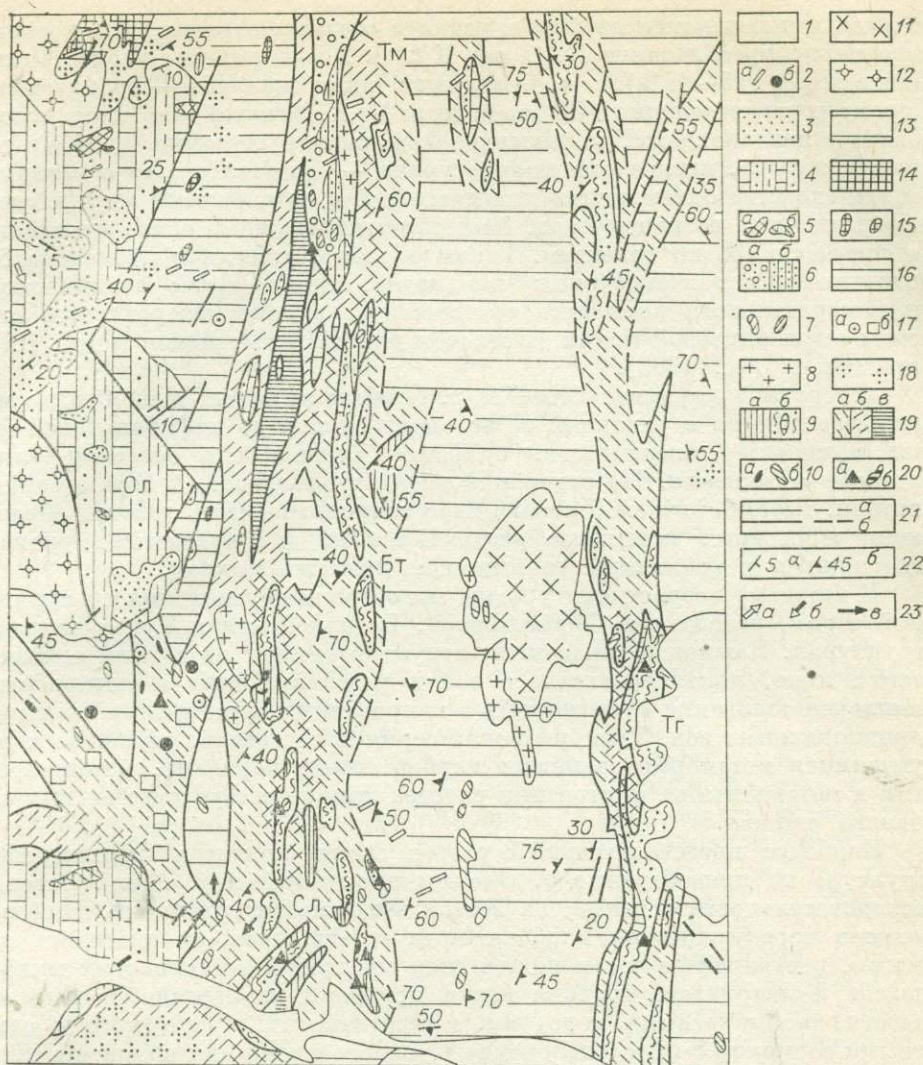
- Амарский В. Г. Строение и история развития фундамента и глубинных разломов в южной части Алданского щита.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 114—117.
- Богданова С. В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты.— В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981.
- Геологические формации и металлогения Алданского щита/Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И. и др.— Л.: Недра, 1976.— 340 с.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бириолькин Г. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Темулякит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 49—60.
- Лубяновский В. М., Березкин В. И. Структурные особенности и регрессивный метаморфизм архейских пород в северной части Тьранкандинского глубинного разлома.— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 62—73.
- Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.
- Мокшанцев К. Б., Нужнов С. В., Петров А. Ф., Шпунт Б. Р. Основные черты минерализации орогенного этапа развития древних платформ (на примере Сибирской платформы).— В кн.: Металлогения активизированных областей. Тезисы докл. VII Всесоюз. металлогенического совещания. Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1973, с. 110—111.
- Моралев В. М., Глуховский М. З., Коген В. С. Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79—96.
- Петров А. Ф. Стратиграфия верхнеархейских и нижнепротерозойских отложений запада Алданского щита.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 135—142.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1976.— 122 с.
- Петров А. Ф. Тектонические критерии размещения полезных ископаемых в докембрии Алданского щита.— В кн.: XIV Тихоокеанский научный конгресс. Секция ВIV, металлогения докембрия Тихоокеанского пояса. Тезисы докладов. М., 1979а, с. 156—157.
- Петров А. Ф. Роль орогенных образований в тектоническом строении и металлогении докембрия восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: изд. Ин-та геологии СО АН СССР, 1979б, с. 24—30.
- Пискунов Б. Н., Федорченко В. И. Кислые вулканические породы и проблема сиялы в океанах.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983, с. 46—59.
- Пуцаровский Ю. М. Тектоника и магматизм океанов.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983, с. 13—17.
- Реутов Л. М. Докембрий Центрального Алдана.— Новосибирск: Наука, 1981.— 185 с.

Л. М. БОГОМОЛОВА, В. Ф. ТИМОФЕЕВ,
В. И. БЕРЕЗКИН, А. П. СМЕЛОВ

ТЕКТОНИКА «ТРОГОВОГО» КОМПЛЕКСА БАСЕЙНА р. ОЛЕКМЫ

Образования раннего докембрия, известные как «троговый», или субганский, комплекс, специально изучались нами в бассейне р. Олекмы в 1979—1982 гг. в связи с составлением «Карты раннего докембрия Южной Якутии» (отв. редактор В. Л. Дук), входящей в комплект «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири». Схематизированная часть этой карты представлена на рисунке.

Образования «трогового» комплекса распространены в пределах субмеридиональных зон расщепления (Темулякит-Тунгурчинская зона разломов), по которым они тектонически вложены в породы кристаллического основания, выделяемые в качестве инфракрупального комплекса [Кицул и др., 1979]. Последние ранее включались в состав различных



Геологическая карта среднего течения бассейна р. Олекмы.

1 — четвертичные и мезозойские образования; 2 — конгидиазы (а), ультраосновные породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев (б); 3 — кебектинская серия; 4 — метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения Олдонгсинской (Ол) и Ханинской (Хн) структур; 5 — метадиазы Олдонгсинской (а) и Ханинской (б) структур; 6—12 — «троговой» комплекс: 6—8 — тасмианский цикл (6 — грубообломочные метатерригенные породы (а), метапесчаники и слюдяные сланцы (б), 7 — раннескладчатые метадиазы; 8 — мелкопорфировидные биотитовые и двуслюдяные граниты), 9—12 — тунгурчинский цикл (9 — роговообманковые сланцы (а), кальцифиры, кварциты, микротнейсы, слюдяные сланцы (б) Сырыльской (Сл), Ботолкойской (Бт) и Тунгурчинской (Тг) структур, 10 — метагипербазиты (а) и метагаббро, метагаббродiorиты (б) амуннактинского комплекса, 11 — плагиограниты — гранодиориты, 12 — порфировидные биотитовые граниты чародаканского комплекса); 13 — биотит-амфиболовые, биотитовые амфиболовые плагиогнейсы (метаморфизованные аналоги тоналит-трондьемитовой серии); 14—16 — Оломокитский блок (14 — курультинская серия, 15 — основные сланцы, 16 — гранито-гнейсы и эндербито-гнейсы); 17 — реликтовые парагенезисы гранулитовой фации (а), знак присутствия пород тунгурчинской серии (б); 18 — граниты нерасчлененные; 19 — зоны расчленения пород тунгурчинского (а), тасмианского циклов (б), зоны зеленосланцевых blastsилонитов (а); 20 — магнетитовые кварциты: линзы (а), знак присутствия (б); 21 — геологические границы (а), разломы (б); 22 — залегание слоистости (а), сланцеватости (б); 23 — шарниры главных складок Олдонгсинской структуры (а), Ханинской структуры (б), Темулякит-Тунгурчинской зоны (а).

свит олекминской серии, чаще всего хойкинской и нютской [Миронюк и др., 1971].

Инфракристалльные образования рассматриваемого района весьма однородны по составу и представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми плагиогнейсами и реже гнейсами, а также мигматитами и гранитами. Незначительно распространены диопсид-амфиболовые, амфиболовые кристаллические сланцы. Петрохимически плагиогнейсы от-

носятся к нормальным кислым и редко к средним породам, для которых характерно преобладание Na_2O над K_2O (в 2,5—5 раз) и высокое содержание Al_2O_3 (15—17%), и соответствуют ряду тоналита — трондjemита. Характер распределения РЗЭ (по данным В. П. Ковача) — обогащенность легкими лантаноидами, повышенное содержание стронция и элементов группы железа, низкое содержание урана — свидетельствует о геохимическом сходстве олекминских плагиогнейсов с комплексами «серых гнейсов» различных регионов мира. Ассоциирующие с ними основные сланцы по составу отвечают толеитам. Таким образом, отчетливо проявлена бимодальность характеризуемого комплекса. Метаморфизм олекминского инфракристалльного комплекса соответствует высокотемпературным ступеням амфиболитовой фации [Неелов и др., 1962; Миرونюк и др., 1971; Березкин и др., 1983].

«Троговый» комплекс бассейна р. Олекмы включает неоднородно метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (мусковит-силлиманитовая субфация) осадочные и осадочно-вулканогенные отложения. На основании изучения разрезов, деформационной истории, метаморфической эволюции и петрохимических данных образования «трогового» комплекса разделяются на два возрастных уровня, относящихся к различным тектономагматическим циклам.

К нижнему возрастному уровню мы относим образования тунгурчинской серии, развитые в Сырылырской, Ботолкойской и Тунгурчинской структурах. Каждая из названных структур состоит из группы тектонических линз, локализованных в зонах рассланцевания и переработки комплекса основания и вытянутых в направлении простирания этих субмеридиональных зон. Тунгурчинская серия представлена ритмично чередующимися метаморфизованными карбонатными породами, метапсаммитами и метапелитами. В строении разреза принимают участие сланцы основного состава.

Наиболее представительный разрез серии описан в Сырылырской структуре на правом берегу р. Олекмы против устья р. Хани. Здесь в последовательности с запада на восток выделяются три пачки. Нижняя сложена чередующимися карбонатными и известково-силикатными породами, в верхней ее части появляются прослои известковистых микрогнейсов и кварцитов. Средняя пачка представлена переслаивающимися известково-силикатными породами, микрогнейсами, кварцитами и слюдяными сланцами с прослоями черных углисто-слюдястых сланцев в нижней части. Верхняя пачка сложена преимущественно двуслюдяными кварцсодержащими сланцами с гранатом и ставролитом, редко с кианитом, силлиманитом и андалузитом. Мощность тунгурчинской серии в этом разрезе более 1200 м. В северном направлении на простирании средней пачки появляются основные сланцы, безрудные и железистые кварциты, гранат- и куммингтонитсодержащие сланцы и кварциты. Аналогичное положение основные сланцы занимают и в других фрагментах Сырылырской структуры. Разрез Ботолкойской структуры соответствует пачке основных сланцев и верхней глиноземистой пачке сырылырского разреза, располагающихся, как и в Сырылырской структуре, в последовательности с запада на восток. Разрез Тунгурчинской структуры соответствует средней карбонатно-терригенной пачке.

Основные сланцы являются метаморфизованными аналогами нормальных базальтов — низко- и умеренноглиноземистых с широкими колебаниями содержаний MgO и FeO . Характерно наличие высокожелезистых и высокотитанистых разновидностей. Некоторые амфиболовые и гранат-амфиболовые сланцы соответствуют основным туффитам. Редко встречающиеся мономинеральные амфиболиты соответствуют пикритобазальтам и породам типа базальтовых коматиитов или пироксенитов. Высокоглиноземистые сланцы являются метаморфизованными аналогами гидрослюдястых и монтмориллонитовых глин с высоким содержанием FeO до 12%. Метапсаммиты соответствуют полимиктовым песчаникам и

алевролитам. Кварциты имеют, вероятно, хемогенно-осадочное происхождение*.

Образования тунгурчинской серии локализованы между полого падающими на восток субпараллельными зонами бластомилонитов по вмещающим породам и деформированы совместно с ними. Зоны бластомилонитов образуют острые углы с литологическими границами как в плане, так и в разрезе. Субпараллельное расположение всех плоскостных текстур в пределах обнажений создает иллюзию согласного залегания тунгурчинской серии среди плагиогнейсов инфракрустального комплекса. Тектонические контакты изогнуты запрокинутыми на запад субмеридиональными складками, широко проявленными в тунгурчинских толщах и в породах кристаллического основания. Эти складки являются главными структурами тунгурчинского тектономагматического цикла. Ранние складки тунгурчинского цикла, предшествовавшие деформации тектонического контакта, представлены изоклинальными формами, изгибающимися слоистость и раннюю сланцеватость в породах тунгурчинской серии. Шарниры их ориентированы по падению плоскостных текстур на крыльях главных складок. В породах основания также установлены структурные формы этого периода (минеральная линейность, шарниры складок). К структурам дотунгурчинского времени в инфракрустальных образованиях можно отнести сланцеватость в будинах основных сланцев и мигматитовую полосчатость, несогласующиеся со структурным планом деформаций тунгурчинского цикла, и некоторые изоклинальные складки.

Проявление раннего магматизма тунгурчинского цикла представлено мелкими телами ортоамфиболитов, которые обычно коррелируются с габброидами амуннактинского комплекса [Миронюк и др., 1971]. Они характеризуются петрохимическим сходством с основными сланцами тунгурчинской серии. В период до главных деформаций цикла сформировались также и слабодифференцированные массивы гранодиорит-плагиогранитов. Вне зон рассланцевания в породах сохраняются реликты магматических структур и минералов. Сланцеватость в них деформирована в сравнительно открытые субмеридиональные складки с различно погружающимися шарнирами. В зонах рассланцевания они несут признаки ранних тунгурчинских деформаций. По петрохимическим особенностям породы массивов существенно не отличаются от вмещающих их плагиогнейсов тоналит-грандьемитового состава. Эти данные указывают на формирование массивов в процессе ремобилизации пород кристаллического основания с сохранением первичных соотношений породообразующих окислов.

К магматическим образованиям, завершающим складчатость и метаморфизм тунгурчинского цикла, нами предположительно отнесены граниты чародаканского комплекса [Миронюк и др., 1971]. Они прорывают породы тоналит-грандьемитового комплекса и Оломокитского блока и содержатся в гальках конгломератов чародаканской свиты угуйского комплекса. Их нижняя возрастная граница устанавливается по срезанию границами массивов зон интенсивного рассланцевания, сопровождающих формирование тектонических контактов тунгурчинской серии с породами кристаллического основания. Проявленная в гранитах перекристаллизация связана, по-видимому, с поздними тунгурчинскими деформациями, поскольку рассланцевание верхнего возрастного уровня не распространяется в область развития чародаканских гранитов.

Выходы гранитов чародаканского комплекса, показанные на рисунке, представлены порфиридовидными двуполевошатовыми биотитовыми, реже роговообманковыми гранитами. Краевые части тел сложены лейкократовыми мелко- и среднезернистыми разностями. Петрохимически чарода-

* Определение первичной природы метаморфических пород проводилось по методике А. А. Предовского [1980]; номенклатура ортопород находится в соответствии с рекомендациями Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР [Классификация..., 1981].

канские граниты соответствуют нормальным гранитам и плагиогранитам, редко субщелочным гранитам.

Отложения тунгурчинской серии неоднородно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций. Первая характеризуется устойчивостью ассоциации ставролит + мусковит + кварц, амфиболитовая — исчезновением этой ассоциации и наличием силлиманитсодержащих парагенезисов, а ставролит встречается лишь в виде бронированных реликтов в кордиерите или плагиоклазе. Глубинность метаморфизма определяется по устойчивости кианита вблизи инверсионных линий кианит \rightleftharpoons андалузит, кианит \rightleftharpoons силлиманит [Березкин и др., 1983].

На основе изучения микроструктурных ориентировок минералов из многоминеральных парагенезисов метапелитов установлена эволюция метаморфизма тунгурчинских образований. В период до формирования главных складок тунгурчинского цикла породы претерпели метаморфизм, соответствующий кианит-биотит-ставролитовой, ставролит-хлоритовой ($T = 580^\circ$, $P = 5,5$ кбар) и, предположительно, альмандин-хлорит-хлоритовидной ступеням в режиме кианит-силлиманитовой фациальной серии. Кульминация метаморфизма, отвечающая высокотемпературной области поля устойчивости парагенезисов ставролит + мусковит + кварц и силлиманит + мусковит + кварц ($T = 580-620^\circ$, $P = 5,9-6,4$ кбар) в режиме той же фациальной серии, связана с формированием главных складок.

Образования верхнего возрастного уровня изучены нами в Тасмиэлинской структуре, где они были выделены А. Ф. Петровым в ранге одноименной серии [Петров, 1976]. Кроме того, вероятно, разновозрастные образования описаны в Субганской структуре [Березкин, 1977].

Тасмиэлинская серия характеризуется широким распространением грубообломочных пород — метаконгломератов преимущественно с кварцевой галькой, метагравелитов, слагающих в ритмичном чередовании с более мелкозернистыми метатерригенными породами нижнюю пачку мощностью более 500 м. Верхняя пачка сложена метапесчаниками, двуслюдяными сланцами, часто с гранатом и ставролитом. Видимая мощность пачки более 670 м. По мнению некоторых исследователей, широкое участие в разрезе серии принимают метаэффузивы кислого и среднего состава [Кудрявцев и др., 1975]. Метаосадочные породы тасмиэлинской серии являются петрохимическими аналогами граувакк, субграувакк, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин.

Отложения этого возрастного уровня испытали складчатые деформации трех этапов. Породы серии прорваны раннескладчатыми метадиабазами — аналогами габбро-базальтов с переходами в габбро-диориты, характеризующимися высокой глиноземистостью и низкой титанистостью.

Кислые интрузивные породы тасмиэлинского тектономагматического цикла представлены двуслюдяными нормальными лейкогранитами с примерно равным содержанием Na_2O и K_2O . Сланцеватость в этих гранитах по времени формирования отвечает третьему этапу деформаций тасмиэлинского цикла. Их нижняя возрастная граница устанавливается по срезанию ими ранних складок и границ толщ, что позволяет считать эти граниты позднекладчатыми.

Метаморфизм отложений тасмиэлинской серии носит прогрессивный характер и отличается наличием картируемой метаморфической зональности, отвечающей средне-высоким ступеням зеленосланцевой (биотитовая и гранатовая зоны) и эпидот-амфиболитовой (зона ставролита) фаций [Березкин и др., 1983].

Метаморфические толщи Субганского грабена являются вероятными возрастными аналогами тасмиэлинской серии, сформировавшимися в несколько иной геотектонической обстановке. На возможность такого сопоставления указывает сходство внутренней структуры образований обоих грабенов, характера внешних ограничений, петрохимического состава основных пород, наличие картируемой метаморфической зональности.

Эндогенные события тасмиэлинского цикла локально проявлены в образованиях тунгурчинской серии. В Тунгурчинской структуре два тектономагматических цикла разделены внедрением даек диабазов, метаморфизованных и деформированных в период формирования поздних меридиональных складок, относимых к тасмиэлинскому циклу. Это и определяет возрастные соотношения тунгурчинской серии с тасмиэлинской, где аналогичные основные породы принадлежат к раннескладчатым образованиям. Ко времени формирования поздних меридиональных складок в Тунгурчинской структуре относится также смена режима метаморфизма, сопровождающаяся кристаллизацией андалузита в метapelитах тунгурчинской серии.

Таким образом, отложения нижнего уровня характеризуются более длительной метаморфической и структурной историей по сравнению с образованиями верхнего уровня. Отличаются они также способом локализации среди пород фундамента. Образование тунгурчинского цикла складчатости тектонические клинья, являющиеся, видимо, фрагментами надвиговых чешуй. Тектонические структуры тасмиэлинского цикла по форме близки к грабенам.

В структурах нижнего возрастного уровня метаморфическая зональность носит сложный характер в силу длительности метаморфизма, сопровождавшегося неоднократной складчатостью, деформировавшей кроме литологических границ также и поверхности изоград. В структурах верхнего возрастного уровня устанавливается простая метаморфическая зональность асимметричного характера с увеличением степени метаморфизма в направлении с запада на восток.

Структуры западной части Алданского щита, подобные тектоническим фрагментам неоднородно метаморфизованных толщ Темулякит-Тунгурчинской зоны, рассматриваются как автономные трюги—рифты [Грачев, Федоровский, 1980] или как сохранившиеся в тектонических блоках реликты геосинклинальных прогибов [Кудрявцев и др., 1975; Борукаев, 1980]. Геотектоническая природа их остается дискуссионной.

Всестороннее изучение вещественного состава и строения разнотипных и разновозрастных структур, заключающих неоднородно метаморфизованные толщи, и вмещающих их комплексов пород ареального метаморфизма должно способствовать решению этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Березкин В. И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1977.— 419 с.
- Березкин В. И., Богомолова Л. М., Смелов А. П., Тимофеев В. Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны.— В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 34—48.
- Борукаев Ч. Б. Вопросы тектоники дорифейских образований Сибири (в связи с составлением «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири»).— В кн. Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды (к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 5—43.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Кипуц В. И., Петров А. Ф., Зеденизов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 16—31.
- Классификация и номенклатура магматических пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирилюкин Г. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Темулякит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 49—60.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита.— М.: Недра, 1974.— 237 с.
- Неслов А. Н., Глебовицкий В. А., Кац А. Г., Седова И. С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 52—59.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1976.— 120 с.
- Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.— Л.: Наука, 1980.— 152 с.

ТРОГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВИТИМО-АЛДАНСКОГО ЩИТА

Западная часть Алданского щита, в которой располагается Олекминская структурная зона, сложена архейскими глубокометаморфизованными толщами, относимыми к олекминской и курультинской либо к чарской сериям. Под троговыми комплексами этого региона в статьях и монографиях сибирских геологов описываются разновозрастные комплексы, слагающие линейно вытянутые наложенные структуры [Глуховский, 1969; Миролюк, 1971; Федоровский, 1972; Кудрявцев и др., 1975; Петров, 1976]. Природа этих структур различна. Одни из них представляют собой тектонические клинья в зонах разломов (Итчилякский, Тасмиэлинский, Сырылырский грабены — рис. 1), другие являются субизометрическими грабенами, выполненными осадками (типа Нижне-Ханинского грабена), некоторые же действительно принадлежат к реликтам линейно вытянутых трогов, заполненных вулканогенно-осадочными отложениями (Олондо). Объединяют эти разнородные комплексы их постолекминский возраст, средний или низкий метаморфизм и приуроченность к поздним наложенным структурам обычного для западной части щита субмеридионального простирания. Становление и развитие троговых комплексов являются результатом эндогенных процессов позднеархейского и раннепротерозойского этапов развития Олекминской подвижной области, для характеристики которых поэтому имеет большое значение изучение вещественного состава и условий формирования троговых комплексов.

Пример реликта линейно вытянутого трога в Олекминской зоне, с нашей точки зрения, — Олондинская структура, представляющая собой архейский зеленокаменный пояс. Олондинский комплекс слагает узкую сложно дислоцированную круто залегающую синклиналь, разветвляю-

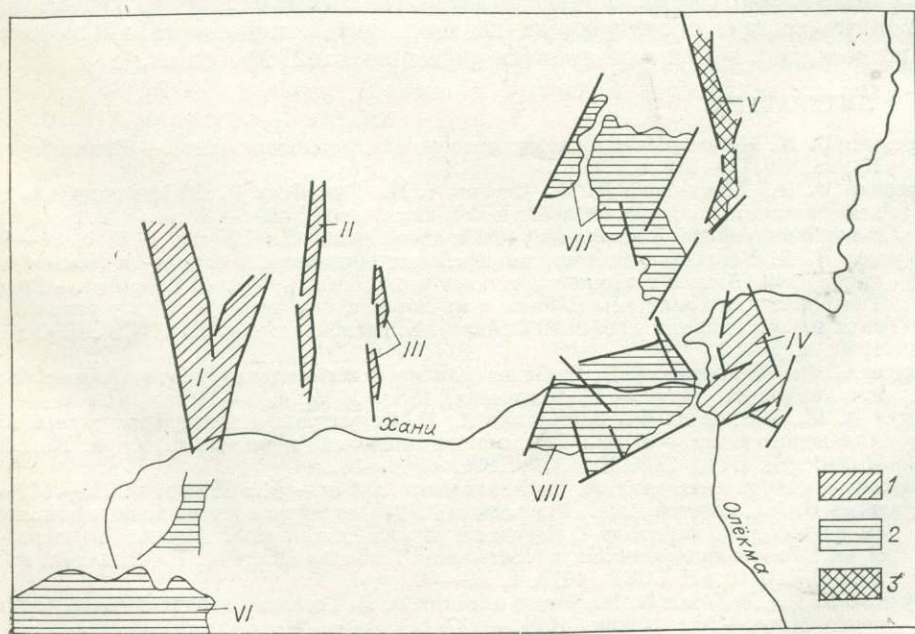


Рис. 1. Схема расположения троговых структур в Олекминской складчатой области.

1 — архей; 2 — нижний протерозой; 3 — верхний архей — нижний протерозой. I — Олондинский, II — Итчилякский, III — Эвонокитский трогои, IV — Сырылырский грабен, V — Тасмиэлинский тектонический клин, VI — Кодаро-Удоканский прогиб, VII и VIII — Олондинская и Нижне-Ханинская грабен-синклинали.

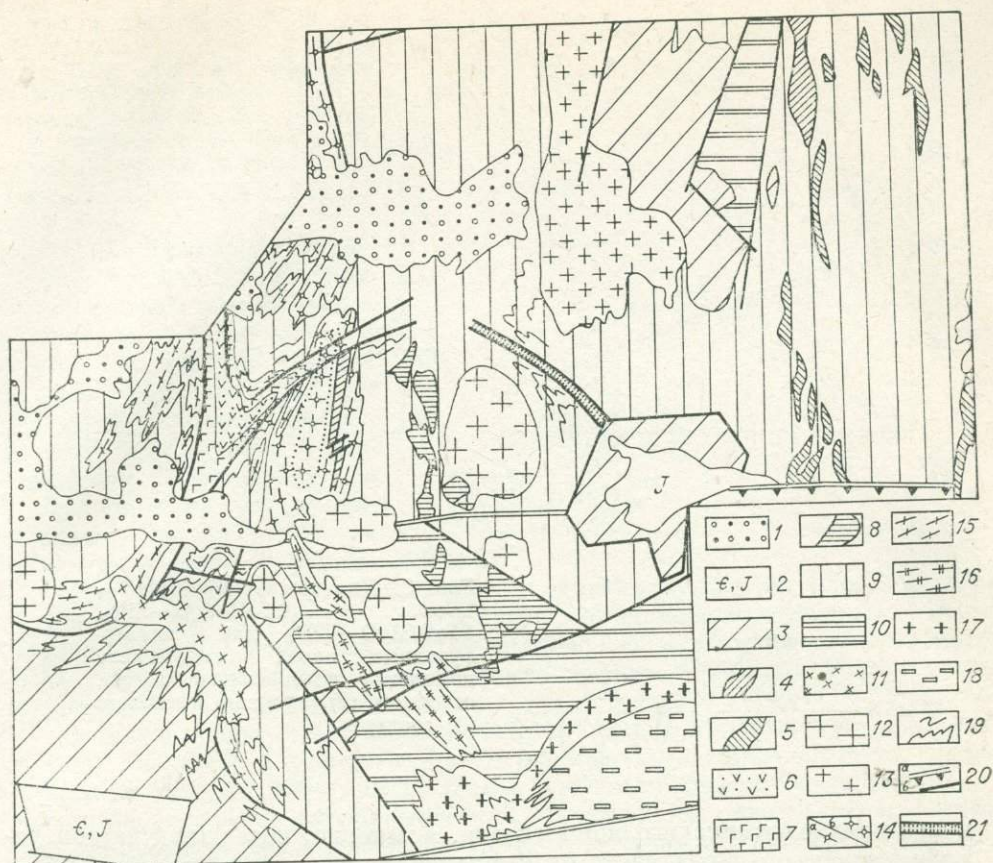


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Алданского щита. Составили А. Л. Харитонов, Г. М. Другова, С. А. Бушмин; в восточной части карта контуров трогов заимствована с карты раннего докембрия Южной Якутии (ИГН ЯФ СО АН СССР и ИГГД АН СССР, 1983 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — фанерозойские отложения (кембрий, юра); 3 — образования удоканской серии и их аналоги в грабенах; 4 — Итчилякская, Тасмиэлинская грабен-синклинали; 5 — Сырылырская и Тургунчинская грабен-синклинали; 6, 7 — олондинская серия (6 — ультраосновные и основные метавулканыты, 7 — средние и кислые метавулканыты); 8 — борсалинская серия?; 9 — олекминский комплекс, частично переработанный; 10 — курультинский комплекс, частично переработанный; 11 — Сакунский массив палеозойских сиенитов; 12 — граниты PR; 13 — чароудоканские граниты AR₂; 14 — порфиробластические граниты (α — расланцованные, б — массивные) (олекминский комплекс); 15 — плагиограниты, секции олондинский комплекс; 16 — чарнокитоиды; 17 — чарнокиты, окружающие с севера Каларский массив анортозитов; 18 — анортозиты Каларского массива; 19 — складчатые структуры этапа формирования постудоканской куполовидной структуры; 20 — разломы; 21 — поздние катаклазиты.

щуюся на севере на две ветви (рис. 2). Анализ складчатых деформаций, соотношение с метаморфическим минералообразованием и магматическими телами показывает сложную и длительную историю тектонического развития комплекса. В главные картируемые складки (сжатые крутые складки северо-северо-восточного простирания) изгибаются пластовые тела основных и ультраосновных пород и плагиогранитов, которые внедрялись параллельно осевым поверхностям более ранних и тоже круто залегающих складок. Рассматриваемые складчатые структуры коррелируются с главными складками удоканской серии, и их формирование связывается с возникновением гранито-гнейсовой куполовидной структуры. Заканчивается развитие грабена блоковыми сбросово-глыбовыми движениями по серии разрывов меридиональных и субширотных направлений, подчеркнутых узкими зонами катаклаза, расланцевания и внедрения даек диабазов.

Фундаментом Олондинской структуры является олекминский комплекс, состоящий в данном районе из тоналитовых гнейсов с прослоями амфиболитов, плагиомigmatитов и ремобилизованных гранитоидов, которые представляют, по нашему мнению, наиболее древние образования

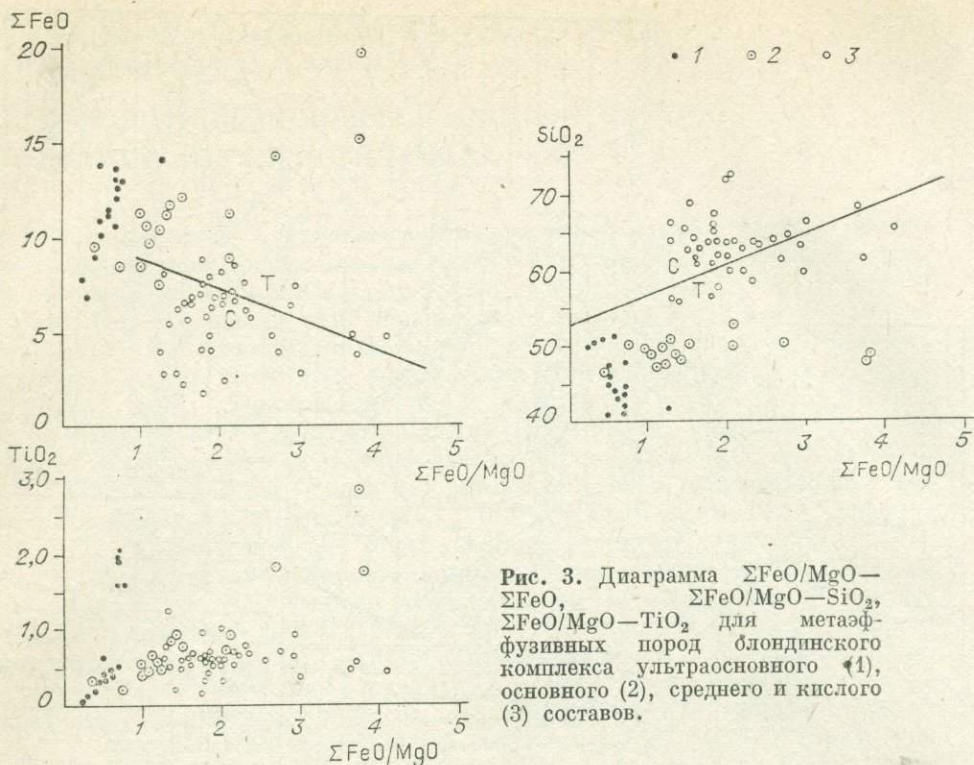


Рис. 3. Диаграмма $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ — ΣFeO , $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ — SiO_2 , $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ — TiO_2 для метаэффузивных пород олондинского комплекса ультраосновного (1), основного (2), среднего и кислого (3) составов.

в пределах олекминского комплекса и, возможно, содержат участки ремобилизованного фундамента олекминской серии.

Высокотемпературный метаморфизм олекминского комплекса завершился интенсивной гранитизацией калиевого уклона с образованием сначала олигоклиз-микроклиновых, а затем существенно микроклиновых гранитов, формированием обширных полей микроклиновых гранито-гнейсов. Эти поздние процессы ультраметаморфизма проявились в породах борсалинской серии в качестве главных, а в плаггиогматитах и плаггиогранитоидах олекминского комплекса в качестве наложенных (повторных). Непосредственные соотношения олондинского комплекса с мигматитами борсалинской серии в районе отсутствуют, поэтому их относительное возрастное положение неопределенно.

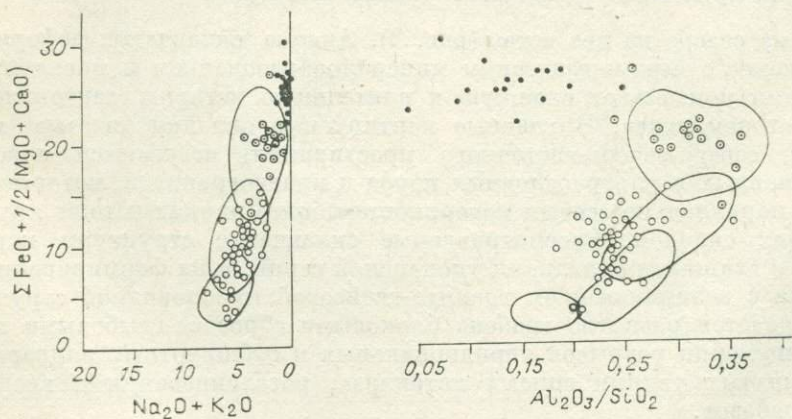
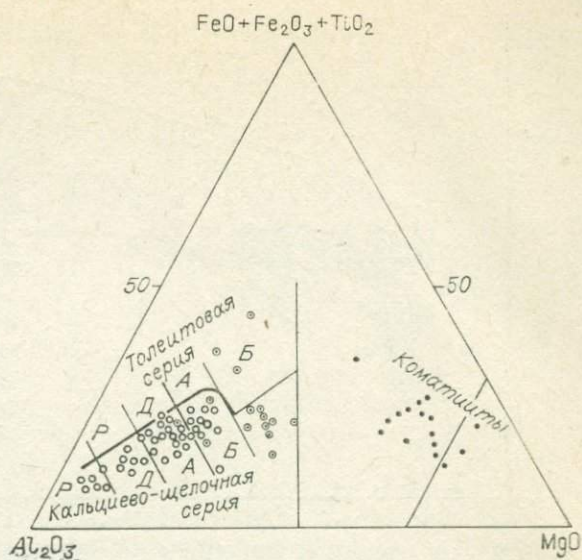


Рис. 4. Диаграмма $\Sigma\text{FeO} + \frac{1}{2}(\text{MgO} + \text{CaO}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ для метаэффузивных пород олондинского комплекса. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Рис. 5. Диаграмма Дженсена: $MgO-Al_2O_3-(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ для метаэффузивов олондинского комплекса (*Р* — поле риолитов, *Д* — дацитов, *А* — андезитов, *Б* — базальтов). Усл. обозн. см. на рис. 3.



Олондинский комплекс сложен вулканогенной толщей с небольшими прослоями осадочных пород. В основании разреза преобладают основные и ультраосновные эффузивы, вверх по разрезу постепенно переходящие в средние и кислые вулканы. Среди базитов и ультрабазитов присутствуют базальтовые и перидотитовые коматииты. В настоящее время собран большой материал по петрохимии олондинского комплекса, обработано более 100 новых химических анализов, на основании которых можно заключить следующее: вулканические породы олондинского комплекса принадлежат к толейтовой серии, вверх по разрезу переходя в кальцево-щелочную серию (рис. 3); среди метаэффузивов присутствуют ультрабазиты, базальты, андезиты и дациты (рис. 4—7), которые образуют непрерывную серию с нечетким разрывом в области андезито-базальтов.

На основании петрохимических диаграмм (см. рис. 3—6) и данных факторного анализа, проведенного А. В. Сочаевой и В. Н. Подковыровым (см. рис. 7), выделяются три дискретные группировки составов метавулканитов олондинской серии: ультраосновные (пикритовые коматииты), основные (базальты и базанито-базальты), средние и кислые (андезиты, дациты и липарито-дациты). Небольшое количество точек составов пород на диаграмме (см. рис. 6, 7) попадает в поля андезито-базальтов и липаритов. Реальность такого разделения составов подтверждается данными дискриминантного анализа, где на основе вычисленных значений дискриминантных функций эмпирическая ошибка разграничения группировок средне-кислых и основных вулканических составов составляет 3,6%, а основных и ультраосновных — 3,8%.

Факторный анализ объединенной выборки метавулканитов олондинской серии показывает, что основной вклад в вариации составов (48% — I фактор) вносит дифференциация пород по боуэновскому тренду на более кислые (положительная нагрузка на SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , K_2O) и основные и ультраосновные (отрицательная нагрузка на FeO , MgO , MnO , CaO). Внутри групп основных и ультраосновных вулканических составов боуэновский тренд дифференциации проявлен слабо, а существенное значение имеет разделение на более железистые составы, часто с повышенным содержанием TiO_2 и P_2O_5 , и более магнезиальные (II фактор, вклад 16%). Последнее направление дифференциации, вероятно, можно связать с фракционированием примитивной толейтовой магмы в промежуточных очагах.

Метаосадочные породы (песчаники) по петрохимическим данным относятся к полимиктовой группе и отличаются от вулканических, в частности, повышенным содержанием K_2O . По содержанию TiO_2 выделяются высокотитанистые (и высокожелезистые) разновидности metabазитов, относящиеся к самой нижней части разреза, но в переслаивании с ними находятся и низкотитанистые (более магнезиальные) породы (рис. 8).

Региональный метаморфизм олондинского комплекса был по крайней мере двукратным и зональным. Оба этапа характеризовались высокогра-

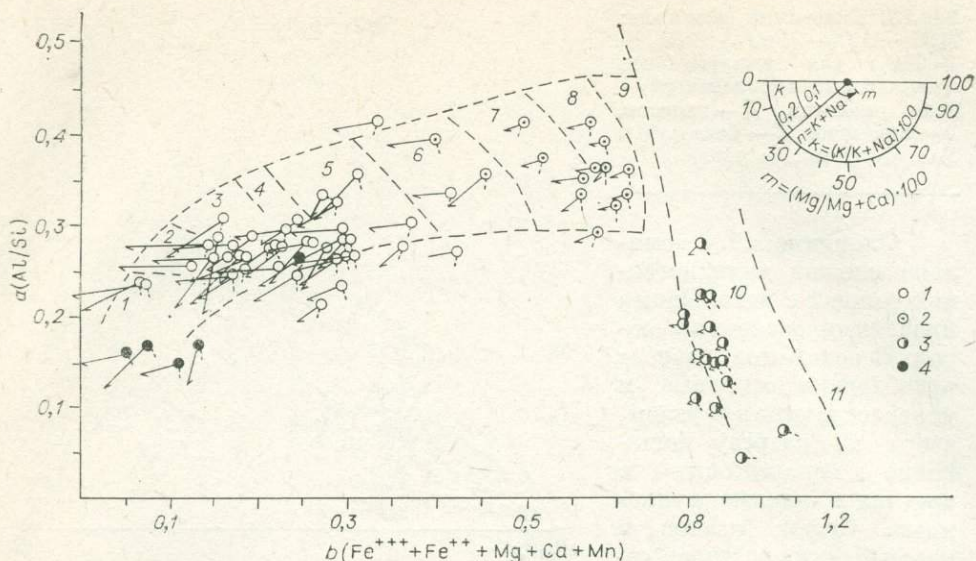


Рис. 6. Петрохимические параметры пород олондинской серии на диаграмме ab (по Неслову). Справа сверху схема векторного изображения параметров n , k и m .

1—3 — вулканы кислые — средние, основные и ультраосновные соответственно; 4 — осадочные породы (песчаники). Расположение полей группы вулканитов (цифры на рисунке): 1 — липаритоиды, 2 — липарито-дацитониды, 3 — дацитониды, 4 — андезито-дацитониды, 5 — андезитониды, 6 — андезито-базальтоиды, 7 — базальтоиды, 8 — базанито-базальтоиды, 9 — базанитоиды, 10 — пикритониды.

диентным режимом и осуществлялись при температурах 500—600°C и давлении 3,5—4,5 кбар. Степень метаморфизма в краях структуры доходила до амфиболитовой фации с первыми признаками зачаточной мигматизации. Режим метаморфизма в олондинском комплексе отличается от

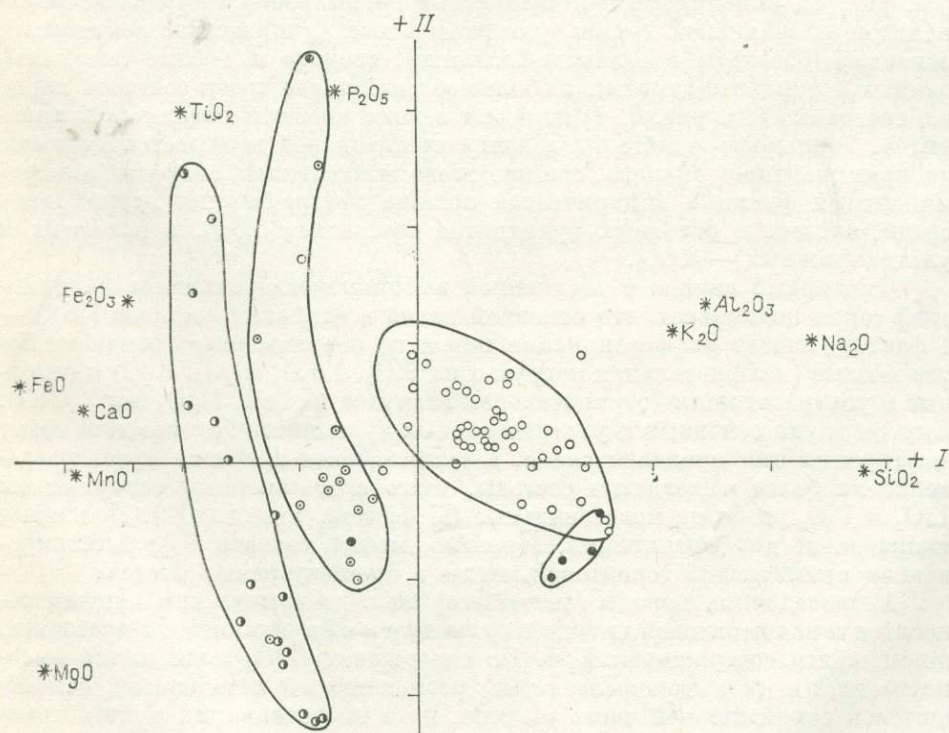
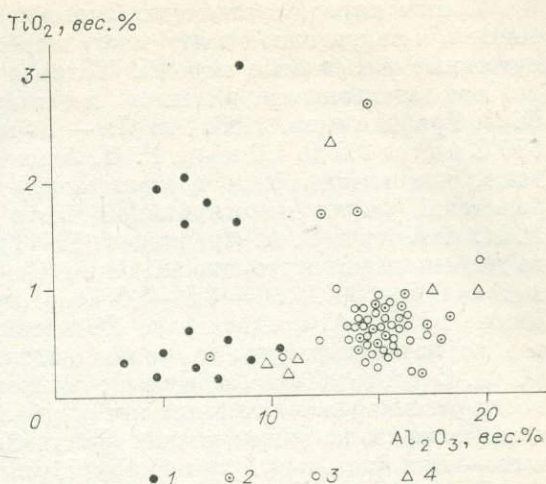


Рис. 7. Компонентная диаграмма для химических составов пород олондинской серии. Горизонтальная ось — I фактор, вертикальная — II фактор. Отношение масштабов факторных значений составов и факторных нагрузок компонент — 1 : 4. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Рис. 8. Диаграмма $TiO_2-Al_2O_3$ для пород олондинского комплекса.

1 — метаэффузивы ультраосновного состава; 2 — метаэффузивы основного состава; 3 — метаэффузивы среднего и кислого состава; 4 — туфопесчаники.



более высокоградиентного режима метаморфизма Удокана, что не дает оснований относить время главного регионально-го метаморфизма олондинского комплекса к протерозою. Метаморфизованные породы Олондо секутся интрузиями ультрабазитов двух генераций, а также многочисленными телами гранитоидов натрового ряда и пегматитами с редкометальной минерализацией. Состав секущих олондинский комплекс плагиогранитоидов имеет большое сходство с плагиогранитоидами из олекминского комплекса, служащего основанием для Олондо. Из средних и кислых метаэффузивов были исследованы цирконы, для которых Pb — Pb методом был определен прикидочный возраст, определяемый как минимальный возраст образца. Получены значения до 2900 млн. лет (определения А. П. Чухонина). Тем же методом определен возраст циркона из секущих Олондо плагиогранитоидов 2700 млн. лет.

Характерные черты строения олондинского комплекса, специфический вулканогенный разрез и большой абсолютный возраст заставляют нас выделять олондинский комплекс из серии сходных по структурному положению других так называемых троговых комплексов и предполагать его более древний по сравнению с ними возраст.

Высокоградиентный режим регионального метаморфизма, оцениваемый в $\sim 54-55$ град/км, связан с высоким тепловым потоком во время формирования пояса и хорошо согласуется с величинами геотермических градиентов в других зеленокаменных поясах (Африки, Канады, Австралии). В тектоническом плане формирование Олондинской структуры сопровождалось возникновением зон растяжения, условия которых сохранялись длительное время, вплоть до завершения тектономагматического цикла, обозначенного проявлениями железо-магнезиального метасоматоза, и внедрением пегматитовых жил.

Иного типа комплексы, также относящиеся к позднеархейскому времени, залегают в грабенообразных структурах, располагающихся в зонах разломов. Представителями таких комплексов являются Итчилякский, Сырылырский и, возможно, Тасмиэлинский трогои (последний по геологическим данным [Петров, 1976] помещают на границе $AR_2 - PR_1$). К этой же группе, вероятно, следует отнести Эвонокитский трог и некоторые другие маломощные линейные структуры, сложенные супракрустальными породами в бассейне р. Эвонокит.

Итчилякский трог залегает в виде тектонического клина в поле порфиробластических гранитов олекминского комплекса. Состав пород преимущественно терригенный с незначительными прослоями возможных метавулканитов основного и кислого состава. Такого типа структуры отличаются непостоянством разреза, поэтому даже близко расположенные «троги» могут различаться вещественным составом слагающих их пород. При региональном метаморфизме в Итчилякском трого образуются минеральные парагенезисы, которые наряду с андалузитом и кордиеритом содержат кианит. Режим метаморфизма поэтому более низкоградиентный, чем в олондинском комплексе, хотя по температуре доходит до низкотемпературной амфиболитовой фации ($550-600^\circ C$ и $4,5-5,0$ кбар).

Состав пород, слагающих Сырылырский трог, вулканогенно-терригенный, в терригенной части много карбонатных пород, кварцитов, присутствуют железистые породы. Условия метаморфизма в Сырылырском грабене оцениваются разными исследователями неоднозначно. Так, О. В. Грабкин и др. [1981] по Gr — Vt паре приводит данные $T = 525-550^{\circ}\text{C}$ и P от 2,5 до 4,0 кбар; Р. Н. Ахметов и В. И. Березкин [1975] считают, что метаморфизм соответствовал эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой фации малоглубинной части Ku — Sill фациальной серии. Р. Н. Ахметов и В. А. Кудрявцев [1981] для разных частей Сырылырского грабена дают следующие величины (Gr — Vt): $T = 510^{\circ}\text{C}$, $P \sim 5,0$ кбар и $T = 600-650^{\circ}\text{C}$, $P = 3,0-4,0$ кбар (прав. берег р. Олекмы, юго-восточнее р. Хани), предполагая, что метаморфизм был неравномерным не только по температуре, но и по давлению. Сейчас появились данные (А. П. Смелов, устное сообщение), которые позволяют говорить о стадийности рассматриваемого этапа метаморфизма (верхи верхнего AR), в процессе которого на ранней стадии кристаллизовался Ку, а на заключительных — And (детальный микроструктурный анализ).

Тасмиэлинская серия обнажается в тектоническом клине в восточной части Олекминской зоны, несогласно перекрывает гунгурчинскую серию и непосредственно предшествует нижнепротерозойскому осадконакопленнию [Петров, 1976], т. е. занимает стратиграфическое положение между удоканом и троговыми комплексами архея. Серия представлена метапесчаниками и конгломератами с прослоями метаэффузивов среднего и кислого состава, кварцитами и слюдистыми сланцами — терригенная, риодацитовая и порфировая формации. Метаморфизм низкотемпературный, слабо зональный, с некоторым повышением степени метаморфизма с запада на восток. Температура не превышала 500°C (устойчивая ассоциация граната — биотита — мусковита — хлоритоида с редким ставролитом, а давление $\leq 4-4,5$ кбар, по материалам В. И. Березкина и др. [1983]).

Позднеархейский этап развития Олекминской зоны, выразившийся в становлении и развитии перечисленных троговых комплексов, характеризовался дифференцированными движениями блоков фундамента с образованием системы складчато-глыбовых поднятий и впадин. Ранняя стадия развития структур этого этапа привела к появлению вулканогенных серий типа олондинского комплекса (коматит-базальтовая и андезит-базальтовая формации) в условиях, напоминающих эвгеосинклинальные. Вторая, поздняя, стадия верхнеархейского этапа, судя по изменчивости состава толщ и их литологии, больше отвечает переходу к орогенным условиям развития подвижной области (терригенно-флишоидная и андезит-липаритовая формации). Различающийся характер метаморфизма в разных структурах отражает значительную тектоническую дифференциацию, отличающую эту стадию, а также разные эрозийные уровни разновозрастных или почти разновозрастных троговых комплексов позднеархейского этапа.

Раннепротерозойский этап развития западной части Алданского щита знаменуется принципиально иной тектонической обстановкой. На сформированном архейском олекминском основании в южной части Олекминской зоны закладываются обширный Кодаро-Удоканский прогиб, заполненный мощной удоканской серией (до 10 км мощности), и серия более мелких грабен-синклиналей (Олдонгсинская, Нижне-Ханинская). Протерозойские комплексы — преимущественно терригенные. Толщи удоканской серии в своей нижней части (кодарская и чинейская подсерии) представлены ассоциациями пород, содержащими граувакковые песчаники [Сочава, 1983], частично образовавшиеся в результате переотложения продуктов синхронного вулканизма. Породы чинейской подсерии имеют четко выраженную натровую специализацию, что можно рассматривать как некоторую унаследованность характера вулканизма данного региона (кислые — средние вулканы подстилающей олондинской серии также имеют натровую специализацию).

Завершающая разрез удоканской серии каменная подсерия характеризуется преимущественно аркозовым составом песчаных пород, более высокой зрелостью терригенных ассоциаций и их существенно калиевой специализацией, что свидетельствует о некоторой тектонической стабилизации региона и увеличении роли калиевых гранитов в составе областей сноса.

Протерозойские грабен-синклинали имеют относительно простое строение — слабо проявленную брахиформную складчатость. Удоканский комплекс испытал два этапа регионального метаморфизма [Кориковский, Федоровский, 1964; Травин, 1964; Кудрявцев, Харитонов, 1976]. Ранний — низкотемпературный, доходивший лишь до фации зеленых сланцев, был связан с этапом погружения. Поздний — относится к завершению раннепротерозойского цикла и связан с формированием купольных структур и большим притоком тепла на контакте удоканских пород с породами активизированного основания. В результате формируются сложноскладчатые зонально метаморфизованные толщи по краю удоканского чашеобразного прогиба. Режим метаморфизма высокоградиентный ($T = 500-550^{\circ}\text{C}$, $P \sim 2,5$ (2,0—3,0) кбар), для высокотемпературной зоны геотермический градиент составляет 65—70 град/км.

К возрастным аналогам Удокана относятся толщи Нижне-Ханинской грабен-синклинали. Комплекс метаморфизованных осадочных толщ, выполняющих Нижне-Ханинский грабен, по общему характеру разреза и петрохимии слагающих пород близок нижней части разреза удоканской серии — кодарской подсерии. Однако режим метаморфизма в протерозойской толще Нижне-Ханинского грабена более низкоградиентный, чем в Удокане: температура не достигает 500°C ($\sim 400-450^{\circ}$) при давлении ~ 4 кбар. Наиболее высокие температуры отмечаются на основании минеральных парагенезисов в краях грабен-синклинали [Березкин и др., 1983].

Ряд исследователей (С. А. Бушмин, А. Л. Харитонов, А. В. Сочава) вслед за С. П. Кориковским и В. С. Федоровским [1971] высказывают предположение о непрерывности разреза олондинской и удоканской серий и принадлежности их к одному тектонометаморфическому циклу. Если эти представления отражают их реальное соотношение и если предварительные цифры архейского возраста олондинской серии подтвердятся дополнительными исследованиями, то придется пересмотреть мнения о раннепротерозойском возрасте удоканской серии.

Наиболее молодой из супракрустальных комплексов в Олекминской зоне является угуйская серия Олдонгсинского и Угуйского грабенов, уверенно относимая к нижней протерозою, представленная сравнительно маломощной толщей кварцевых песчаников и аркозов существенно калиевой специализации.

Угуйская серия Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклиналей характеризуется относительно пологим залеганием, слабой дислоцированностью, малыми мощностями свит, присутствием наряду с аркозовыми ассоциациями кварцевых песчаников и относительно глиноземистых метапелитов калиевой специализации (чародаканская свита). Эти особенности отличают угуйскую серию от удоканской и позволяют считать тектонический режим формирования первой из них близким платформенному.

По отдельным литолого-формационным признакам угуйская серия должна быть помещена выше удоканской. С этим согласуется и более слабый метаморфизм угуйской серии — биотитовая субфация фации зеленых сланцев (с единичным гранатом и хлоритоидом).

Общая эволюция термодинамических условий в позднеархейское — раннепротерозойское время (рис. 9) состоит прежде всего в общем понижении степени метаморфизма и в увеличении степени дифференциации режимов метаморфизма со временем, особенно заметное при переходе от архея к протерозою. Хотя в позднем архее уже отмечается некоторая дифференциация режимов метаморфизма в пространстве, степень разнород-

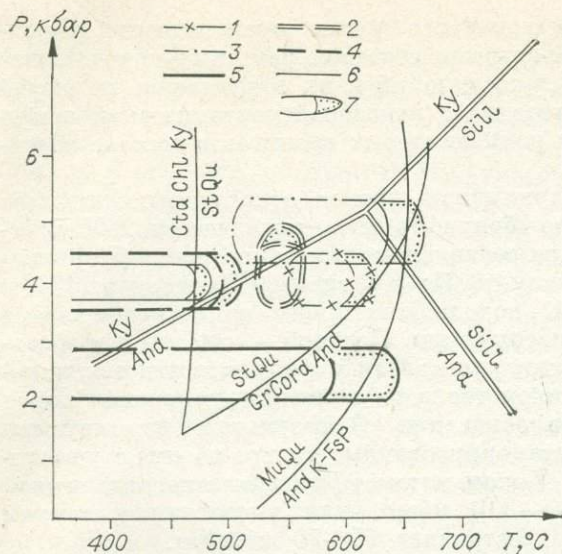


Рис. 9. Петрогенетическая диаграмма для средней и нижней по давлению части поля устойчивости ставролита с полями термодинамических режимов для определенных структур Олекминской зоны.

1 — Олондинский трог; 2 — Итчилякский трог; 3 — Сырьльерский грабен; 4 — Тасмиляинский клин; 5 — Кодаро-Удоканский прогиб; 6 — Нижне-Ханинская и Олдонгинская грабен-синклинали; 7 — сплошной контур соответствует широко распространенному режиму; контур с точечным крапом — редко встречающийся более высокотемпературные парагенезисы.

повышенных тепловых потоков в узких зонах (контактов с породами фундамента) приводят к формированию зональных комплексов. Наряду с такими режимами в других грабен-синклиналиях того же раннепротерозойского возраста проявляется низкотемпературный метаморфизм относительно более высоких давлений. Понижение градиентности режимов регионального метаморфизма как в позднем архее, так и в раннем протерозое происходит с запада на восток по направлению к р. Олекме, где увеличивается количество разломов (вдоль субмеридионального течения Олекмы). Другой важный вывод из обзора регионального метаморфизма состоит в том, что на всех этапах развития Олекминской подвижной области, начиная с раннего архея (имеются в виду олекминский и курультинский циклы развития) и кончая ранним протерозоем, режимы регионального метаморфизма были в общем достаточно высокоградиентными; проявления низкоградиентного метаморфизма (комплексы с метаморфизмом высокого давления) отсутствуют.

Анализ условий формирования рассмотренных комплексов (вещественного состава, структур, метаморфизма) позволяет сделать вывод об эволюции тектонического режима в постолекминское время. В позднем архее ранняя стадия развития Олекминской зоны характеризовалась формированием структур трогового типа и тектонической обстановкой, типичной для гранит-зеленокаменных областей. Исследование зеленокаменного пояса Олондо дает основание утверждать, что в это время сиалическая земная кора была относительно тонкой, геотермический градиент был высоким, с чем и были связаны специфический и активный вулканизм и последующий гранитный магматизм. Поздняя стадия развития в позднем архее отличалась тектонической неустойчивостью: в небольших обособленных бассейнах отлагались разнородные по составу толщи, режим метаморфизма которых также несколько менялся по латерали. Только в самом конце архея или в протерозое во время отложения удоканской серии происходит постепенная стабилизация тектонического режима. Внедрение мощных интрузий калиевых гранитов в Олекминской зоне завершило формирование континентальной коры, на которой отлагались уже типично платформенные толщи угуйской серии раннего протерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметов Р. Н., Березкин В. И. Находка кванцита в метапелитах субганского комплекса бассейна р. Олекмы. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: изд. Ин-та геологии ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 189—197.

- Ахметов Р. Н., Кудрявцев В. А. Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита.— Бюл. МОИП, 1981, т. 56, вып. 1, с. 104—120.
- Березкин В. И., Богомолова Л. М., Смелов А. П., Тимофеев В. Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны.— В кн.: Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 34—48.
- Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 39—59.
- Грабкин О. В., Обысканов А. К., Сизых А. И., Фомин Д. В. Этапы тектонометаморфического развития докембрийских комплексов Олекминской зоны Алданского щита.— В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1981, с. 32—37.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С. О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии и станового комплекса.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1964, т. 156, № 2, с. 318—321.
- Кориковский С. П., Федоровский В. М. Геологическое соотношение пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита).— Сов. геология, 1971, № 10, с. 120—124.
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Темулякит-Тунгурчинской складчатой зоны Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 49—60.
- Кудрявцев В. А., Харитонов А. Л. Структурные соотношения среднедокембрийских комплексов на востоке Удоканского хребта.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5, с. 1195—1198.
- Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнусевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита.— М.: Наука, 1971.— 237 с.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука, 1976.— 112 с.
- Сочава А. В. Терригенные формации удоканской серии раннего докембрия Восточной Сибири.— В кн.: Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Л.: Наука, 1983, с. 88—121.
- Травин Л. В. Метаморфизм пород удоканской серии нижнего протерозоя.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита: изд. Забайкал. комплексного н.-и. ин-та, 1967, с. 12—15.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Удокан и Кодар.— М.: Наука, 1972.— 130 с.

Е. М. АКСЕНОВ, Р. Ф. ВАФИН, Р. А. ХАЙДАРОВ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ТРОГОВЫХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПАТОМО-АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

На территории Патомо-Алдано-Станового щита, преимущественно на его западной, в меньшей мере южной и восточной окраинах, широко представлены осадочно-вулканогенные толщи киватинского [Борукаев и др. 1970] или верхнеархейского хронотектонического уровня. Они обнажаются на земной поверхности в виде серий относительно узких, но протяженных грабеновых структур — трогов, благодаря чему известны в литературе под названием «тропо́вого комплекса» [Лейтес, Федоровский, 1972].

К «тропо́вому» на исследуемой территории относятся образования субганского структурно-вещественного комплекса [Кицул и др., 1979], в состав которого входят породы борсалинской, субганской, олондинской, тунгурчинской, тасмиэлинской серий, а также амедичинского, унгринского и чульманского комплексов.

К настоящему времени проведены достаточно подробные литолого-петрографические [Березкин, 1977; Реутов, 1981], структурные [Кудрявцев, Нужнов, 1981] исследования отдельных трогов, сделаны стратиграфические построения по корреляции разрезов [Петров, 1976], выводы о геотектоническом характере развития [Мокшанцев, 1970; Лейтес, Федоровский, 1972; Грачев, Федоровский, 1980; и др.]. Однако крайняя фациальная изменчивость, относительно небольшая площадь выхода на поверхность пород «тропо́вого комплекса» и изолированность в пространстве

вмещающих структур, тектонические контакты рассматриваемых толщ с породами рамы затрудняют решение вопросов о стратиграфическом положении и возрасте как отдельных толщ, так и всего комплекса, о геотектонических режимах их формирования.

Исследование полей развития трогового комплекса на космических снимках путем линеamentного анализа показало, что почти все известные трогии в западной части Патомо-Алдано-Станового щита приурочены к региональным поясам повышенной трещиноватости, расположенным между Чарской и Алданской глыбами гранулитометаморфического фундамента, и объединяются в Субганскую или Субгано-Удоканскую троговую систему. В составе Субганской троговой системы выделяются, по В. А. Кудрявцеву, четыре троговые зоны, отвечающие локальным зонам трещиноватости (с запада на восток): Чаро-Токкинская, Токко-Ханинская, Темулякит-Тунгурчинская и Олекмо-Амгинская. Чаро-Токкинская зона в отличие от остальных зон не располагается между жесткими древними блоками, а наложена как внутрисводовое осложнение на осевую часть Чарской глыбы. Линейный, субмеридиональный характер зон подчеркивается цепочечным расположением отдельных трогов.

Рассматривая структурно-формационный анализ как основу перспективной минерагенической оценки регионов, авторы проанализировали парагенетические ассоциации субганского комплекса трех троговых зон: Токко-Ханинской, Темулякит-Тунгурчинской и Олекмо-Амгинской.

В строении Токко-Ханинской троговой зоны участвуют троговые структуры трех типов, характеризующиеся близкими вещественными ассоциациями и последовательно сменяющие друг друга (с севера на юг) по простиранию этой зоны. Первый тип, представленный Ималыкским, Верхне-Токкинским и Алакитским трогам, охватывает следующий вертикальный ряд формаций (сверху вниз): 1) биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов, 2) силлиманитсодержащих биотитовых гнейсов и 3) сланцев и железистых кварцитов. Главные компоненты нижней формации — биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты с кварцитами в основании (общая мощность 700—800 м). В составе средней формации доминируют биотитовые гнейсы и силлиманитовые сланцы с небольшим количеством железистых кварцитов и амфиболитов (мощность 500—1000 м). Верхняя формация представлена переслаиванием двуслюдяных сланцев и железистых кварцитов (мощность 460—580 м). Особенности этого типа структур: резкое увеличение с севера на юг мощностей двух верхних формаций как внутри отдельных трогов, так и при переходе из одной структуры в другую; замещение к югу существенно биотитовых гнейсов (Ималыкский трог) биотит-амфиболовыми и даже амфиболовыми (Алакитский и Верхне-Токкинский трог); преимущественно базальтоидный характер вулканизма (по данным А. Ф. Петрова); метаморфизм амфиболитовой, в меньшей мере зеленосланцевой фаций.

Второй тип представлен Олондинским и Итчилякским трогам, в едином сводном разрезе которых можно выделить следующие формации (снизу вверх): 1) биотит-амфиболовых, двуслюдяных сланцев и амфиболитов (мощность до 2500 м), в которых наибольшее распространение имеют амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты и кварциты (в основании); 2) высокоглиноземистых и двуслюдяных сланцев (мощностью до 970 м), состоящие главным образом из двуслюдяных и дистен-ставролит-слюдяных сланцев.

Главные особенности этого типа: широкое развитие метавулканитов, в том числе андезитов; зональный характер метаморфизма с преобладанием зеленосланцевой фации; отсутствие в разрезе железистых кварцитов и, что особенно важно, повышенная щелочность в метавулканитах формации биотит-амфиболовых, двуслюдяных сланцев и амфиболитов. В гипербазах Олондинского трога отмечается повышенное содержание щелочей и окиси титана.

Представителем третьего типа структур является Тарагай-Ханский трог, который в отличие от предыдущих характеризуется наиболее полным рядом формаций (снизу вверх): 1) биотитовых гнейсов и ортоамфиболитов, состоит преимущественно из биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов, с линзами железистых кварцитов в основании и имеет мощность до 800 м (относится А. Ф. Петровым и В. А. Кудрявцевым к борсалинской серии); 2) высокоглиноземистых гнейсов (выделена в объеме тунгурчинской серии), представлена переслаиванием гранат-силлиманит-биотитовых, кордиерит-гранатовых, гранат-биотитовых и двуслюдяных сланцев с подчиненным количеством ортоамфиболитов (мощность 1000—1100 м); 3) железистых кварцитов, состоит из железисто-кремнистых сланцев и кварцитов (мощность 200—300 м); 4) молассовая метатерригенная, несогласно залегает на предыдущих толщах и состоит главным образом из метаморфизованных песчаников, кварцитов и конгломератов (мощность до 1300 м).

Анализ вещественного состава и структурных особенностей трогов Токко-Ханинской зоны позволяет выделить следующий сводный вертикальный ряд формаций зоны (снизу вверх): 1) биотитовых гнейсов и ортоамфиболитов; 2) двуслюдяных сланцев и высокоглиноземистых пород; 3) железистых кварцитов и 4) метатерригенная молассовая, залегающая на нижележащих со значительным перерывом и несогласием.

Темулякит-Тунгурчинская троговая зона, так же как предыдущая, состоит из трех типов троговых структур. Первый тип представлен Тяньским трогом, в котором выделяются следующие формации (снизу вверх): 1) биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и ортоамфиболитов (выделена в объеме темулякитской свиты борсалинской серии), характеризуется толщей биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с подчиненными прослоями гранат-амфиболовых и биотит-гранат-амфиболовых гнейсов и линзами ортоамфиболитов (мощность 1000—1100 метров); 2) биотитовых, двуслюдяных и глиноземистых гнейсов (мощность 800 м) и 3) лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых сланцев (мощность до 1000 м).

Второй тип троговых структур характеризует Тасмиэлинский трог, в пределах которого наблюдается следующий набор формаций (снизу вверх): 1) черных двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов (мощность до 1300 м), в составе которой главную роль играют высокоуглеродистые, двуслюдяные и высокоглиноземистые сланцы и кварциты; 2) метатерригенная молассовая, сложенная мощной (до 2050 м) толщей переслаивания метаморфизованных конгломератов, песчаников и кварцитов.

Третий тип троговых структур Темулякит-Тунгурчинской зоны объединяет Сырылырский и Тунгурчинский трог, разрезы которых сложены тремя существенными ассоциациями, выделенными в виде следующих формаций (снизу вверх): 1) биотитовых, амфиболовых гнейсов с ортоамфиболитами, состоит из биотит-кварцевых и биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов с линзами ортоамфиболитов (мощность 200 м); 2) двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев, представлена переслаиванием двуслюдяных, гранат-ставролит-дистен-двуслюдяных сланцев и кварцитов (мощность до 400 м); 3) мраморная, содержит редкие прослои биотит-мусковитовых сланцев (мощность до 200 м).

Обобщенный разрез Темулякит-Тунгурчинской зоны позволяет выделить в ней следующий сводный ряд формаций (снизу вверх): 1) биотитовых гнейсов и ортоамфиболитов, в ней с севера на юг в сланцах и гнейсах отмечается значительное увеличение содержания амфибола; 2) двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев, для которой также с севера на юг характерно увеличение объема высокоглиноземистых пород; 3) мраморная, латеральным аналогом которой в Тяньском трогое является формация лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых гнейсов; 4) высокоуглеродистых двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов; 5) метатерригенная молассовая.

В Олекмо-Амгинской троговой зоне выделены два типа трогов. Представителем первого типа структур является Борсалинский трог, в котором разрез вмещаемых толщ сложен следующими формациями (снизу вверх): 1) биотит-амфиболовых, амфиболовых гнейсов и ортоамфиболитов, состоит преимущественно из биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов (мощность 630 м); 2) биотитовых и силлиманит-двуслюдяных гнейсов, в составе которой отмечены редкие прослои кварцитов (мощность 650 м); 3) железистых кварцитов (мощность — первые десятки метров).

Второй тип троговых структур включает Субганский и Ярогинский трогов, в обобщенном разрезе которых можно выделить следующие формации (снизу вверх): 1) биотит-амфиболовых гнейсов и ортоамфиболитов, сложена толщей переслаивания биотит-амфиболовых гнейсов и ортоамфиболитов по трахиандезито-базальтам (по А. Ф. Петрову) (мощность 800—1000 м); 2) высокоглиноземистых и двуслюдяных сланцев, представлена андалузит-двуслюдяными, ставролит-андалузит-двуслюдяными и двуслюдяными сланцами с редкими прослоями кварцитов (мощность до 400 м); 3) двуслюдяных сланцев кварцитов и мраморов, сложена преимущественно двуслюдяными сланцами с несколько меньшим количеством кварцитов и мраморов (мощность 900 м); 4) черных двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов, содержит графитоносные пласты и прослои псаммитов (мощность 400 м).

Таким образом, в пределах Олекмо-Амгинской троговой зоны можно выделить следующий сводный вертикальный ряд формаций (снизу вверх): 1) биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и ортоамфиболитов; в составе последних с севера на юг отмечается повышение в содержании щелочей; 2) высокоглиноземистых и двуслюдяных сланцев, для нее характерно замещение с севера на юг силлиманита на андалузит и ставролит; 3) железистых кварцитов, латеральным аналогом которой в Субганском и Ярогинском трогов является формация двуслюдяных сланцев, кварцитов и мраморов; 4) высокоуглеродистых двуслюдяных, высокоглиноземистых сланцев и кварцитов.

Обобщая изложенное по формационным рядам трогов и зон, можно отметить, что, с одной стороны, в строении отдельных зон и трогов наблюдается своя специфичность, выраженная в различии объема и типа метавулканитов, в вариации мощностей и выпадении из разреза отдельных формаций, а также в их латеральной замещаемости, с другой стороны, существует общий вертикальный формационный ряд для субганского комплекса рассматриваемого региона. Этот ряд составляют следующие формации (снизу вверх): 1) биотитовых гнейсов и ортоамфиболитов, характеризуется выдержанным составом вещественных ассоциаций по всей системе трогов, но с некоторыми вариациями в составе вулканитов и содержании щелочей; 2) двуслюдяных сланцев и высокоглиноземистых пород, в составе которой в пределах отдельных зон и трогов значительно увеличивается содержание высокоглиноземистых пород в направлении с севера на юг и замещается силлиманитовая составляющая на андалузит и ставролит; 3) железистых кварцитов и сланцево-мраморная — латеральные аналоги, которые характеризуются значительными вариациями вещественного состава и изменчивостью мощностей; 4) высокоуглеродистых двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев и кварцитов (флишидная) и 5) метатерригенная молассовая.

Анализ вертикальных и латеральных формационных рядов «тропового комплекса» западной части Патомо-Алдано-Станового щита выявил некоторые общие закономерности в строении Субганской системы трогов: 1) глубина эрозионного среза троговых структур в целом увеличивается с юга на север, и самая верхняя, молассовая, формация, несогласно залегающая на нижележащих толщах, сохранилась только в южной части системы; 2) при удалении от древних раннеархейских сиалических глыб намечается последовательная смена троговых зон, отличающихся щелочной специализацией основных вулканитов, развитием гипербазитов и фор-

мации железистых кварцитов, зоной, для которой характерны сланцевые и мраморно-сланцевые формации (Темулякит-Тунгурчинская зона); 3) в направлении с севера на юг происходит изменение термодинамических условий метаморфизма, что отражается в замещении силлиманита андалузитом, ставролитом и дистеном.

Линейная наложенная форма рассмотренных трогов, пространственная разобщенность их зон, присутствие в основании формационных рядов линз и пластов кварцитов, резкая фациальная изменчивость осадочно-вулканогенных образований и относительно повышенное содержание калиевых щелочей в составе осадочных и магматических формаций трогов позволяют считать, что они были заложены на коре континентального типа, и отнести их к палеорифтам. Но общая направленность формационного ряда от преобладания основных вулканитов с гипербазитами и коматитами в нижней части, через формацию железистых кварцитов (или карбонатную), черносланцевую (флишевую) формацию до моласс указывает на вероятность значительного раскрытия континентальной коры вплоть до установления в их пределах режима геосинклинальных прогибов.

О вероятном геосинклинальном развитии троговых зон (или части их) свидетельствуют и установленные в отдельных трогах (Олондинском, Итчилякском) вулканиты андезитового состава, которые по петрохимическим параметрам аналогичны, подобно Хаутаварской структуре на Балтийском щите, островодужным комплексам. Таким образом, динамика и характер развития трогов киватинского хроноTECTONического уровня были сложными и гетерогенными — от заложения и развития проторифтов, в том числе с полным разрывом земной коры в стадию деструкции, последующим формированием вулканических поясов, близких островодужным, и до стадии инверсии, когда формировались флишевые и молассовые образования. Вполне вероятно, что не все зоны прошли все стадии подобной эволюции, более того, различия в формационных рядах зон указывают на латеральную неоднородность геотектонических режимов их развития.

Минерагенические особенности трогового комплекса:

1. Наличие гипербазитов, в том числе дунит-гарцбургитов, и благоприятных критериев их асбестоносности позволяют выделить в качестве перспективных на хризотил-асбест Олондинский, Итчилякский и Верхне-Токкинский трогои.

2. К габбро-пироксенитовой магматической формации и габбро-амфиболитам, парагенетически связанным с формацией биотитовых гнейсов и ортоамфиболитов, приурочены два различных типа апатитопроявления. Первый тип — с габбро-пироксенитами (Укдусское месторождение апатита Тарагай-Хаинского трога), судя по морфологии рудных тел и наличию нескольких генераций апатита в руде, по своей природе полигенетичен. Второй тип апатитопроявления (с габбро-амфиболитами) установлен в Олондинском и Итчилякском трогах, характеризующихся повышенным содержанием щелочей. В качестве перспективных на апатит второго типа по аналогии с Олондинским можно выделить Ярогинский и Субганский трогои.

3. Формация двуслюдяных сланцев и высокоглиноземистых пород перспективна на высокоглиноземистое сырье.

4. Метакарбонатные формации перспективны на апокарбонатное сырье — маложелезистые тальк и асбест. Требуют оценки залежи тремолит-асбеста в карбонатных формациях Тунгурчинского трога.

5. Некоторые промышленные типы графитовых месторождений генетически связаны с формацией высокоуглеродистых двуслюдяных и высокоглиноземистых сланцев, и в связи с этим к перспективным на графит можно отнести Тасмиэлинский и Ярогинский трогои.

- Березкин В. И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. — Новосибирск: Наука, 1977. — 120 с.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Шарфенов Л. М. Общие принципы составления «Карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000». — Геол. и геофиз., 1970, № 8, с. 3—11.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Кицул В. И., Петров А. Ф., Зеденизов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 16—31.
- Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Верхнеархейские структуры Алданского щита. — Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 28—38.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). — Геотектоника, 1972, № 2, с. 46—60.
- Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 27—40.
- Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. — Новосибирск: Наука, 1976. — 122 с.
- Реутов Л. М. Докембрий Центрального Алдана. — Новосибирск: Наука, 1981. — 184 с.

И. А. КАЛУГИН, А. С. ЛАПУХОВ, Г. А. ТРЕТЬЯКОВ

МЕТАМОРФИЗМ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ В ЧАРО-ТОККИНСКОЙ ТРОГОВОЙ СТРУКТУРЕ

В западной части Алданского щита по геологосъемочным данным выделяются структуры типа троговых или зеленокаменных прогибов [Моралев и др., 1982]*. К одной из них — Чаро-Токкинской — приурочены промышленные месторождения железистых кварцитов Ималькской группы, залегающие в породах темулякитской свиты борсалинской серии верхнего архея.

Протяженность Чаро-Токкинской троговой структуры составляет около 50 км при ширине 8—10 км. От окружающих пород олекминской серии отложения этого трога отличаются резкой неоднородностью разреза и контрастным набором пород, отчетливо выделяющимся резкоградиентными зонами в магнитном поле. Продуктивные разрезы сложены гнейсами, гранитоидами, амфиболитами, кристаллическими сланцами (метапелитами) и железистыми кварцитами. Характерно присутствие метаультрабазитов и отсутствие карбонатных пород.

Рудоносная толща слагает несколько вытянутых нечетко картируемых субмеридиональных полос среди гранитоидов, характеризуется скатой линейной складчатостью с крутыми углами падения. В рудном районе представлены три крупных месторождения (Тарынахское, Горкитское и Ималькское) и ряд рудопроявлений и рудных аномалий. По существу, это один или несколько сложно дислоцированных первичных хомогенно-осадочных железорудных горизонтов. Метаморфизм пород и руд Чаро-Токкинских месторождений проявился трижды: на этапах складчатости, гранитизации и позднего приразломного диафтореза. Существенного перераспределения рудного вещества в первично-пластовых телах при этом не происходило, как и на других месторождениях железистых кварцитов мира. Вместе с тем минеральный состав, текстура и структура руд, определяющие их технологические свойства, полностью контролировались метаморфизмом.

* Моралев В. Н., Глуховский М. З., Коген В. С. Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79—96.

Рис. 1. Зоны метаморфизма железорудных горизонтов Чаро-Токкинского района.

1 — рудоносная борсалинская серия; 2 — олекминская серия; 3 — граниты и мигматит-граниты; 4 — мезозойские щелочные магматические породы; 5—7 — железорудные горизонты в различных зонах метаморфизма (вне масштаба): 5 — эпидот-амфиболитовой, 6 — щелочно-известкового метасоматоза, 7 — амфиболитовой; 8 — месторождения и рудопроявления (1 — Тарнахское, 2 — Снежное, 3 — Имальгское, 4 — Горкитское, 5 — Михайловское, 6 — Кудуминское, 7 — Эксачинское); 9 — граница мигматит-гранитов по геофизическим данным.

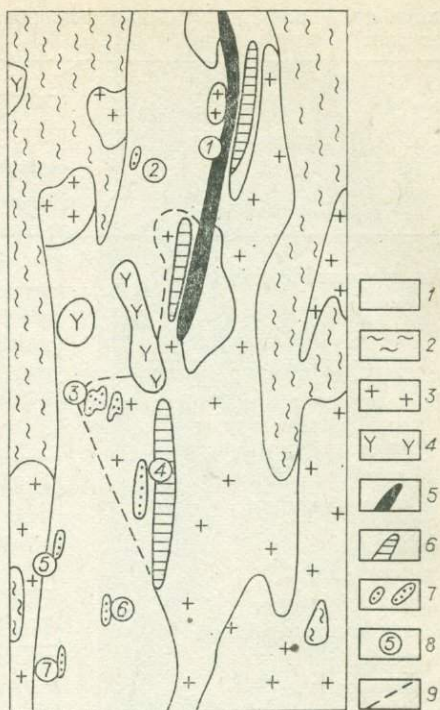


Рис. 2. Железистый кварцит кварц-кумшунгтонит-магнетитовый. Штуф (натур. вел.).

Схема последовательности минералообразования в метаморфических рудах Чаро-Ток-кинских месторождений

Минералы руд	Этапы метаморфизма			
	прогрессивный		регрессивный	
	эпидот-амфиболитовой фации	амфиболитовой фации, гранитизация	послегранитизационный метасоматоз	диафторез
Кварц гранобластовый жильный мигматитов катаклазитов-милонитов				
Магнетит гранобластовый однородный (1) и со структурами распада твердого раствора (2) идиобластовый раздробленный	1	2		
Гематит				
Куммингтонит				
Гранат				
Бiotит коричневый				
Гиперстен				
Клиношпроксен				
Роговая обманка				
Щелочной амфибол				
Бiotит зеленый				
Эпидот				
Актинолит				
Альбит				
Микроклин				
Хлорит				
Карбонат				
Тальк				
Сульфиды				
Преобразования химического состава руд	Отсутствуют		Привнос CaO, Na ₂ O, K ₂ O, Al ₂ O ₃ , вынос SiO ₂	Привнос CO ₂ , S, MgO, Fe ₂ O ₃ , вынос SiO ₂

В западной части района (рис. 1) породы и руды метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации при температурах 630—730°C (по данным геотермометров и гомогенизации включений). Минимальные давления, судя по температурам частичной гомогенизации трехфазных включений, составляли не менее 4,1 кбар. Парагенезисы метапелитов здесь не содержат ставролит и мусковит, руды по составу кварц-куммингтонит-магнетитовые и гиперстен-кварц-магнетитовые, нередко с роговой обманкой. Магнетит в них содержит включения ильменита и шпинели — продукты распада твердого раствора. Руды средне- и крупнозернистые, полосчатые и гнейсовидные. Гранитизация, широко проявленная в амфиболитовой зоне, была синхронной с метаморфизмом, причем в рудах в связи с гранит-мигматитами образовалась роговая обманка. Частично рудный материал растворялся, что обусловило проявление в гранитах заметной примеси магнетита, обнаруживаемой капнометром. Формы рудных тел линзовидные. Гранитизированные руды с роговой обманкой и биотитом пространственно не обособляются.

Рис. 3. Руда роговообманково-кварц-магнетитовая (черное) с линзами гранит-мигматита (светлое). Штуф (1/2 натур. вел.).



Зона эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма занимает небольшую площадь в виде полосы шириной 2—3 км в северной части района. В нескольких местах к ней примыкают гранит-мигматиты, а с запада находится зона амфиболитовой фации. Железистые кварциты здесь преимущественно кварц-куммингтонит-магнетитовые, реже с альмандином и биотитом. Текстуры полосчатые и сланцеватые (рис. 2), структуры ориентированные синтетектонические мелкосреднезернистые. Магнетит в отличие от амфиболитовой зоны однородный, без титанистой примеси. Температуры метаморфизма по экспериментальным равновесиям и по данным гомогенизации включений составляют 630—680°, а давления—3,6—5 кбар. Газовый состав флюида по включениям в кварце (хроматографические определения) — углекисло-водный. Рудные тела имеют пластовую форму и в отличие от амфиболитовой зоны выдержаны по простиранию и падению. Выклинка происходит в направлениях совместного уменьшения мощности рудного горизонта, суммарной мощности руд и снижения содержания железа, что, очевидно, связано с истощением железистых фаций. Косвенным признаком является увеличение мощности амфиболитовых прослоев в рудном горизонте.

Зоны постгранитизационного щелочно-известкового метасоматоза выделяются нами в связи с формированием в них руд особого типа, отличающихся по составу и морфологии от регионально метаморфизованных. В Чаро-Токкинском районе это (биотит) роговообманково-магнетитовые кварциты, вкрапленные в неяснополосчатые, с многочисленными прослоями и линзами гранит-мигматитов (рис. 3). Расположены они в поле эпидот-амфиболитовой фации и достаточно четко отличаются от окружающих регионально метаморфизованных пород и руд. Ими сложена крупная восточная залежь Горкитского месторождения, которая при длине около 15 км полностью залегает внутри гранит-мигматитов. На Тарынахском месторождении залежи 1 и 3 наполовину состоят из руд роговообманкового типа, чередующихся в разрезах с реликтовыми куммингтонитовыми и поздними диафторическими. Залежи расположены в контактовых зонах тел гранитов. В свою очередь, в участках залежи 2 (рис. 4) эпидот-амфиболитовой зоны, примыкающих к гранитам, также обособляются тела роговообманковых руд. Таким образом, мощность зон контактового метасоматоза оценивается в сотни метров. Суммарные запасы данных руд в районе составляют ориентировочно 20—25% общей массы.

В рудах и чередующихся сланцевых породах широко распространены парагенезисы с зеленой и сине-зеленой роговой обманкой, реже с зеленым биотитом. В прослоях гранит-мигматитов в руде развиты микроклин, альбит, кварц. В участках, недосыщенных известью и относительно низкотемпературных, появляются щелочные амфиболы (Горкитское месторождение). В удалении от контакта с гранитами в сланцах образуются низко-

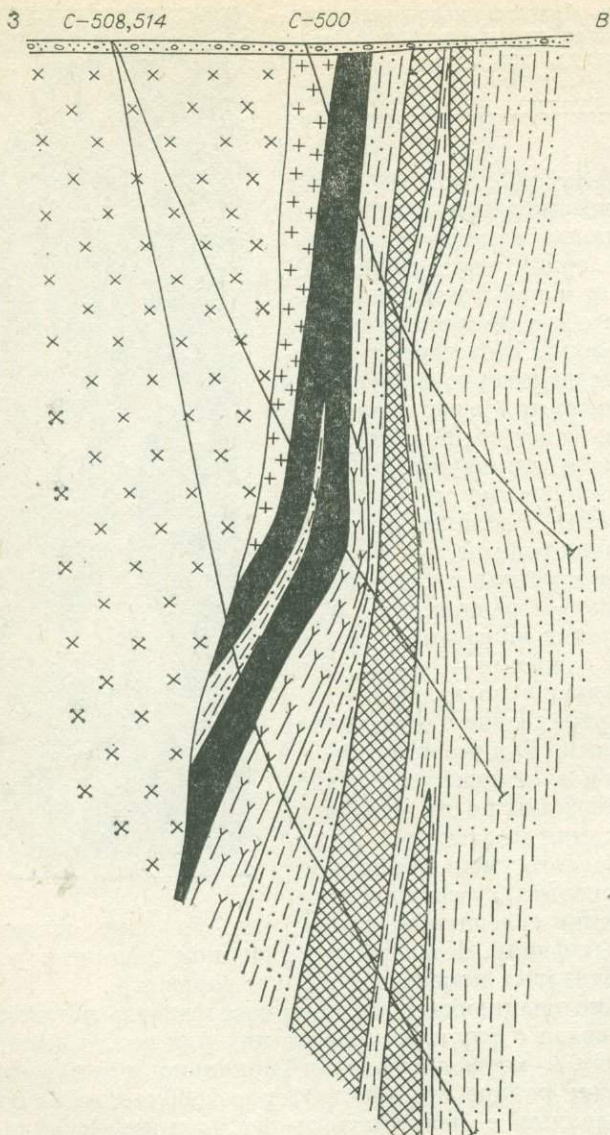


Рис. 4. Геологический разрез залежи 2 Тарыхаского месторождения (профиль 87).

1 — делювиальные отложения; 2 — сланцы биотит-кварц-плагиоклазовые; 3 — сланцы мусковитовые (с биотитом); 4 — амфиболиты; 5 — руда куммингтонит-кварц-магнетитовая; 6 — руда роговообманково-кварц-магнетитовая; 7 — граниты; 8 — сиениты.

температурные ассоциации с актинолитом, эпидотом, альбитом, мусковитом.

Упомянутые минералы контактовых зон метасоматически замещают, нередко с псевдоморфизмом и реликтами, первично-метаморфические куммингтонит, плагиоклаз, микроклин-пертит. Агрегаты роговой обманки (с биотитом) отчетливо проникают по трещинам в гранитный материал в межрудных прослоях. Магнетит образует новую идиоморфнозернистую генерацию. Весьма характерно отсутствие в рудах предпочтительной ориентировки вторичных железо-магнезиальных силикатов, свидетельствующее о посттектоническом характере их кристаллизации. Последовательность кристаллизации минералов в рудах показана на схеме. Температуры метасоматоза по результатам изучения включений оказываются почти на 100°C ниже фоновых для метаморфизма эпидот-амфиболитовой зоны и составляют $500-540^{\circ}\text{C}$. Намечен иной, существенно [водный

характер флюидной фазы на регрессивном этапе. По времени проявления на постгранитизационном посттектоническом этапе метасоматоз Чаро-Токкинской формации не отличается от послегранитного щелочного метасоматоза в метаморфических железоносных комплексах других докембрийских провинций — Балтийского щита, Кривого Рога и др.

В целом в зоне щелочно-известкового метасоматоза при незначительном поступлении извести железистые кварциты перекристаллизуются, частично изменяют состав и текстуру. Форма рудных тел не изменяется, часть железа магнетитового переходит в силикатную форму, но регенерации руд с появлением вторичных рудных тел не происходит. Выклинка залежей связана с усилением гранитизации на глубине.

Зоны приразломного диафтореза шириной до первых десятков метров приурочены к дизъюнктивным нарушениям. Они выражаются в появлении катаклазитов и милонитов, сопровождающихся низкотемпературными минералами: хлоритом, кварцем, карбонатом, тальком, пирофиллитом. Выделяются также зоны псевдоморфной хлоритизации руд (в залежи 1 Тарынахского месторождения) с сохранением текстурного рисунка и зернистости рудного минерала. Температуры диафтореза, по гомогенизации включений в кварце, равны 340—380°C.

Протяженность разломов, отчетливо дешифрируемых на космофотоснимках, составляет 4—6 км, падение сместителей вертикальное. Меридиональные трещины с простиранием 0—10° на Тарынахском месторождении расположены вдоль залежи 1. Северо-восточные трещины (азимут 30—55°) обнаружены в северной и южной частях залежи 2. В частности, на юге к этим разломам приурочены богатые руды профиля 82. С наиболее молодыми субширотными трещинами связаны интрузии сиенитов, брекчии, гидротермальное осветление пород, карбонатизация и сульфидизация.

Руды в зонах диафтореза катаклазированы и мартитизированы. При общем окислительном режиме и селективном дроблении кварца рудный минерал здесь сохранился, а кремнезем частично выносился, что способствовало образованию богатых руд метаморфогенно-остаточного типа.

М. Н. ДЭВИ, И. Г. РУТШТЕЙН

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ЗОНЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТРОГОВ

Один из важных результатов геолого-разведочных работ последнего десятилетия на западе Алданского щита состоит в оценке промышленных запасов новой раннедокембрийской Чаро-Олекминской железорудной провинции. Эти работы привели к новым выводам о геолого-структурной позиции и происхождении формации железистых кварцитов Кодаро-Удоканской зоны. Одновременно это сопровождалось ревизией гипотез о природе и генезисе крупных рудовмещающих структур, которые принято именовать трогами, зеленокаменными поясами или их высокометаморфизованными аналогами.

Согласно традиционным взглядам, до недавнего времени преобладавшим при изучении докембрия этого региона, полосчатые железистые кварциты являются продуктом метаморфизма железисто-кремнистых осадков. Считалось, что эти последние в ассоциации с метаэффузивами основного состава и глиноземистыми метаосадочными породами входят в состав борсалинской серии, которая слагает низы разреза мощного супракрустального субганского комплекса позднеархейского или раннепротерозойского

возраста. Породы борсалинской серии, метаморфизованные преимущественно в условиях амфиболитовой фации, слагают узкие полосы длиной в десятки километров среди гранито-гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, относимых к древнейшему фундаменту. Обычно предполагается, что эти полосы отвечают первичным трогам — аккумуляторам позднеархейских вулканитов и осадков либо — в другом варианте — фиксируют остатки некогда обширных складчатых зон. В обоих случаях анализируются только разновидности метаосадочной конценции происхождения железных руд.

Началом ревизии взглядов были работы Г. П. Шахова [1967, 1969] по магнетитовым рудам хр. Кодар. В 1974—1982 гг. объединение «Читагеология» охватило детальными геолого-съемочными, поисковыми и поисково-оценочными работами все главные площади развития железистых кварцитов в Кодаро-Удоканской зоне. К ним относятся Сулуматское, Северное и Южное Нижне-Сакуканское, Сакуканьское, Оленг-Туритакское, Калаканское, Катугинское, Калар-Сакуканское и Чукчудинское рудные поля. На Сулуматском (Чарском) месторождении проводится предварительная разведка. Во всех этих примерах гипотеза метаморфизма железисто-кремнистых осадков оказалась недостаточной.

В предлагаемой статье суммированы некоторые альтернативные данные, полученные забайкальскими геологами.

Региональная картина размещения рудоносных структур имеет примечательную особенность, которая объективно передана на всех новейших геологических картах и схемах, независимо от того, каких петрологических взглядов придерживаются их авторы. Это — преимущественная пространственная связь с ареалами калиевой гранитизации архейского тоналит-плагиогранит-гнейсового субстрата, включающего многочисленные, обычно мелкие, реликты в различной степени гранитизированных амфиболитов. Последние составляют до 5, а на отдельных участках до 10% объема разрезов. Амфиболиты, по-видимому, являются продуктами регионального метаморфизма метабазитов, а в некоторых случаях, возможно, образовались в результате диафореза гранулитов. Заметна тенденция расположения рудоносных зон по периферии ареалов гранитизации, в первом приближении согласно с гранито-гнейсовыми структурами.

Можно говорить о единых гнейсо-гранит-метабазитовых поясах как рудоносных структурах первого порядка, которые разделены выступами менее гранитизированного гнейсо-кристаллосланцевого фундамента. К этому рангу структур в Кодаро-Удоканской зоне относятся Чаро-Токкинский и Каларский гранит-метабазитовые пояса, за ее пределами — Ханинский, Олекмо-Амгинский и Темулякит-Тунгурский. Подобную картину иногда объясняют приуроченностью максимумов ультраметабазитового гранитообразования к проницаемым зонам, которыми служат троговые пояса. С нашей точки зрения, более предпочтителен вывод, что эта сопряженность имеет в своей основе единые генетические корни, выявляемые при более подробном изучении рудоносных структур.

Как показывает детализация, рудовмещающие структуры представляют собой долгоживущие разломы амфиболит-плагиогранит-гнейсового комплекса. Разломы выражены зонами полосчатых блостокатаклизитов и blastomylonitов, обычно крутопадающими, с линзами менее тектонизированных вмещающих пород внутри них. Те же разломы контролируют интрузивные тела дорудных метаультрабазитов, габбро-амфиболитов, послерудных нефелиновых сиенитов, диабазов, габбро-диабазов и пегматитов.

Следует отметить, что в хр. Кодар рудоносные зоны не содержат сколько-нибудь повышенного по сравнению с субстратом количества амфиболитов или других дорудных или синрудных метабазитов. В их пределах отмечаются лишь те же небольшие реликты гранитизированных амфиболитов, которые, как отмечалось выше, содержатся и среди полей плагиогранит-гнейсов. В рудоносных зонах их количество по сравнению с окружающей территорией бывает даже пониженным, а сами амфиболиты

кроме гранитизации изменены процессами динамометаморфизма и метасоматоза.

Крупные зоны тектонитов длиной более 100 км и мощностью от первых сотен метров до 1—1,5 км хорошо видны на высотных и космических снимках.

Линейные (в том числе дугообразные) бластотектонитовые зоны обычно ориентированы с несогласием по отношению к складкам второго и третьего порядка в плагиогранит-гнейсах и кристаллических сланцах. Особенно четко это видно на примере Катугин-Чукчудинской и Сулуматской зон. В то же время изоклинальные складки более высоких порядков оказываются параллельными сланцеватости тектонитов — результат наложения динамоориентированных новообразований в пределах разломных зон.

Основные рудные поля залегают в максимально деформированных частях тектонических зон, там, где они имеют большую мощность либо состоят из целой серии узких полос тектонитов. Примечательно, что такие интервалы расположены на противоположных флангах линейных рудосносных структур (например, Сулуматское — Тарынахское рудные поля, Калаканское — Калар-Сакуканское и Чукчудинское рудные поля).

Линзовидные и пластообразные, иногда ветвящиеся тела железистых кварцитов образуют системы кулис в центральных частях разломных зон. Залегание рудных тел, как правило, моноклинальное, чаще более или менее согласное, иногда четко несогласное по отношению к полосчатости и кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород. Ни в одном из достаточно изученных примеров не удалось установить по рудным телам замыканий симметричных крыльев, которые указывали бы на наличие первичных синклиналей. Напротив, морфология рудных тел, как и вмещающих пород в тектонизированных зонах, обычно соответствует пластинам без признаков общего синклинального строения. На Сулуматском месторождении, с его глубоко расчлененным рельефом, такие рудные тела прослеживаются до 1,5 км по вертикали, а по геофизическим данным, вероятно, достигают глубины 4 км. Вместе с тем в строении рудных зон изредка наблюдаются открытые синформные послерудные складки с крутыми шарнирами, но такие осложнения локальны.

Таким образом, уже чисто структурные признаки не позволяют отождествить Кодаро-Удоканские железорудные зоны ни с трогами, ни с реликтами складчатых систем. Вкратце напомним эти морфологические признаки: 1) аномально большое — до 100 раз — превышение длины над средней шириной зон, своеобразная «раздутость» их флангов; 2) часто слишком малая мощность зон, что не оставляет достаточно места для формирования какого-то своеобразного комплекса осадков; 3) чередование в поперечном сечении локальных зон дорудных бластотектонитов с линзами и пластинами менее деформированных вмещающих пород, постепенное сокращение интенсивности бластотектонизации в боковых породах; 4) кулисообразные моноклинальные серии рудных тел, причем некоторые из них по простиранию переходят из плагиогранит-гнейсов в тела метальтрабазитов или метабазитов; 5) отсутствие общего синклинального строения тектонизированных зон.

К этому надо добавить, что на некотором удалении от главных зон среди дорудных плагиогранит-гнейсов встречаются и весьма маломощные — порядка первых метров — «зонки» бластотектонитов с тонкими «слоями» железистых кварцитов. Разумеется, невозможно говорить о трогах, которые уместались бы целиком в небольшом коренном выходе.

Рудные залежи ассоциируют с линзовидными телами силикат-кварцевых, магнетит-силикат-кварцевых и существенно кварцевых метасоматитов. Силикатную часть в этих породах составляют минералы группы амфибола, гиперстен, моноклинный пироксен, алмадин, силлиманит, ставролит, биотит, мусковит и др. Широко варьирующие количественные соотношения минералов обуславливают различия петрографических ти-

пов метасоматитов. Метасоматиты отличаются невыдержанностью своего состава как по простиранию, так и вкрест простирания тектонических зон.

Железистые кварциты представляют собой разновидность метасоматитов, обогащенную магнетитом (12—30%). Обычно от 20 до 40, изредка до 70% их объема приходится на силикаты. На Сулуматском рудном поле это чаще всего куммингтонит и обыкновенная роговая обманка, присутствующие в переменных количественных соотношениях, причем часто оба амфибола встречаются в одном зерне без видимого неравновесия между ними. В южной части Сулуматского участка нередко присутствуют гранат и реликтовые гиперстен и моноклинный пироксен. Повсеместно наблюдаются наложенные биотит, эпидот, а в северной части участка и хлорит. На Сакуканском и Сакуканьирском рудных полях среди силикатов преобладают пироксены и гранат. Общее количество силикатов и двухвалентного железа больше, чем на Сулуматском участке. Иногда в приконтактных частях железистых кварцитов проявлена наложенная сульфидная минерализация (пирротин, пирит, реже арсенопирит, леллингит, марказит, пентландит, виоларит и др.). В центральных частях наиболее мощных залежей появляется гематит. Вещественный состав руд подробнее рассмотрен в ряде работ [Дэви, 1981; Ронина, 1981].

На Сакуканском, Сакуканьирском и, в меньшей степени, на Сулуматском участке железистые кварциты местами ассоциируют с эвлизитами и эвлизитоподобными породами, замещая их [Кривенко, 1979; Дэви, 1981]. Подобный процесс описан и для железистых кварцитов Урала [Ленных, Петров, 1978].

Следует подчеркнуть, что для железистых кварцитов и вмещающих их метасоматитов на различных участках характерны парагенезисы, отвечающие существенно разным условиям метаморфизма. Если на Сакуканском и Сакуканьирском участках парагенезисы соответствуют верхам амфиболитовой фации, а на юге Сулуматского участка — границе амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, то на северном фланге последнего — фации зеленых сланцев.

Поперечные сечения метасоматических ассоциаций, частично включая дорудные и послерудные бластотектониты, принимались раньше за стратиграфические разрезы верхнеархейской борсалинской серии или нижнеархейской давачанской свиты. Между тем полевые данные приводят к иным выводам.

1. В этих породах нет реликтов седиментационных текстур и структур (полосчатость не может, конечно, служить подобным аргументом). Что касается метабазитов и метаультрабазитов, то первично вулканогенное происхождение по крайней мере части их вероятно, но определенных доказательств этого нет (наблюдаемые иногда реликтовые призматически-зернистые микроструктуры могут относиться и к жильным фациям, а отдельные указания на признаки подушечных лавовых текстур в применении к породам амфиболитовой фации метаморфизма выглядят недо-стоверными).

2. В строении рудных залежей и сопровождающих их силикат-кварцевых пород обнаруживается симметричная зональность. В общем виде она выражена в увеличении роли железо-магнезиальных и глиноземистых силикатов, а также сульфидов по направлению от внутренних к крайним частям зон. В этом же направлении снижается количество гематита. Подобная зональность наблюдается и по отношению к телам существенно кварцевых метасоматитов (данные В. А. Кривенко). Прежние указания на наличие однонаправленной разнопорядковой ритмичной зональности ни в одном из примеров не подтвердились.

3. Для рудовмещающих силикат-кварцевых и кварцевых пород, как и для бластотектонитов, весьма характерна невыдержанность по простиранию, хотя в целом они вытянуты вдоль разломных зон. При этом наблюдается наложение одних и тех же тел силикат-кварцевых и магнетит-силикат-кварцевых метасоматитов как на существенно гранитоидный субстрат, так и на тела метагабброидов.

4. Имеются многочисленные свидетельства многостадийного формирования метасоматитов и тектонито-метасоматических зон в целом. В метасоматитах (железистых кварцитах) нередко наблюдаются реликтовые непереработанные блоки («ксенолиты») бластомилонитов состава лейкократовых плагиогранит-гнейсов, а иногда и бластомилонитизированных более ранних силикат-кварцевых метасоматитов. В этих случаях сами железистые кварциты не подверглись бластотектонизации, хотя в других участках можно наблюдать и более поздние бластотектониты, наложенные на все породы рудоносных зон. В ряду метасоматических преобразований обычно наиболее поздними являются магнетит-кварцевые и существенно кварцевые породы. В то же время имеются примеры (Сулуматское месторождение), когда гранат-кварцевые и слюдисто-силлиманит-кварцевые метасоматиты пересекают контакты и полосчатость железистых кварцитов, являясь, следовательно, послерудными образованиями.

Таким образом, строение железорудных толщ Кодаро-Удоканской зоны не имеет отношения к стратиграфии — оно характеризует условия формирования тектонито-метасоматических зон.

В этом процессе можно обособить три главных этапа: 1) дорудная бластотектонизация, 2) многостадийный железо-магнезиальный и кремнекислый метасоматоз, 3) послерудные бластотектонизация и диафторез.

Во времени и пространственно основные проявления собственно метасоматического этапа сопряжены с калиевой («куандинской») гранитизацией. Они могут рассматриваться как продукты кремнекислотного выщелачивания, приуроченные к узким тектонизированным зонам на периферии растущих гранито-гнейсовых структур. В зависимости от степени развития последних рудные зоны в той или иной степени подверглись завершающей гранитизации. В пределе среди поздних гранито-гнейсов сохраняются только разобщенные реликты рудоносных тектонито-метасоматических зон. Однако и в этом случае они сохраняют черты линейности.

В Каларском поясе имеются и еще более поздние («послекуандинские») тектонито-метасоматические зоны, иногда с убогой железисто-кварцевой минерализацией. Большая часть этих зон ранее принималась за трюги, заполненные так называемой сьюльбанской серией. Тектонито-метасоматические зоны и гранито-гнейсовые купола рассматриваются, таким образом, как комплементарные структурно-петрологические пары, все разнообразие которых представляет собой различные «временные срезы» единого процесса.

Собственно «троговая» история тектонито-метасоматических поясов рассмотренного типа начинается с момента накопления в некоторых из них вулканогенно-осадочных серий (тунгурчинской, тасмиэлинской и их аналогов). В этом случае тектонито-метасоматические зоны входят в состав фундамента собственно трюговых комплексов. Важно подчеркнуть, что типичные трюги с вулканогенно-осадочным заполнением расположены не беспорядочно: они главным образом составляют внешнюю зону по отношению к упомянутым выше главным гранито-гнейсовым — тектонито-метасоматическим парам.

Новые данные по Кодаро-Удоканской зоне указывают на необходимость специального исследования западно-алданских трюговых структур в целом для выяснения относительной роли тектоно-метасоматических и осадочно-вулканогенных процессов в их формировании.

ЛИТЕРАТУРА

- Дэви М. Н. Геология и генезис железистых кварцитов Чарской глыбы. — В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1981, с. 62—69.
- Кривенко В. А. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Чарской группы месторождений. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 94—95.
- Ленных В. И., Петров В. И. Элизиты, магнетит-гиперстеновые породы и магнетитовые кварциты Южного Урала. — В кн.: Петрология и железорудные месторож-

дения Тараташского комплекса. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1978, с. 119—136.

Ронина Е. Е. Породообразующие минералы железистых кварцитов Чарского месторождения.— В кн.: Геология и минералогия докембрия. Т. 278. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 84—96.

Шахов Г. П. Магнетитовые руды Чарской глыбы, их генезис и структурная позиция.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: изд. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1967, с. 52—54.

Шахов Г. П. Магнетитовые руды хребта Кодар, их вещественный состав, генезис и структурное положение.— Геология и разведка, 1969, № 6, с. 66—71.

М. П. МАЗУРОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКАРНОВОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Докембрийскую скарновую железорудную формацию Алданского щита составляют месторождения Леглиерского, Дес-Сиваглинского и Эмельджакского рудных районов. В единую группу они объединяются по общности геологической обстановки, близости вещественного состава и технологических свойств руд, по сходству строения рудных залежей и физико-химических условий рудообразования. Открытые и предварительно разведанные в 40—50-е годы текущего столетия, эти месторождения вновь привлекли к себе внимание в связи с предстоящим освоением территории, прилегающей к Байкало-Амурской магистрали. Главными задачами нового этапа являются оценка глубоких горизонтов и флангов известных месторождений с целью увеличения запасов, а также поиск новых крупных объектов. Если для решения первой задачи существенную помощь может оказать уточнение геологической позиции и условий формирования промышленных залежей на типовых месторождениях, то решение второй требует углубленных исследований по выяснению геодинамических условий формирования месторождений и роли отдельных факторов, оказывающих влияние на генерацию, локализацию и масштаб накопления рудных масс.

Рассматриваемая формация обладает целым рядом особенностей, отличающих ее от скарновых железорудных формаций фанерозойских складчатых областей (подвижных зон). Наиболее существенными из них являются высокая степень регионального метаморфизма (Алданские месторождения железа расположены среди толщ, метаморфизованных в условиях гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фаций, претерпевших гранитизацию и диафторез амфиболитовой фации), а также присутствие в рудных полях из неметаморфизованных интрузивных пород только реоморфических гранитов. Для скарновых железорудных формаций фанерозойских подвижных зон характерны тесная пространственная и хронологическая сопряженность с плутонами габбро-плагиогранитного, габбро-диорит-гранодиоритового, тоналит-адамеллитового и более сложного состава, локализация среди карбонатно-вулканогенных толщ, уровень регионального метаморфизма которых не превышает нижних ступеней фации зеленых сланцев. Следовательно, на основе простых аналогий, не привлекая данных по сложной и длительной, многоэтапной истории развития геологических событий, нельзя понять специфику формирования этих месторождений. Как отмечал еще Н. Г. Судовиков [1958], конечным результатом должно быть установление сопряженности всех процессов, формирующих месторождения, в их последовательном развитии во времени и пространстве. Несмотря на более чем четвертьвековой срок, отделяющий нас от этого высказывания, степень изученности Алданской скарновой железорудной формации продолжает оставаться недостаточной, что обусловлено не только большой трудностью исследования докембрий-

ских образований, но и существующей пока неоднородностью, изолированностью подходов к решению общей крупной проблемы. Обзор современных представлений о генезисе рассматриваемой формации, выполненной автором [Мазуров, 1983], показывает, что уровень современных знаний не позволяет пока восстановить все элементы структуры и условия развития ее рудообразующей системы. Достаточно обоснованно можно судить лишь о последовательности проявления процессов в зоне рудоотложения, увязывая их с отдельными этапами геологической истории региона.

По современным представлениям, определяющее значение для локализации и масштаба накопления рудного вещества в скарновых месторождениях железа имеют предрудные этапы, включающие периоды вулканогенно-осадочного литогенеза вмещающих толщ и последующих складчато-разрывных дислокаций, обуславливающих размещение сингенетичных микрорудных фаций, флюидопроводящих зон и структурных «ловушек». На первом этапе геологического изучения территории считалось, что все метасоматические железорудные и флогопитовые месторождения региона локализованы в федоровской свите иенгской серии архея, а в ней продуктивными на железо являются средняя подсвета и особенно ее леглиерский горизонт [Железные руды..., 1960; Перваго, 1966]. Затем якутскими геологами в процессе среднемасштабного картирования и тематических исследований проведено более детальное стратиграфическое расчленение, уточнены границы выделенных подразделений и проведены корреляции геологических разделов. Обстоятельный обзор этих работ содержится в трудах И. М. Фрумкина [1971, 1981] и других исследователей. В Дес-Леглиерском районе В. В. Курицын [1971] предложил выделить дес-леглиерскую серию, залегающую выше иенгской и отличающуюся от последней общим планом и характером пликативных структур, метаморфизмом, спецификой коседиментационного магматизма, степенью гранитизации, строением магнитного поля и металлогенией. Эта метаморфическая серия залегает на иенгских образованиях в виде сложно построенного наложенного субширотного грабен-синклиория, называемого И. М. Фрумкиным [1971] эвотинским. Выделение дес-леглиерской серии и особенно обособление ее свит в металлогеническом отношении от федоровской свиты разделяется не всеми геологами и продолжает обсуждаться. Не исключено, что эти отличия являются не изначальными, а возникли в последующие этапы развития. Как подчеркивает Р. Ф. Черкасов [1983], именно наличие широкой высокотемпературной метаморфической зональности (согласное залегание друг на друге и смена по латерали образований гранулитовой и амфиболитовой фаций) является главным диагностическим и корреляционным признаком алдана. В более поздних стратиграфических схемах [Фрумкин, 1981] федоровская свита, характерным признаком которой является наличие в составе больших масс карбонатных пород, помещена в джелтулинский комплекс и отделена тем самым от почти бескарбонатного иенгского комплекса.

В. И. Кицул [1971], проанализировав результаты геологического картирования и структурно-петрологических исследований, пришел к выводу, что на современном уровне эрозионного среза Алданского щита подавляющая часть метаморфических пород занята образованиями алданского гранулитового комплекса, гетерогенного в отношении как возраста, так и степени метаморфизма; вышележащие верхнеархейский унгринский метаморфический комплекс, соответствующий амфиболитовой фации, и нижнепротерозойский субганский, отвечающий эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации, имеют ограниченное развитие. На основании парагенетического анализа метаморфических пород он заключил, что каждому стратиграфическому подразделению докембрия Алданского щита соответствует определенная метаморфическая фация, а вскрываемая метаморфическая неоднородность гранулитового комплекса отражает, по-видимому, блоковое строение архейского кристаллического фундамента. Предполагается, что породы прогрессивной амфи-

болитовой фации испытывали метаморфизм на более высоком уровне и впоследствии были опущены в виде грабенов в связи с более поздними блоковыми движениями кристаллического фундамента. В. И. Кицул [1971] отмечает, что метасоматические железорудные и флогопитовые месторождения тяготеют к менее глубинным уровням эрозионного среза гранулитового комплекса, для которого характерны широкое развитие гранитов при слабом проявлении или отсутствии чарнокитов, а также более сложный куполовидный план. В дальнейшем В. И. Кицул, А. Ф. Петров, А. Н. Зедгенизов [1979] уточнили площади распространения и типизацию структурно-вещественных комплексов Алданского щита. Они выделили алданский, субганский мегакомплексы (докарельские) и аналог карельского мегакомплекса. Алданский мегакомплекс, слагающий нижний структурный этаж, расчленен на три структурно-вещественных комплекса: комплекс основания, иенгрский и желтулинский. Второй структурный этаж фундамента слагают образования субганского мегакомплекса, ограниченные в своем распространении структурами типа прогибов и линейных грабенов, группирующихся местами в протяженные линейные зоны. С малораспространенными алданскими аналогами карелид связываются завершающий интрузивный магматизм, проявление последних активных процессов и окончательная консолидация фундамента платформы, перешедшего затем в типично платформенный режим своего развития. В составленной этими авторами вместе с К. Б. Мокшанцевым и И. М. Фрумкиным корреляционной таблице раннедокембрийских комплексов и формаций Алданского щита интересующая нас карбонатно-сланцево-плаггиогнейсовая формация (Федоровская свита) в Центрально-Алданском районе отнесена к желтулинскому комплексу алданского мегакомплекса, а карбонатно-сланцево-плаггиогнейсовая формация Десовской и других площадей — к борсалинскому комплексу субганского мегакомплекса, хотя не исключается возможность (по мнению А. Ф. Петрова) принадлежности борсалинского комплекса к алданскому мегакомплексу. Алданскому мегакомплексу отвечает ареальный тип метаморфизма, а субганскому — зональный.

Н. В. Попов [1981], Н. Л. Добрецов, Н. В. Попов [1981], классифицируя метаморфические комплексы Алданского щита при составлении карты метаморфических формаций и корреляции этих формаций с распределением полезных ископаемых, в группе стратифицированных незональных формаций супракрустального мегакомплекса выделяют две формации, ассоциирующиеся со скарново-магнетитовыми месторождениями. Первая — это карбонатно-базитово-гранулитовая (диафорированная) гранулитового метаморфизма умеренных давлений (B_{1a}), к которой отнесены рудовещающие толщи Таежного и других месторождений Леглиерского железорудного района, а также флогопитовых и железорудных месторождений Эмельджаковского, Канкунского и других районов. Для нее характерна тесная ассоциация с телами реоморфических гранитов и гранито-гнейсов. Вторая формация — карбонатно-амфиболитово-железородная амфиболитового метаморфизма (B_2). В ассоциации с амфиболит-плаггиогнейсовой формацией она встречается только в Дес-Сиваглинском железорудном районе на продолжении унгринского «клина».

Таким образом, по данным различных исследователей и в пределах отдельных рудных районов устанавливается неоднородность метаморфизма, в региональном плане подмеченная ранее А. А. Маракушевым [1958]. Вместе с тем представляется, что вопрос о связи регионального метаморфизма и оруденения еще далек от разрешения. Пока даже нет предварительных построений вертикальных и латеральных рядов метаморфических формаций, выделение которых может позволить более обоснованно судить о связи с рудными формациями и помочь в выяснении факторов, обуславливающих масштаб рудонакопления.

Важным и практически пока единственным источником знания о геодинамических условиях начального этапа формирования рудоносных толщ служит их состав. Реставрация первичного состава и фацциальной приуроченности глубокометаморфизованных толщ — весьма сложная за-

дача. О том, что это так, показывают неоднозначные выводы, сделанные разными исследователями при изучении одних и тех же пород федоровской свиты [Добрецов, Попов, 1981]. Л. Б. Белоножко и др., [1979] считают вероятным первично-осадочное происхождение большей части кристаллических сланцев основного состава пенгровской серии (в прежнем понимании). Большинство исследователей [Кицул и др., 1983; Лутц, 1978; и др.] склоняются к мысли о первичном вулканогенном происхождении метабазитов. По-видимому, наиболее правдоподобно заключение, что «современный уровень изученности глубокометаморфизованных пород федоровской свиты позволяет реконструировать ее как первично осадочно-эффузивную толщу, в строении которой преобладали (по объему) магматические породы типа андезито-базальтов, превращенные впоследствии в гиперстеновые с биотитом и роговой обманкой, двупироксен-роговообманковые, роговообманковые с биотитом и диопсидом кристаллосланцы. Все осадочные породы при региональном метаморфизме превратились в разнообразные существенно диопсидовые сланцы и кальцифиры» [Метаморфический комплекс..., 1975, с. 67]. В. И. Кицул и др. [1983] отмечают, что метавулканиты федоровской свиты и унгринского клина по химическому составу отвечают базальт-андезитовой серии с боуэновской тенденцией дифференциации и включают преимущественно щелочные и субщелочные базальты. Боуэновский тип дифференциации проявляется в областях с подвижной корой, на основании чего ими делается вывод о различии палеотектонических условий формирования толщ федоровской свиты и унгринского клина по сравнению с верхнеалданской и тимптонской. После дополнительного изучения эти авторы установили, что основные кристаллические сланцы джелтулинского комплекса тесно ассоциируются с плагиогнейсами, являющимися аналогами андезитов. Это позволяет считать, что в джелтулинском комплексе инициальный магматизм представлен базальт-андезитовой известково-щелочной серией. Тесная ассоциация основных метавулканитов с карбонатно-терригенными породами, формирующимися синхронно, указывает на тектонические условия, аналогичные островодужным. И. В. Лучицкий, И. П. Новицкий, В. Н. Шилов [1982] полагают, что собственно андезитовые серии не встречаются за пределами островных дуг и активных окраин континентов; это уникальное качество позволяет с успехом использовать их при реконструкции тектонической обстановки древних вулканических областей.

Важное значение имеет определение природы и фациального положения осадочных пород. Независимо от того, какую роль — геохимического барьера для рудообразующих флюидов или одного из источников рудного вещества — играли карбонатные, сульфатные и смешанного состава осадки, именно их накопление предопределило в последующем появление магнезиально-скарновых и скаполитовых метасоматитов, преобладающих в составе рудоносных пород.

По оценкам ряда исследователей [Сидоренко, Розен, 1981; Казанский, 1981; и др.], карбонатные и ассоциирующиеся с ними другие гемогенно-биогенные отложения возникают на определенном этапе стабилизации (континентализации) подвижных зон. Реконструкция первичной композиции докембрийских карбонатных пород [Бгатов и др., 1982; Казанский, 1981; и др.] позволяет предполагать, что ныне глубокометаморфизованные существенно доломитовые породы тяготеют к прибрежным участкам седиментации, а кальцитовые — к более удаленным от берега. Приурочены они были к структурам, являющимся аналогами фанерозойских островодужных зон — образований переходной стадии развития земной коры [Марков, Пуцаровский, 1983]. Это подтверждает и такие черты строения, как ритмичная слоистость, детально описанная в федоровской свите А. Р. Энтиным [1971а], а в других местах цита — Е. А. Кулишом и Л. М. Реутовым [1977]. Ритмичная сложность толщ свидетельствует, что при их накоплении происходило равномерное резкое или постепенное изменение фациальной обстановки главным образом в местах накопления. Флишидные толщи [Кулиш, Реутов, 1977] характеризуют средний этап

развития внутренних геосинклинальных зон алданской подвижной области, предшествуя их общей инверсии и началу накопления моласс.

Упомянутые этапы формирования архейских образований, выявленные по литолого-петрологическим данным, находятся в хорошем соответствии с эволюцией складчатых структур [Дук, Кицул, 1975]. Хотя все комплексы алдания были совместно метаморфизованы в джелтулинское время, в джелтулинском комплексе отсутствуют лежащие изоклинальные складки IГ (реликты которых устанавливаются в иенгридах), а проявлены изоклинальные IIГ₁₊₂ и лежащие IIIГ₃.

Всеми исследователями разделяется мнение об определяющем значении метасоматических процессов и гранитизации как структуро- и рудоформирующих факторов. В отношении флогопитового оруденения вроде бы однозначно установлена [Дук и др., 1975] ведущая роль регрессивной стадии тектономагматического цикла, которая проявляется после консолидации мигматит-плутонов (стадия D₄ IV цикла [по В. И. Кицулу и др., 1983]). Что касается скарновых железорудных месторождений, то здесь проблема возрастного положения оруденения и выделения металлогенических эпох не нашла пока определенного решения [Кузнецов, 1983]. Необходимо выяснить, существовала или нет в дометаморфический этап возможность концентрирования железа в форме скарново-магнетитовых руд (в широком смысле этого понятия), в каких условиях при прогрессивном метаморфизме и сопровождающем его метасоматозе возможно сохранение прежних и образование новых рудных скоплений, в каком соотношении они находятся с рудами регрессивных стадий.

Принципиальная возможность формирования дометаморфических руд скарнового типа обусловлена наличием среди рудоносных толщ домигматитовых интрузивных образований. И. В. Бельков и др. [1980] отмечают на древних щитах габбро-диорит-плагιοгранитные вулканоплутонические ассоциации как в протозое, так и в мезозое. В Алданском районе уже после завершения первого этапа разведочных работ на железорудных месторождениях геолого-съёмочными и тематическими работами было обосновано выделение унгринского комплекса, отнесенного к домигматитовой габбро-плагιοгранитной формации. С его становлением А. Р. Энтин и Г. Н. Киселев [1969] связывают железорудные магнезиальные скарны, развитые в центральной и западной частях Унгринско-Тимптонского синклиория. Магнезиальные скарны и сопутствующее магнетитовое оруденение в связи с габброидными массивами известно в фанерозойских складчатых областях и в зонах активизации, в шовных зонах сочленения крупных тектонических блоков. В таких массивах наряду с экоскарновыми магнезиально-скарновыми рудами содержатся магматические титано-магнетитовые руды, которые при последующем метаморфизме в зависимости от условий превращаются либо в руды кусинского типа, либо в метасоматические альбит-скаполит-магнетитовые (типа качарских, таятских и анзасских). Такие руды преимущественно развиты на Пионерском месторождении.

Этап плагιοмигматизации и формирования гранито-гнейсовых куполов явился определяющим в размещении месторождений. Устанавливается определенная зависимость размещения минеральных типов руд и месторождений относительно зональности гранито-гнейсовых куполов, что неоднократно отмечалось в литературе [Энтин, 1971б; Метаморфический комплекс..., 1975; Шепель, Зубков, 1983].

Выполненный автором обстоятельный анализ текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд [Мазуров, 1983] позволил выявить некоторые дополнительные признаки, которые свидетельствуют о длительной, многостадийной истории формирования месторождений. Накопление рудных масс обусловлено сложным сочетанием процессов дометаморфического этапа, прогрессивного регионального метаморфизма и сопровождающего его метасоматоза, гранитизации и преобразований регрессивного этапа. О начале развития рудообразующей системы, усло-

виях формирования сингенетичных карбонатно-вулканогенных микро-рудных фаций можно судить лишь по аналогии с фанерозойскими областями. Прямых свидетельств этому нет, а приводимые в качестве первично-седиментогенных элементы строения скарно-рудных залежей, литолого-стратиграфические сочетания, текстуры магнезиально-скарновых руд и другие признаки являются вторичными, отражающими всю сложную историю развития, а не только ее начальный этап. Второй фрагмент дометаморфической истории связан со становлением массивов габбро-плагио-гранитной формации. Отсутствие критериев отличия продуктов прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма не позволяет с уверенностью решить, сформированы ли руды в связи с этим комплексом и потом были метаморфизованы или возникли позднее.

Следующий этап — прогрессивного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, ультраметаморфизма и гранитизации — является определяющим в создании структуры района и размещении месторождений. Существуют разногласия в оценке времени и условий минералообразования в прогрессивном этапе, в частности, неясно, осуществлялись ли метаморфические реакции последовательно или только «на пике» метаморфизма. Наличие в форстерите включений сульфидов и магнетита может быть объяснено появлением их на прогрессивном этапе. Ранние парагенезисы руд и кристаллических сланцев принадлежат по *PT*-условиям гранулитовой фации в Леглиерском и Эмельджакском районах и амфиболитовой фации в Дес-Сиваглинском районе. Образование рудных залежей происходило в участках реакционного взаимодействия контрастных по химическому составу доломитов и базитов (шпинель-форстерит-фассит-магнетитовые и шпинель-гиперстен-магнетитовые руды) либо в участках рассланцевания первично-магматических пород, обогащенных рудным веществом (пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовые руды). Благоприятным структурообразующим фактором являлась декарбонатизация доломитов. Максимум рудоотложения совпадал, по-видимому, с плагиомигматизацией. Об этом свидетельствует тенденция к увеличению количества экссолоционного ильменита в магнетитах тех участков рудных залежей, которые примыкают к мигматизированным метабазитам, а также подобие микроструктуры и фазового состава магнетита в рудах и вмещающих кристаллосланцах.

На регрессивном этапе интенсивно формируются гидратированные магнезиально-скарновые парагенезисы, известковые скарны и связанные с ними руды. Местами зоны диафореза являются секущими к ранее сформированным стратиформным залежам. В них происходили регенерация и переотложение магнетита, новые генерации которого либо формируют самостоятельные скопления, либо слагают каймы регенерации магнетитов прогрессивного этапа.

Калиевые мигматиты, развитые вблизи контакта с крупными массивами однородных реоморфических гранитов, являются послерудными. С этим этапом связана гипогенная мартитизация, степень которой увеличивается в скарно-рудных залежах, залегающих в зоне артеритовых калиевых мигматитов. Это прослеживается в юго-восточной части Таежного месторождения, в промежутке между Таежным и Магнетитовым месторождениями. Вероятно, гипогенной мартитизацией обусловлено формирование Гематитового месторождения, в рудах которого сохраняется титан в виде экссолоционных выделений ильменита, а в единичных образцах встречены реликты магнетита.

Эндогенные преобразования, связанные с внедрением даек мезозойских сиенит-порфиров, ограничены приконтактовыми зонами шириной в первые метры. Здесь также локально проявлены перегруппировка рудного вещества, местное разубоживание руд, образование пропилитизированных пород с сульфидной минерализацией и бедной вкрапленностью магнетита. В полостях среди кристаллических сланцев вблизи даек сиенит-порфиров выявлены прекрасно ограненные мельчайшие зерна магне-

тита, образующие вместе с марказитом и калишпатом корочки на кристаллах флюорита.

Установленные этапы формирования месторождений магнезиально-скарновой формации не уникальны. Они почти в такой же мере проявляются в месторождениях кремнисто-железородной формации Чаро-Токкинского района Алданского щита, а также в скарновых месторождениях Побужья, Центральной и Северной Швеции.

Положение докембрийской скарново-магнетитовой формации в ряду железородных формаций вполне определенное. Ей предшествует формация гранулитовых железистых кварцитов сутамского типа, а сменяется она Чаро-Токкинской кремнисто-железородной формацией, расположенной в иной структурно-фациальной обстановке. Ее появление предопределено существенно карбонатным составом толщ и ультраметаморфизмом. Скарновая формация — это формация богатых руд. Именно поэтому ее месторождения являются эндогенно-вторичными по отношению к заключающим их любым породным ассоциациям.

ЛИТЕРАТУРА

- Бгатов В. И., Ван А. В., Казанский Ю. П., Матухин Р. Г. Основные проблемы изучения карбонатных формаций Сибири и связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982, с. 5—10.
- Белоножко Л. Б., Гиммельфарб Г. Б., Горбачев О. В. Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере иенгрской серии алданского комплекса в центральной части Алданского щита). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, с. 113—139.
- Бельков И. В., Багиева И. Д., Ветрин В. Р. и др. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГГ. М.: Наука, 1980, с. 92—104.
- Добрецов Н. Л., Попов Н. В. Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1981, с. 83—103.
- Дук В. Л., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология Алданского щита. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 5—48.
- Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. — Л.: Наука, 1975. — 277 с.
- Железные руды Южной Якутии. Геология, минералогия, генезис и промышленное значение/Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И. и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 520 с.
- Казанский Ю. П. Физико-химические условия морского карбонатакопления в докембрии. — В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. (Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 6). М.: Наука, 1981, с. 37—42.
- Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71—91.
- Кицул В. И., Дук В. Л., Балаганский В. В. и др. Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 168—182.
- Кицул В. И., Петров А. Ф., Зедгенизов А. Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 16—31.
- Кузнецов В. А. Основные закономерности размещения полезных ископаемых в зоне влияния БАМ. — В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4—14.
- Кулин Е. А., Реутов Л. М. Циклические и ритмично-слоистые толщи алданского комплекса. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 28—33.
- Курищев В. В. Новые данные о стратиграфии архея района железородных месторождений в центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и золотосодержимость докембрия Якутии. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1971, с. 62—69.
- Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами. — Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.
- Лучицкий И. В., Новицкий И. П., Шилов В. Н. О роли вулканизма в формировании глубокометаморфизованных комплексов докембрия. — В кн.: Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982, с. 50—54.
- Мазуров М. П. Генетические особенности докембрийской скарново-магнетитовой формации Алданского щита. — В кн.: Генетические реконструкции эндогенных ру-

- дообразующих систем. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 45—63.
- Маракушев А. А.** Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита.— Магадан: Магаданск. кн. изд-во, 1958.— 122 с.
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М.** Закономерности формирования континентальной земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983, с. 25—29.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройзенман В. М. и др.**— Новосибирск: Наука, 1975.— 150 с.
- Перваго В. А.** Алданская железорудная провинция.— М.: Недра, 1966.— 116 с.
- Попов Н. В.** Метаморфические формации Алданского щита и связанные с ними месторождения.— В кн.: Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 22—31.
- Сидоренко А. В., Розен О. М.** Карбонатные и связанные с ними хемогенные отложения докембрия в процессе формирования континентальной коры Земли.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. (Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 6). М.: Наука, 1981, с. 9—19.
- Судовиков Н. Г.** Новые данные по геологии докембрия Алдана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 2, с. 77—84.
- Фрумкин И. М.** Объем и структурно-стратиграфическое расчленение пенгского комплекса архея Алданского щита.— В кн.: Геология и золотопосность Якутии. Якутск. кн. изд-во, 1971, с. 11—26.
- Фрумкин И. М.** Архейская группа.— В кн.: Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981, с. 5—30.
- Черкасов Р. Ф.** К проблеме пангеосинклинали.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983, с. 107—112.
- Шепель А. Б., Зубков Ю. Д.** Закономерности размещения и зональность оруденения Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит).— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 51—65.
- Эйтин А. Р.** О природе ритмично-слоистой толщи федоровской свиты пенгской серии архея Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1971а, т. 201, № 3, с. 682—685.
- Эйтин А. Р.** Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1971б.— 26 с.
- Эйтин А. Р., Киселев Г. Н.** О возможной связи контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Унгринско-Тимптонского синклиория с габбро-плаггиогранитной формацией алданского комплекса.— Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 36, с. 3—9.

В. Н. СОБАЧЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ТРОГОВЫХ СТРУКТУРАХ УДОКАНСКОГО РАЙОНА (Северо-Восточное Забайкалье)

Геосинклинальные трогии как структуры первого порядка в раннем докембрии Олекмо-Витимской горной страны впервые выделены В. С. Федоровским и А. М. Лейтесом [1968]. В. С. Федоровский [1972] рассмотрел соотношения Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба с шовными троггами и составил известную схему основных структурных элементов раннего протерозоя Кодаро-Удоканского района. Заложение шовных трогов в Чарской глыбе архея предшествовало формированию Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба и относится ко времени между проявлением метаморфизма архейского кристаллического фундамента (от 3100 ± 100 до 2640 ± 100 млн. лет) и накоплением терригенных пород раннепротерозойской удоканской серии (не древнее 2500 млн. лет) [Федоровский, 1972].

Одна из важных особенностей раннепротерозойских шовных трогов Удоканской подзоны — проявление в этих структурах процессов гранитизации и развитие в некоторых из них редкометальных полевошпатовых метасоматитов [Архангельская, Тулохонов, 1971; Архангельская, 1974]. В этом отношении особый интерес представляет Катугино-Аянская ослабленная зона, важнейшими структурными элементами которой являются

Катугинский и Аянский шовные трюги. В геологических разрезах трюгов преобладают метаосадочные породы, метаморфизованные в температурных условиях эпидот-амфиболитовой фации, которые сопоставляются с осадочными породами нижней подсерии удоканской серии [Федоровский, 1972].

Катугино-Аянская зона расположена на периферии крупного прото-платформенного прогиба, в котором породы удоканской серии прорваны рапакивиподобными гранитами кодарского комплекса. Каларский массив этих гранитов с северо-востока ограничивает Катугинское поле полевошпатовых метасоматитов.

В Катугино-Аянской зоне процессы гранитизации проявлены в породах архея и раннего протерозоя. С ранним этапом развития этих процессов в породах архея в юго-западном борту Катугинского трюга связано формирование плагиогранит-гнейсов куандинского комплекса, которые сопровождаются мелкими телами мусковитовых пегматитов. В более позднее время (около 2300 млн. лет) в раннепротерозойских метаосадочных породах получили развитие субщелочные гранито-гнейсы, а затем приразломные полевошпатовые метасоматиты.

Широко известны представления Д. С. Коржинского [1972] об участии трансмагматических растворов в процессах гранитизации. При геохимических исследованиях установлено, что процессы гранитизации раннепротерозойского времени в Катугино-Аянской зоне развивались в условиях меняющейся кислотности-щелочности растворов, а раннепротерозойские гранитоиды существенно различаются по своим геохимическим особенностям [Собаченко и др., 1983]. Минеральный и химический состав плагиогранит-гнейсов куандинского комплекса свидетельствует о том, что эти породы являются производными процессов гранитизации нормальной щелочности ($K_{\text{агц}} = 0,39-0,52$) и относятся к нормальному ряду пород по А. Н. Заварицкому. Средний химический состав гранито-гнейсов куандинского комплекса характеризуется примерно равными соотношениями натрия и калия [Салоп, 1967]. В плагиогранит-гнейсах, развитых в борту Катугинского трюга, натрия преобладает над калием. Содержания Li, Rb, Be, F, Sn, Pb, Zn в этих породах низкие (см. таблицу), типичные для геохимического типа ультраметаморфических гранитов [по Таусону, 1977].

С целью изучения возможной связи растворов, производивших фторощелочной метасоматоз в Катугинском трюге, с гранитоидами проведено геохимическое изучение гранитов Каларского массива кодарского комплекса, которые ранее были отнесены к формации рапакиви [Свириденко, 1975]. Массив сложен мезократовыми гранитами трех разновидностей: в зоне южного эндоконтакта — крупнозернистыми порфиридовыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами; в центральной части — грубозернистыми биотитовыми гранитами, в зоне северного эндоконтакта — мелкозернистыми и редкопорфиридовыми двуслюдяными гранитами.

Граниты характеризуются преобладанием калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,4-2,2$), малым коэффициентом окисленности ($f_{\text{ок}} = 0,29-64$), высокой железистостью ($f = 73-79$) и повышенной щелочнометальностью ($K_{\text{агп}} = 0,54-0,67$). По уровням содержаний F, B, K, Na, Li, Be, Nb, Ta, Zr, Hf, а также Rb, Sn, Pb, Zr, Sr, Ba (см. таблицу) протоплатформенные граниты Каларского массива сопоставимы с рапакивиподобными гранитами приморского комплекса в Западном Прибайкалье [Собаченко и др., 1974] и улканского комплекса в юго-восточной части Алданского щита [Недашковский, Ленников, 1973] и отнесены к геохимическому типу гранитов рапакиви [Таусон и др., 1982]. Невысокие содержания фтора, большинства редких элементов в гранитах и отсутствие значительного накопления их в процессах магматической дифференциации не позволяют генетически связывать с гранитами Каларского массива растворы, производившие фторощелочной метасоматоз в породах Катугино-Аянской зоны. Этот вывод подтвердился определениями абсолютного возраста и первичного изотопного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ гранитов

Средние содержания К, Na, F (%), редких и других малых элементов (г/т) в осадочнометаморфических породах и гранитоидах раннего протерозоя района Катугинского поля

№ п/п	K	Na	Li	Rb	Be	F	B	Nb	Ta	Zr	Hf	Sn	Pb	Zn	Sr	Ba	Ba/Sr	Rb/Sr	K/Rb	F/Li	Nb/Ta	Zr/Hf	D	
1	2,05	1,40	31	110	2,0	0,065	17,0	16	1,0	307	7,7	4,0	31	113	84	814	9,7	1,3	186	21	16	40	9,8	
			(9)			(10)				(7)			(9)			(8)								
2	2,37	1,03	37	127	2,8	0,084	22,0	37	<1,0	287	12,0	5,7	18	118	96	721	7,5	1,3	187	23	>37	24	5,9	
			(7)			(10)				(3)			(10)			(8)								
3	2,47	2,88	18	83	0,4	0,047	6,8	<10	<1,0	<200	<5,0	2,1	17	56	301	1210	4,0	0,3	298	26	—	—	33,5	
			(7)			(4)							(7)			(7)								
4	4,18	2,07	34	219	2,5	0,15	18,5	23	2,5	331	9,8	4,2	32	66	128	1395	10,9	1,7	191	44	9	34	4,0	
			(6)			(6)				(5)			(6)			(6)								
5	4,61	2,78	36	252	2,3	0,14	9,6	30	—	407	67	6,2	31	66	95	1146	12,1	2,6	183	39	—	6	3,1	
			(10)			(10)				(6)			(10)			(10)								
6	3,98	2,31	14	288	6,6	0,22	9,0	103	7,6	353	11,9	21,0	16	48	96	1409	14,7	3,0	138	157	14	30	2,3	
			(7)			(7)				(7)			(7)			(7)								
7	4,10	2,68	45	405	6,7	0,40	8,3	165	13	399	12	8,3	32	177	42	673	16,0	9,6	101	89	13	33	0,4	
			(7)			(7)				(7)			(7)			(7)								
8	3,81	4,70	359	1288	6,2	1,69	13,8	4450	330	7000	350	134	82	1950	32	60	1,9	40,3	30	47	14	20	0,003	
9	2,28	0,66	60	200	3,0	0,05	100,0	20	3,5	200	6,0	10	20	80	450	800	1,8	0,4	114	8	6	33	9,6	
10	3,34	2,77	40	200	5,5	0,08	15,0	20	3,5	200	4,0	3	20	60	300	930	2,8	0,7	167	20	6	200	5,9	

Примечание. 1, 2 — сланцы трогового комплекса раннего протерозоя (по двум геологическим разрезам); 3 — плагиогранит-гнейсы куандинского комплекса, 4, 5 — амфибол-биотитовые граниты Каларского массива порфировидные крупнозернистые (4) и мелкозернистые (5); 6—8 — гранито-гнейсы Катугинского поля мелкозернистые биотитовые (6), с порфиробластами кварца (7) и альбитизированные (8); 9, 10 — кларковые содержания элементов в осадочных породах (9) и гранитоидах (10) по А. П. Виноградову [1962]. В скобках — количество проб, использованных при расчете средних содержаний элементов. $D = \frac{1000}{F} \times \frac{(Ba + Sr)}{Li + Rb}$.

Все анализы выполнены в лабораториях Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР следующими методами (в скобках указаны аналитики): химический состав горных пород — химическим (Л. Н. Матвеева, В. К. Халтуева) и рентгеноспектральным (Т. Н. Гуничева) методами; щелочи — фотометрией пламени (Д. Х. Николаева, Д. Я. Орлова); количественным спектральным анализом — Be, F, B (Л. Л. Петров), Sn, Pb, Zn (Л. А. Сомина), Nb, Ta, Zr, Hf (С. Н. Арбатская при участии Л. Д. Макагон), Sr, Ba (С. К. Ярошенко).

Каларского массива и полевошпатовых метасоматитов Катугинского поля, которые выполнены изохронным Rb — Sr методом в лаборатории Института геохимии им. А. П. Виноградова (Г. С. Плюснин, Г. П. Сандимирова). Rb — Sr возраст рапакивиподобных гранитов Каларского массива — 1800 ± 100 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7065 \pm 0,0034$. Rb — Sr возраст полевошпатовых метасоматитов Катугинского поля — 2014 ± 20 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7722 \pm 0,079$.

Редкометалльные полевошпатовые метасоматиты Катугино-Аянской зоны проявлены в осадочно-метаморфических породах трогового комплекса раннего протерозоя, вблизи от осложненного разрывной тектоникой контакта с Каларским массивом рапакивиподобных гранитов.

Ранее установлено [Эндогенное оруденение..., 1978], что крупные тела высокотемпературных полевошпатовых метасоматитов в докембрийских щитах структурно контролируются зонами очково-сланцеватых пород. Детальная характеристика структурных условий проявления приразломных метасоматитов в Катугино-Аянской зоне не входит в задачу данной публикации. Однако отметим, что на участках развития полевошпатовых метасоматитов породы субстрата (сланцы, микрогнейсы) несут следы проявления дислокационного метаморфизма. Блестокатаклизиты частично развиты в краевой части Каларского массива рапакивиподобных гранитов.

Метаосадочные породы раннего протерозоя в пределах поля полевошпатовых метасоматитов являются малокальциевыми (содержание Ca 0,52—0,82%). По химическому составу их можно подразделить на относительно высокоглиноземистые (13,5—18,8% Al_2O_3) и магнезиальные (1,4—2,8% MgO) биотитовые и кордиерит-биотитовые сланцы; умеренно глиноземистые метапесчаники и металаверолиты.

В сравнении с кларками элементов для осадочных пород [Виноградов, 1962] метаосадочные породы раннего протерозоя в удалении от тел полевошпатовых метасоматитов более 1 км характеризуются пониженными примерно в 2 раза содержаниями Li, Rb, Sn, в 4—5 раз — Sr и В, незначительно Ве. В рассматриваемых метаосадочных породах концентрации Nb (16—37 г/т), Zr (280—310 г/т), Zn (113—118 г/т), Pb (18—31 г/т) сопоставимы или незначительно превышают кларки этих элементов для осадочных пород (Там же).

В пределах Катугинского поля в метаосадочных породах трогового комплекса неравномерно развиты согласные пластообразные, иногда линзующиеся тела мелкозернистых биотитовых, редко амфибол-биотитовых гранито-гнейсов. По нашим предварительным данным, Rb — Sr возраст этих пород по двум измеренным пробам близок к 2280 млн. лет. Гранито-гнейсы имеют лепидогранобластовые, неотчетливо порфиробластовые, иногда катакластические структуры. Порфиробласты представлены кварцем, реже микроклином. Наиболее часто встречаемые акцессорные минералы: флюорит, ортит, циркон, магнетит.

Мелкозернистые гранито-гнейсы являются натрокалиевыми породами ($K_{\text{агп}} = 0,66—0,76$). Щелочнометальность гранито-гнейсов заметно повышается в их альбитизированных частях ($K_{\text{агп}}$ до 0,92—0,99), в которых содержание натрия превышает концентрацию калия в 1,5—2 раза (см. таблицу). В альбитизированных гранито-гнейсах резко возрастает содержание фтора (до 0,26—0,78%, редко выше), а также Li, Rb, Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, Sn. В сравнении с плагногранит-гнейсами куандинского комплекса субщелочные гранито-гнейсы характеризуются повышенными содержаниями (г/т) F (до 2000), Nb (до 220), Ta (до 5—18), Zr (до 600), Hf (до 16—19), Be (3,6—14,5), Rb (до 400—600), Sn (до 6—20), пониженными концентрациями Sr (42—83) и, как следствие этого, более высокими значениями Ba/Sr.

Гранито-гнейсы Катугинского поля ранее рассматривались в составе метаморфического субстрата редкометалльных полевошпатовых метасоматитов [Архангельская, Тулохонов, 1971; Особенности..., 1972]. Субщелоч-

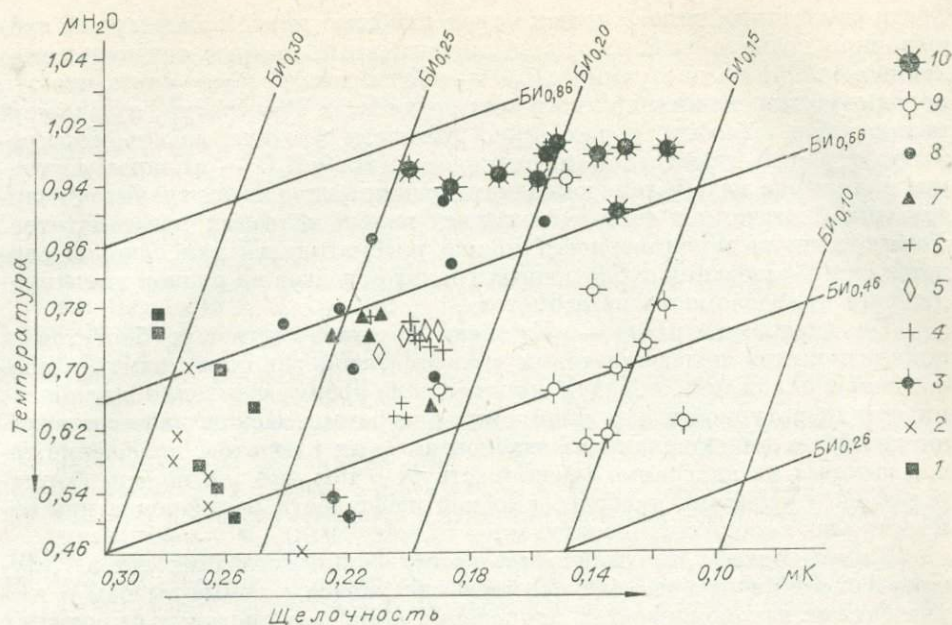


Диаграмма изменения железистости и глиноземистости биотитов метаосадочных, магматических и метасоматических пород Катугино-Аянской зоны в зависимости от химических потенциалов калия и воды.

Биотиты: 1, 2 — метаосадочных пород трогового комплекса (1) и удоканской серии раннего протерозоя (2) [по Кориковскому, 1967]; 3 — плагиигранит-гнейсов куандинского комплекса; 4—6 — рапакививидных гранитов кодарского комплекса крупнозернистых биотитовых (4) и биотит-амфиболовых (5), мелкозернистых мусковит-биотитовых (6); 7 — микроклинизированных и альбитизированных сланцев трогового комплекса; 8 — мелкозернистых субщелочных гранито-гнейсов; 9 — амфибол-биотитовых меланократовых пород («слюдитов») в экзоконтактах тел редкометалльных биотит-амфиболовых метасоматитов; 10 — литиевые биотиты и полилитиины редкометалльных полевошпатовых метасоматитов.

ной натрокалиевый состав мелкозернистых гранито-гнейсов, повышенные содержания в них F, Nb, Ta, Zr, Hf, Be, Sn, Rb, наличие переходов от субщелочных гранито-гнейсов к биотит-амфиболовым щелочным метасоматитам позволяют рассматривать эти породы как производные начального этапа приразломного метасоматического процесса, который в дальнейшем развивался в условиях повышения щелочности растворов.

Для выяснения общих тенденций изменения кислотности-щелочности и температурного режима растворов, участвовавших в процессах гранитизации и метасоматоза, важная информация была получена нами при изучении состава и прежде всего железистости и глиноземистости биотитов из метаосадочных, магматических и метасоматических пород, развитых в Катугинском трого.

На примере гранитоидов и щелочных пород показано [Маракушев, Тарарин, 1965; Иванов, 1970; Самойлов, 1975], что глиноземистость биотитов является критерием химической активности калия (щелочности), а железистость биотитов — критерием температуры их кристаллизации. На диаграмме $\mu\text{H}_2\text{O}$ — μK (см. рисунок) точки составов исследованных слюд образуют отдельные поля, которые занимают вполне определенное положение друг относительно друга и соответствуют различным фациям пород по температуре и щелочности. В температурных условиях эпидот-амфиболитовой фации и низкой щелочности растворов формировались биотитовые и кордиерит-биотитовые сланцы. По отношению к сланцам плагиигранит-гнейсы и особенно рапакививидные граниты и субщелочные гранито-гнейсы развивались при повышенной щелочности растворов, при этом относительно более высокотемпературны плагиигранит-гнейсы.

Среди отмеченных типов горных пород наиболее низкотемпературны субщелочные гранито-гнейсы, однако значительный разброс точек составов лепидомеланов на диаграмме $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{K}$ свидетельствует о том, что эти породы формировались при широких градиентах температур, в условиях меняющейся щелочности растворов. Литиевые биотиты из альбитизированных гранито-гнейсов занимают на диаграмме $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{K}$ промежуточное положение между лепидомеланами рапакивиподобных гранитов и литиевыми биотитами и полилитиионитами полевошпатовых метасоматитов. Установленную закономерность можно рассматривать как одно из свидетельств образования субщелочных гранито-гнейсов на раннем этапе проявления приразломного метасоматоза.

На диаграмме $\mu\text{H}_2\text{O} - \mu\text{K}$ точки составов литиевых биотитов и полилитиионитов полевошпатовых метасоматитов занимают заметно обособленное положение, образуя широкое поле преимущественно в наиболее низкотемпературной и щелочной части диаграммы. Исключение составляют литиевые лепидомеланы из экзоконтактовых слюдитов, положение точек которых на диаграмме свидетельствует о том, что эти породы формировались в условиях наиболее высокой щелочности растворов и при относительно высоких температурах.

Таким образом, геохимические исследования последних лет в Катугино-Аянской зоне позволяют сделать следующие главные выводы о геохимических закономерностях проявления в шовных троговых структурах редкометалльных полевошпатовых метасоматитов.

1. Новые данные по геохронологии протоплатформенных гранитов кодарского комплекса и полевошпатовых метасоматитов в Катугино-Аянской зоне, полученные изохронным Rb — Sr методом, подтверждают раннепротерозойский возраст этих образований (абсолютный возраст соответственно равен 1800 ± 100 и 2014 ± 20 млн. лет).

Процесс формирования полевошпатовых метасоматитов в шовных троговых структурах Удоканского района и протоплатформенных гранитов кодарского комплекса близок к возрастному рубежу 2 млрд. лет, характеризующему первую в истории Земли крупную эпоху гранитообразования, связанную с дегазацией мантии и привнесом в протокору щелочей (особенно K, Rb) и летучих компонентов (в том числе F).

2. Изотопные исследования (Rb, Sr), а также результаты геохимического изучения рапакивиподобных гранитов Каларского массива кодарского комплекса показывают, что растворы, производившие фторощелочной метасоматоз в алюмосиликатных породах Катугино-Аянской зоны, с рапакивиподобными гранитами генетически не связаны.

Впервые установленное высокое значение первичного отношения изотопов $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7722 \pm 0,079$ в полевошпатовых метасоматитах Катугинского поля (при низких концентрациях Sr в этих породах) обусловлено мобилизацией радиогенного стронция из корового субстрата богатыми фтором растворами ювенильного происхождения с минимальными концентрациями мантийного стронция.

3. Процессы гранитизации и приразломного метасоматоза раннепротерозойского времени в Катугино-Аянской зоне развивались в условиях понижения температуры и меняющейся кислотности-щелочности растворов.

С ранним этапом проявления процессов гранитизации связано формирование плагиогранит-гнейсов нормальной щелочности. В относительно более позднее время при повышенной щелочности растворов в этой зоне формировались приразломные субщелочные гранито-гнейсы и полевошпатовые метасоматиты.

4. Развитие в раннепротерозойских метасадочных породах Катугино-Аянской зоны приразломных субщелочных гранито-гнейсов и особенно полевошпатовых метасоматитов сопровождалось накоплением фтора и тяжелых редких элементов, для которых наиболее вероятны мантийные источники.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская В. В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы.— М.: Недра, 1974.— 127 с.
- Архангельская В. В., Тулохонов М. И. Редкометалльные щелочные метасоматиты Восточной Сибири.— Чита: изд. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1971.— 92 с.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах (на примере Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов Центральной Чукотки).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 7, с. 20—30.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М.: Наука, 1972, с. 144—152.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М.: Наука, 1967.— 294 с.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—37.
- Недашковский П. Г., Леников А. М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов улканского комплекса.— В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ, 1973, с. 236—261.
- Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометалльных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ.— М.: ВИМС, 1972.— 168 с.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II.— М.: Недра, 1967.— 699 с.
- Самойлов В. С. О влиянии кислотности-щелочности на равновесие породообразующих и аксессуарных минералов.— В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 3—15.
- Свириденко В. Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 25—39.
- Собаченко В. Н., Костюкова Е. С., Кузнецова А. И. и др. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья.— Геохимия, 1974, № 2, с. 233—242.
- Собаченко В. Н., Рехвиашвили О. И., Гуничева Т. Н. Геохимические особенности гранитоидов протерозоя юго-западной части Кодаро-Удоканского прогиба (Северо-Восточное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1983, № 3, с. 68—75.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
- Таусон Л. В., Петрова З. И., Собаченко В. Н. и др. Геохимический тип гранитов рапакиви.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3, с. 721—726.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан.— М.: Наука, 1972.— 130 с.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 114—127.
- Эндеогенное оруденение древних щитов/Отв. ред. В. И. Казанский.— М.: Наука, 1978.— 197 с.

В. С. КОГЕН

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ТРОГАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЙОНА БАМ

Центральная часть района БАМ охватывает Алдано-Становой регион, где известно около 40 шовных прогибов (трогов), сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Эти прогибы расположены среди глубокометаморфизованных и гранитизированных образований архея, контролируются протяженными разломами глубокого заложения и в целом образуют сложную систему рифтогенных структур — зеленокаменных или супракрустальных поясов [Казанский, 1982; Моралев, 1978; и др.]. В разные годы эти структуры изучались М. З. Глуховским, Г. М. Друговой, В. И. Казанским, В. А. Кудрявцевым, Е. М. Лазько, А. М. Лейтесом, Е. П. Миронюком, В. М. Моралевым, А. Ф. Петровым, Ю. П. Рассказовым, В. С. Федоров-

ским, В. И. Шульдинером и др. Геологические материалы и данные радиологических определений указывают на длительность формирования трогов. Завершение вулканизма и осадконакопления вероятнее всего произошло на рубеже 2900 млн. лет, вслед за чем началось формирование протоплатформенных отложений удоканской, джелтулакской и других серий [Глуховский и др., 1972, 1976; Красный, 1980; Лейтес, Федоровский, 1977; и др.]. Имеющиеся материалы позволяют наметить пять основных типов трогов, различающихся по формационному составу слагающих их образований [Глуховский и др., 1976; Моралев и др., 1976; Моралев и др., 1982]: вулканогенный, терригенно-карбонатно-вулканогенный, терригенно-вулканогенный, вулканогенно-терригенный и вулканогенно-железисто-кремнистый.

В строении трогового комплекса значительную роль играют комагматичные вулканиды интрузии базитов и гипербазитов, гранитоидов, а также более поздние граниты и гранито-гнейсы, связанные с завершением протоплатформенного этапа развития региона. К троговым структурам центральной части района БАМ приурочены месторождения железистых кварцитов, проявления никеля, хрома, медно-полиметаллические и другие руды.

Основные типы медно-полиметаллического оруденения представлены: а) сульфидными жилами и зонами вкрапленной минерализации, локализованными преимущественно среди вулканогенных, реже терригенных и железисто-кремнистых пород; б) сульфидно-кварцевыми жилами и зонами вкрапленно-прожилковой минерализации в различных по составу вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях; в) сульфидными залежами массивных и вкрапленных руд, залегающими согласно с напластованием сложно дислоцированных вулканогенных пород главным образом основного состава. Основные перспективы, по-видимому, связаны со стратиформной минерализацией [Глуховский и др., 1976; Коген, 1978].

В трогах вулканогенного типа наиболее распространено медноколчеданное оруденение. Вулканиды основного состава, превращенные в амфиболиты, актинолитовые и хлоритовые сланцы, заключают сульфидные руды, в которых ведущую роль играют пирит, пирротин, халькопирит; присутствуют также галенит, сфалерит, иногда борнит, арсенопирит, шеллит, молибденит, самородные элементы. Стратиформная минерализация сопровождается сульфидными, сульфидно-кварцевыми и кварцевыми жилами, которые нередко являются поисковыми признаками медноколчеданных залежей. С отдельными горизонтами графитистых сланцев, графитсодержащих микроамфиболитов и слюдястых сланцев связана редкометалльно-сульфидная минерализация. Отмечается приуроченность медноколчеданного оруденения к зонам контактов базальтоидов с риолитами и риодацитами, возможно слагающими субвулканические тела (Джелтулакский трог и др.). В целом эти проявления по геологической позиции, морфологии и минеральному составу сходны с медноколчеданными рудами, характерными для многих зеленокаменных комплексов других древних щитов [Билибина и др., 1978; Войткевич, Лебедев, 1975; Карпунин, 1974; Моралев и др., 1976; Попов, 1979; Фаворская и др., 1974].

В трогах терригенно-карбонатно-вулканогенного типа основное значение имеет полиметаллическое (с медью) оруденение. Полиметаллические руды локализованы непосредственно в карбонатных породах или среди метавулканидов (зеленых сланцев). Преобладают галенит и сфалерит, широко распространены также пирит и халькопирит, иногда арсенопирит [Коген, 1978]. Иногда в карбонатных породах отмечаются проявления вольфрама в виде стратиформных залежей бедных шеелитовых руд с незначительным количеством сульфидов [Красный и др., 1972].

В трогах терригенно-вулканогенного, вулканогенно-терригенного и вулканогенно-железисто-кремнистого типов медно-полиметаллическая минерализация отмечается значительно реже. Известны проявления железистых кварцитов и редкометалльных графитистых сланцев с тем или

иным количеством сульфидов, а также сульфидно-кварцевые жилы (в особенности в терригенных породах). По аналогии с другими древними щитами [Войткевич, Лебедев, 1975; Фаворская и др., 1974; и др.] перспективы этих типов троговых структур в отношении медно-полиметаллического оруденения, по-видимому, ограничены.

Установлена статистически устойчивая связь оруденения в троговых структурах с протяженными тектоническими зонами, многие из которых впервые выявлены на космических снимках низкого разрешения, а ранее были известны лишь фрагментарно [Белобородов и др., 1982; Брюханов, Коген, 1981; Коген, Белобородов, 1981; Коген, Ставцев, 1980]. Тектонические зоны отчетливо выражены в грави- и магнитных полях, а на космических снимках среднего разрешения наблюдаются в виде отдельных субпараллельных сближенных линеаментов протяженностью 50—100 км и более, которые зачастую являются границами шовных прогибов. В центральной части района БАМ установлено четыре системы таких зон, играющие различную роль в размещении троговых структур.

1. Субширотная с переходами к северо-восточному простиранию, соответствующая ориентировке Северо-Станового и Монголо-Охотского глубинных разломов. В пределах таких зон наблюдаются кулисообразно расположенные троговые преимущественно вулканогенно-терригенного и терригенно-вулканогенного типов с немногочисленными проявлениями медно-полиметаллической минерализации (Усть-Гильойский, Каларский и другие троговые).

2. Северо-западная с переходами до субмеридиональной, отвечающая серии дугообразных зон, обращенных выпуклостью на юго-запад. К этой системе относятся Муйско-Муоклоканская, Кодаро-Удоканская, Олекмо-Нюкжинско-Джелтулакская, Сутамо-Зейская и другие зоны с троговыми структурами вулканогенного и вулканогенно-железисто-кремнистого типа. В пределах этой системы отмечаются наиболее продуктивные в отношении медно-полиметаллического оруденения троговые.

3. Субмеридиональная, к которой в центральной части Алданского щита приурочены немногочисленные троговые вулканогенного, чаще вулканогенно-терригенного типа с отдельными проявлениями медно-полиметаллического оруденения.

4. Северо-восточная система тектонических зон, в пределах которой на западе региона локализованы немногочисленные, обычно слабо рудоносные троговые структуры терригенно-вулканогенного типа (Алданский щит, Становая область).

На космических снимках в пределах рассматриваемого региона выявлены также структуры центрального типа диаметром 20—100 км, которые отождествлены с гнейсовыми овоидами и плутоническими куполами, сложенными раннепротерозойскими или мезозойскими гранитоидами и окаймленными кольцевыми зонами разломов [Коген, Белобородов, 1981]. По периферии древних структур центрального типа иногда наблюдаются дугообразные изгибы трогов, вероятно деформированных в результате образования гнейсовых овоидов и гранитных куполов. По данным М. З. Глуховского, В. М. Моралева и др., на этих участках в зеленокаменных комплексах отмечаются повышенные содержания меди, свинца, цинка, молибдена и других элементов.

В Кодаро-Удоканской, Олекмо-Нюкжинско-Джелтулакской, Тьрандино-Купурийской тектонических зонах медно-полиметаллическое и редкометальное оруденение в ряде случаев установлено не только в зеленокаменных комплексах троговых структур, но и среди осадочных толщ более высоких стратиграфических уровней. Таковы медистые песчаники, сланцы и гравелиты, медьсодержащие гематитовые песчаники, маломощные залежи пирит-пирротиновых руд среди терригенных пород, шеелитоносные мраморы и редкометально-сульфидная минерализация в углеродистых сланцах в протоплатформенных нижнепротерозойских и платформенных верхнепротерозойских отложениях Джелтулакского, Ату-

гей-Нуямского, Чароудо-Токкинско́го и других грабенов. Не исключено, что рудообразование обусловлено длительной активностью разломов, служивших каналами проникновения рудоносных растворов на протяжении нескольких металлогенических эпох, а оруденение относится к гидротермально-осадочному типу [Войткевич, Лебедько, 1975; Карпунин, 1974; Коген, Ставцев, 1980; Попов, 1979].

С этих позиций следует обратить внимание, с одной стороны, на перспективность трогов, частично перекрытых осадочным чехлом с проявлениями медно-полиметаллической минерализации, а с другой — на возможную рудоносность протерозойских и венд-палеозойских отложений, вблизи которых в зеленокаменных комплексах выявлено стратиформное или жильное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

- Белобородов М. А. и др. Разломы региона БАМ и их металлогеническое значение (по данным космических съемок).— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Недра, 1982, с. 34—46.
- Билибина Т. В., Лаверов Н. П. и др. Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 30—41.
- Брюханов В. Н., Коген В. С. Космогеологическое картирование зоны БАМ.— Разведка и охрана недр, 1981, № 4, с. 24—28.
- Войткевич Г. В., Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия.— М.: Недра, 1975.— 226 с.
- Глуховский М. З. и др. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 76—89.
- Глуховский М. З. и др. Троговой комплекс Алданского щита и его обрамления.— Геол. и геофиз., 1976, № 6, с. 3—7.
- Казанский В. П. Эволюция рудоносных структур докембрия.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7—66.
- Карпунин А. М. Стратиформные месторождения цветных металлов.— Л.: Недра, 1974.— 128 с.
- Коген В. С. Новые данные о раннедокембрийском оруденении на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 120—124.
- Коген В. С., Белобородов М. А. Изучение структур, дешифрованных на космических снимках юго-восточного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 130—138.
- Коген В. С., Ставцев А. Л. Роль дуговых тектонических зон, отдешифрованных на космических снимках, в размещении стратиформного оруденения на юго-востоке Сибири.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1, с. 162—165.
- Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.— 159 с.
- Красный Л. И. и др. О вольфрамности юго-восточного обрамления Сибирской платформы.— Разведка и охрана недр, 1972, № 7, с. 5—9.
- Лейтес А. А., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
- Моралев В. М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 205—211.
- Моралев В. М. и др. Геология и минерация троговых структур древних щитов (СССР и зарубежные страны).— М.: ОНТИ ВИЭМС, 1976.— 49 с.
- Моралев В. М. и др. Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 79—96.
- Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения.— Л.: Недра, 1979.— 296 с.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений.— М.: Недра, 1974.— 193 с.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ПОЯСОВЫЕ СТРУКТУРЫ СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Исследование и расчленение докембрийских образований архейских краёнов помогли определить ряд особенностей состава и строения геоструктур на ранних этапах развития Земли. Одной из таких особенностей является поясовой характер многих раннедокембрийских геоструктур, который свойственен прежде всего архейским зеленокаменным поясам. По некоторым признакам строения и развития эти геоструктуры могут быть отнесены к категории «трогов». Другой особенностью, которая заставляет по-новому подойти к расчленению раннедокембрийских образований и пересмотреть схемы тектонического районирования и корреляции метаморфических комплексов, является несоответствие степени глубинной переработки вещества возрасту пород.

В целях расчленения и корреляции наиболее приемлемым оказывается комплексный подход, включающий, помимо прямых геолого-геохронологических данных, принцип эндогенной цикличности, особенности эндогенных режимов, формационные характеристики состава супра- и ортопород. Принцип эндогенной цикличности и критерии выделения циклов неоднократно обсуждались в литературе [Цикличность..., 1978]. Использование их при анализе фактического материала, полученного для Становой складчатой области, позволяет по-новому подойти к выделению структурно-вещественных комплексов. На этой основе начата разработка схемы тектонического расчленения и развития, принципиально отличной от традиционной. В частности, выделяются раннедокембрийские поясовые структуры со специфическим строением, развитием и металлогенией.

Хорошо известно, что при тектоническом расчленении Становой складчатой системы, основанном главным образом на режиме метаморфизма как показателе возраста пород, выделяются: а) архейские блоки алданских гранулитов, б) обширные поля мигматизированных гнейсов и амфиболитов становой и урканской серий, а также рвущих их разновозрастных гранитоидов, в) пояса протерозойских вулканогенно-осадочных толщ и интрузии тукурингского комплекса, метаморфизованных зонально от низкотемпературных режимов амфиболитовой фации до зеленосланцевой.

Применение эволюционных критериев, основанных на принципе эндогенной цикличности, позволяет выделить на территории Становой складчатой области несколько структурно-вещественных комплексов, отражающих архейский период развития (рис. 1).

К позднему архею относятся породы станового комплекса, объем которого дискусионен и, как уже отмечалось в литературе [Кастрыкина, 1983], значительно завышается рядом исследователей. Тектонотип этого комплекса и его соотношения с алданидами исследовались на водоразделе рек Тимптон — Могот. Супракрустальные образования становой серии с возрастом осадконакопления свыше 3,0 млрд. лет [Неймарк, 1981] слагают здесь относительно узкую поясовую структуру, которая расположена среди blastsмилонитов по породам серии Зверева. Последние по мере приближения к поясу пород становой серии характеризуются закономерным изменением линейных ориентировок и пронизываются комплексом параллельных даек габброидов и плагиогранитов, коррелируемых с магматическими образованиями раннестанового времени [Московченко и др., 1983].

Внутреннее строение пояса неоднородно и осложнено процессами расплющивания и шарьирования. По особенностям состава и эндогенных преобразований различаются две группы пород. На севере в Становом хребте в аллохтонной полосе, надвинутой в юго-западном направлении, представлены толеитовые базальты, прошедшие наиболее длительный

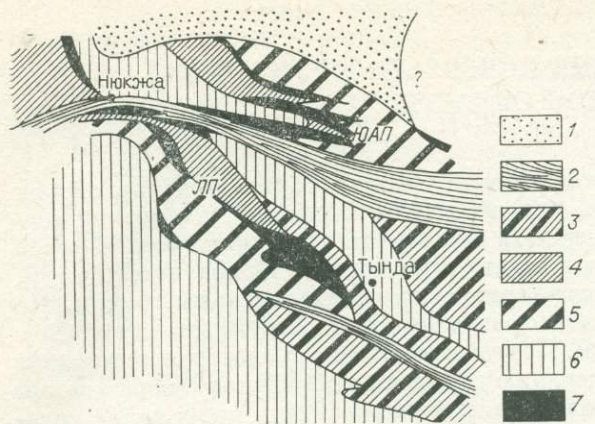


Рис. 1. Схема тектонического расчленения Становой складчатой области в междуречье Олекма — Гилуей.

1 — мезозойские отложения; 2 — поясове структуры позднего архея — раннего протерозоя с супракрустальными отложениями становой и джелтулакской серий; 3—5 — подвижные области архея: 3 — зеленокаменные пояса второй генерации с вулканитами бимодальной серии, 4 — парагнейсовые пояса, 5 — зеленокаменные пояса первой генерации с породами базит-гипербазит-ортокварцитовая формации; 6 — раннеархейские стабильные области, сложенные переработанными тоналитовыми гнейсами и протоплатформенными кварцито-гнейсовыми толщами; 7 — пояса верхнеархейских гранулитов. ЮАП — Южно-Алданский пояс, ЛП — Ларбинский пояс.

путь эндогенного развития (табл. 1). На юге в верховьях р. Могот толща представлена тонкополосчатой дифференцированной преимущественно андезито-базальтовой серией и терригенными породами. Ранние деформации и метаморфизм здесь имеют эмбриональный характер. Зато интенсивно проявились процессы, завершающие развитие, особенно после внедрения позднестановых гранитов и расплющивания структуры. Возможно, что эти процессы отражают наложенный (джелтулакский?) эндогенный цикл.

В истории становления пород станового комплекса выделяются два цикла эндогенного развития. Граница циклов определяется спадом давления, регрессивным характером процессов минералообразования на стадии вертикального расплющивания и бластомилонитизации пород. К этой же границе приурочена смена гранитоидов натрового ряда нормальными или калиевыми гранитами. Обращает на себя внимание отсутствие дайкового основного магматизма, разделяющего циклы.

Исследование состава и развития комплексов пород амфиболитового уровня метаморфизма на других участках Становой складчатой области (в междуречье Гилуей — Нюкжа) показало, что визуальное сходство со становым комплексом обусловлено обилием фемических пород, ультраметагенных и интрузивных плагиигранитов, а также общим фоном условий метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов. В то же время направленность и цикличность эндогенных преобразований подчиняются иным закономерностям — являются более длительными и сложными, чем в породах станового комплекса.

В табл. 2 показана последовательность процессов деформации, метаморфизма и плутонизма. Они установлены для существенно фемического комплекса пород, прослеженного от среднего течения р. Нюкжа к р. Тында и верховьям р. Гилуей (см. рис. 1). В пределах этой структуры, обозначенной как Ларбинский пояс, супракрустальные образования представлены двумя ассоциациями пород. Первая характеризуется развитием базитов, чередующихся с гипербазитами, кварцитами, в том числе железистыми, при резко подчиненном значении терригенных пород. Такая ассоциация часто встречается среди древнейших супракрустальных толщ кристаллических щитов и выделяется как базит-гипербазит-ортокварцитовая формация палеошельфовых областей [Саттон, 1980]. Ей противопоставляется другая формация — лептинит-амфиболитовая, представленная дифференцированной бимодальной серией амфиболитов и кислых плагиигнейсов. Она свойственна более динамичным тектоническим обстановкам и чрезвычайно широко распространена в архейских зеленокаменных поясах.

Изучение симатической составляющей разрезов Ларбинского пояса свидетельствует о толеитовом характере базальтового магматизма, дающего переходы к коматитовым и пикритовым составам.

Таблица 1. Эндеогенное развитие пород становой серии

Эндеогенный цикл	Вулканогенный (аллохтонный) комплекс		Терригенно-вулканогенный (автохтонный) комплекс	
	деформации	метаморфизм, плутонизм	деформации	метаморфизм, плутонизм
II джелтулакский	IIД ₄ (S) IIД _{2,3} (F) IIД ₁ (S)	IIγ ₂ — пегматиты Локальный К-порфиروبластез IIγ ₁ — жилы плагиогранитов и плагиоклазовый порфиروبластез	IIД ₄ (F) IIД _{2,3} (F) IIД ₁ (S)	IIγ ₂ — К-граниты, пегматиты Региональный К-порфиروبластез IIγ ₁ — грубослойные инъекционные мигматиты плагиогранитов
— Блaстомилонитизация —				
I становой	Вертикальное расплющивание, шарьяжеобразование			
	ID ₄ (S)	Iγ ₆ — интрузии и жилы гранитов нормального ряда (позднестановых)	ID ₄ (F, S)	Iγ ₄ — жилы гранитов нормального ряда
	ID ₃ (S)	Iγ ₅ — сегрегации кварц-полевошпатовой лейкосомы Iγ ₄ — жилы аплитов и пегматоидов	ID ₃ (F, S)	Iγ ₃ — сегрегации, жилки плагиолейкосомы
	ID ₂ (F, S)	Iγ ₃ — жилы раннестановых плагиогранитов Iγ _{1,2} — интенсивная теневая и послойная плагиомигматизация	ID ₂ (F)	Iγ _{1,2} — эмбриональная плагиомигматизация
ID ₁ (F, S)	Догранитный метаморфизм фации алмандиновых амфиболитов	ID ₁ (S)	Догранитный метаморфизм фации алмандиновых амфиболитов	

Породы коматиит-толеитовой серии ранее отмечались в Холодниканском вулканогенном прогибе [Московченко и др., 1983]. Эта зона закладывалась в достановое время на древнейшей структуре южной окраины алданид, которые сложены тоналитовыми «серыми» гнейсами, перекрывающими их, и протоплатформенными образованиями — коррелятами верхнеалданской свиты.

Сопоставление этапов деформаций и корреляция на основе полученных структурно-возрастных циклов других эндогенных процессов показали возможность возрастного сопоставления главных циклов развития Холодниканского вулканогенного комплекса и симатических образований хр. Зверева и верховьев р. Чульман [Кратц и др., 1981]. Поэтому Холодниканский прогиб рассматривается нами как одна из структур более обширного Южно-Алданского фемического пояса.

В строении Холодниканского пояса принимают участие несколько плутонических ассоциаций пород. Древнейшая из них представлена высокомагнезиальными коматиитовыми базальтами и перидотитовыми коматиитами. По крайней мере одним этапом деформаций она отделена от формирования полосчатой вулканогенной толщи, где наряду с высокожелезистыми базальтовыми коматиитами и толеитами широко развиты породы дифференцированной андезито-базальтовой серии. Эти породы преобразованы на протяжении двух циклов эндогенного развития, первый из которых отвечает низкотемпературному полю фации алмандиновых амфиболитов. Второй цикл включает процессы автохтонного и аллохтон-

Таблица 2. Последовательность и корреляция эндогенных процессов в архейских

Период	Эндогенный цикл	Южно-Алданский пояс (Холодниканская ветвь)		
		деформации	метаморфизм	плутонизм
Становой AR ₂ — PR ₂	IV	IV D _{2+n} (S)		Комплекс метасоматитов IVγ ₃ — щелочные граниты, сиениты
				IVγ ₂ — позднестановые граниты
		IV D ₁ (S)	IV M — фации альмандиновых амфиболитов	IVγ ₁ — раннестановые граниты
				IVv ₁ — амфиболиты (дайки)
Урканский AR ₁₋₂	III		III M ₂ — зеленосланцевая фация	
		III D ₃ (F, S)		IIIγ ₁ ³ — плагиограниты, аплиты
		III D ₂ (F, S)		
		III D ₁ (S)	III M ₁ — амфиболитовая фация	IIIγ ₂ ^{1,2} — амфиболовые, биотитовые плагиомигматиты
	II			IIIv ₁ δ ₁ — метагаббро, метадiorиты
			Бластомилонитизация	
			II M ₃ — амфиболитовая фация	IIγ ₃ — послонные мигматиты, алмокремнистые и другие метасоматиты
		II D ₂ (F, S)	II M ₂ — роговообманковые гранулиты повышенного давления	IIγ ₂ ^{1,2} — мигматиты и жилы эндербито-гнейсов и других гранитоидов
				IIδ ₁ — эндербиты, плагиоклазиты
		II D ₁ (F, S)	II M ₁ — зональный, умеренноградиентный, среднетемпературный	IIγ ₁ — гранатовые и другие плагиограниты
I	I			IIv ₂ — доскладчатые габброиды
				IIv ₁ — коматит- и андезит-базальтовая серия
		I D ₁ (S)	I M ₁ — до зоны гранитизации	
		Будинаж, дробление		Iσ ₁ — перидотитовые, базальтовые коматиты, пикриты
Алданский AR ₁				Кварцито-гнейсовый Инфракомплекс тоналитовых

фемических поясах Становой складчатой области

Ларбинский пояс		
деформации	метаморфизм	плутонизм
		Жильный комплекс IVγ _{3,4} — гранитов нормального и К-ряда, пегматиты
		IVγ ₂ — позднестановые граниты
IV D ₁ (S)	IV M — амфиболитовая фация	
		IVγ ₁ — раннестановые граниты
		IVv ₁ — амфиболиты (дайки)
		Милонитизация
		IIIγ ₂ — К-граниты, граноспелиты, порфиробласты
III D ₃ (S)		
		IIIγ ₁ ³ — амфиболовые, биотитовые граниты
III D ₂ (F, S)		
III D ₁ (S)	III M — амфиболитовая фация	IIIγ ₁ ^{1,2} — амфиболовые биотитовые плагиомигматиты
		IIIσ ₁ v ₁ — гипербазиты, метагаббро
	Бластомилонитизация	
II D ₃ (S)	II M ₃ — амфиболитовая фация	IIγ ₃ ^{1,2} — мигматиты и жилы гранитов нормального и щелочного ряда
		IIδ ₂ — эндербиты, плагиоклазиты
II D ₂ (F)	II M ₂ — роговообманковые гранулиты умеренного давления	IIγ ₂ ^{1,2} — мигматиты и жилы чарнокитоидов
		IIδ ₁ v ₃ — эндербиты, габброиды
II D ₁ (F, S)	II M ₁ — зональный, умеренноградиентный, среднетемпературный	IIγ ₁ ^{1,2,3} — мигматитообразующие и перемещенные плагиограниты (гранатовые и др.)
		IIσ ₁ v ₂ — доскладчатые интрузии гипербазитов и габброидов
		IIv ₁ — бимодальная серия
	Бластомилонитизация	
		Iγ ₂ — плагиограниты
I D ₁ (F, S)	I M ₁ — амфиболитовая фация	Iγ ₁ — плагиомигматиты
		Iσ ₁ — базит-гипербазит-ортокарцитовая серия
		протоплатформенный чехол («серых») гнейсов, плагиоклазитов, диорито-гнейсов и др.

Таблица 3. Анализы коматиитов и некоторых ассоциирующих с ними толеитов и

Окисел	M 144-a		K 508-4		M 145-ж		M 145-в		M 148-г		M 148-д		M 147-е		M 147-д		M 18-п		M 18-г		M 18-г ¹			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	44,24	47,14	46,94	50,36	42,22	48,82	49,04	50,54	52,50	41,36	41,56	41,44	42,19	47,02	45,85	47,75	48,82	48,44	49,86	52,29	48,40	46,10	46,35	45,04
TiO ₂	0,40	0,18	0,30	0,46	1,85	0,93	0,62	0,82	0,35	0,15	0,96	0,90	0,99	0,33	0,67	0,34	0,31	0,36	0,81	0,42	0,67	1,28	1,70	2,47
Al ₂ O ₃	9,52	7,37	7,37	4,70	10,83	5,62	4,82	6,69	5,93	9,43	8,33	8,86	9,33	8,22	8,53	8,76	8,23	7,61	8,33	7,50	11,68	10,28	14,23	13,29
Fe ₂ O ₃	0,71	1,19	3,71	0,71	4,41	4,53	4,84	0,95	0,87	3,58	3,52	5,13	4,46	3,86	1,87	1,64	1,25	1,46	2,42	1,98	3,82	4,63	3,78	4,88
FeO	9,01	7,51	5,69	6,69	12,38	10,76	10,74	4,86	7,16	9,41	9,23	8,47	8,90	7,54	8,55	8,11	8,34	8,70	7,33	4,96	6,44	9,51	5,69	9,36
MnO	0,14	0,14	0,28	0,21	0,11	0,16	0,22	0,12	0,19	0,20	0,17	0,16	0,11	0,18	0,24	0,17	0,23	0,22	0,14	0,31	0,21	0,14	0,16	0,16
MgO	21,30	21,38	20,07	19,79	12,25	12,02	12,83	14,23	16,25	24,00	22,32	19,23	22,06	23,01	22,33	22,22	23,61	23,38	13,81	18,64	8,04	12,28	10,06	7,32
CaO	6,98	8,78	8,53	10,58	9,56	11,19	11,36	13,11	11,70	6,64	6,97	7,53	7,15	6,73	6,71	4,31	3,60	3,82	11,86	10,37	11,34	12,50	12,49	10,52
Na ₂ O	0,21	0,45	0,56	1,00	1,26	0,73	0,80	1,58	0,78	0,42	2,74	3,28	0,38	0,72	0,56	0,56	0,51	0,53	0,96	0,48	2,46	1,16	1,96	1,06
K ₂ O	0,10	0,16	0,08	0,10	2,09	0,47	0,22	1,33	0,93	0,10	0,43	0,28	0,19	0,56	0,31	0,87	0,80	0,81	0,51	0,16	1,85	1,14	0,61	2,64
H ₂ O ⁻	0,30	0,26	0,24	0,28	0,10	0,08	0,20	0,16	0,20	0,16	0,08	—	—	—	—	—	0,06	0,10	—	—	0,12	—	0,20	—
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,02	0,14	0,02	0,11	0,09	0,60	0,07	0,08	0,10	0,10	0,40	0,04	0,07	0,02	0,02	0,07	0,03	0,16	—	0,15	0,20	0,34
Ш.п.п.	6,96	5,25	5,17	5,46	2,94	4,30	4,33	4,70	3,30	3,62	3,09	3,80	4,05	2,00	4,37	4,36	3,64	4,18	2,47	3,17	4,49	1,40	2,33	2,58
$F = \frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg} 100\%$	20,3	18,3	20,1	17,2	42,8	40,9	39,8	18,3	21,5	22,7	23,7	23,9	24,7	21,3	20,4	19,5	18,3	19,5	27,9	16,9	40,8	38,4	33,6	46,9
Ca/Al, вес. %	0,73	1,19	1,16	2,25	0,88	1,99	2,36	1,96	1,97	0,70	0,84	0,85	0,77	0,82	0,79	0,49	0,44	0,50	1,42	1,38	0,97	1,22	0,88	0,79

Примечание. Анализы выполнены в ИГД АН СССР; аналитики С. Н. Васильева,

ного гранитообразования в условиях высокой активности Na₂O. После этапа вертикального расплющивания и бластомилонитизации толща подвергается воздействию перемещенных гранитоидов, с жильной фацией которых связаны процессы Na-метасоматоза и последующее окварцевание пород. Эти процессы протекают в динамической обстановке на фоне снижения *T* при изменении щелочности среды и окислительных условий. С ними связана специфическая сульфидная и сопутствующая минерализация.

В составе, строении и развитии выделяемых раннеархейских фемических поясов — Ларбинского и Южно-Алданского — отмечается много общих особенностей, в том числе свойственных древнейшим зеленокаменным поясам. Прежде всего это относится к составу пород, слагающих многоярусную структуру поясов. Их фундамент сложен гнейсами тоналитового состава, дающими отклонение к анортзитоподобным породам. Нижние вулканогенные комплексы характеризуются присутствием коматиитовых разностей. В табл. 3 и на рис. 2 приведены составы некоторых базальтовых и перидотитовых коматиитов и связанных с ними толеитов и пикритов. По основным параметрам состава здесь выделяются все разности коматиитов, свойственных поясам Барбертонского типа. В верхних частях разреза появляются дифференцированные вулканогенные серии от бимодальных до известково-щелочных.

Эндогенные процессы имеют длительную историю и проявлялись дискретно. Приводимая обобщенная схема последовательности эндогенных процессов (см. табл. 2) учитывает особенности развития, выявленные на разных участках, в том числе в областях развития инфракомплекса тоналитовых гнейсов, перекрытых кварцитоносными протоплатформенными и парагнейсовыми толщами.

Инфракомплекс гнейсов прорывается тремя разновозрастными генерациями даек базитов, которые разделяют процессы деформации, метаморфизма, плутонизма и сопоставляются с этапами становления трех архейских вулканогенных формаций — базит-ортокварцитовой, бимодальной (достановой) и толеит-базальтовой (раннестановой). Бимодальная серия имеет более простую последовательность эндогенных процессов. Учитывая при этом, что такие формации характеризуют мобильные тектонические режимы, бимодальную серию мы рассматриваем как более позднюю относительно базит-ортокварцитовой.

пикритов

M 18-и	M-48 б	M 19-п	M 21-ж	M 21-ж ¹	M 21-в	K 32-2	M 65-0	III 4052-21	III 5022-и	M 3062-1	M 144	M 70-п	M 70-г
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
42,19	47,02	45,85	47,75	48,82	48,44	49,86	52,29	48,40	46,10	46,35	45,04	46,34	49,37
0,99	0,33	0,67	0,34	0,31	0,36	0,81	0,42	0,67	1,28	1,70	2,47	0,84	0,23
9,33	8,22	8,53	8,76	8,23	7,61	8,33	7,50	11,68	10,28	14,23	13,29	11,10	8,07
4,46	3,86	1,87	1,64	1,25	1,46	2,42	1,98	3,82	4,63	3,78	4,88	7,25	2,03
8,90	7,54	8,55	8,11	8,34	8,70	7,33	4,96	6,44	9,51	5,69	9,36	8,45	6,47
0,11	0,18	0,24	0,17	0,23	0,22	0,14	0,31	0,21	0,14	0,14	0,16	0,20	0,15
22,06	23,01	22,33	22,22	23,61	23,38	13,81	18,64	8,04	12,28	10,06	7,32	10,94	24,89
7,15	6,73	6,71	4,31	3,60	3,82	11,86	10,37	11,34	12,50	12,49	10,52	8,97	4,91
0,38	0,72	0,56	0,56	0,51	0,53	0,96	0,48	2,46	1,16	1,96	1,06	1,59	1,88
0,19	0,56	0,31	0,87	0,80	0,81	0,51	0,16	1,85	1,14	0,61	2,64	1,50	0,20
—	—	—	—	0,06	0,10	—	—	—	0,12	—	0,20	—	—
0,40	0,04	0,07	0,02	обн.	обн.	0,07	0,03	0,16	—	0,15	0,20	0,34	0,02
4,05	2,00	4,37	4,36	3,64	4,18	2,47	3,17	4,49	1,40	2,33	2,58	2,00	2,10
24,7	21,3	20,4	19,5	18,3	19,5	27,9	16,9	40,8	38,4	33,6	46,9	—	—
0,77	0,82	0,79	0,49	0,44	0,50	1,42	1,38	0,97	1,22	0,88	0,79	—	—

Е. Е. Зевелева, Е. Н. Турунова, С. С. Коноплева.

При таких допущениях вся совокупность эндогенных процессов, реконструируемых в обоих фемических поясах, может быть представлена в виде последовательного ряда, где коррелируются не только границы эндогенных циклов, но и важнейшие геологические события с их направленностью и петрогенетической специализацией.

Обособляется обширная группа эндогенных процессов, предшествующих становому тектогенезу. Они соответствуют самостоятельному (урканскому) периоду развития. Их соотношения с процессами алданского и станового времени устанавливаются в Южно-Алданском поясе при непрерывном прослеживании геологических событий в зоне сочленения алданид и становид.

Отличительные особенности процессов, выделяемых в урканский период развития, установлены сейчас многими исследователями [Кастрыкина, 1983; Кориковский, 1967; Шульдинер и др., 1983]. Этот период характеризуется зональным метаморфизмом кианит-силлиманитового типа, прогрессивно направленным и достигающим режимов гранулитовой фации при кульминации второго эндогенного цикла. На ранних этапах температурный режим соответствовал всему интервалу фаций эпидотовых и альмандиновых амфиболитов. При этом наиболее низкие значения *T* и, в еще большей степени, *P* характеризовали внутренние зоны фемических поясов, выполненных дифференцированными вулканитами.

Проблема гранулитового метаморфизма в рассматриваемых фемических поясах требует особого анализа. Здесь хотелось бы подчеркнуть узкопоясовый, наложенный характер структур, контролирующих гранулитовый режим, и их локализацию вдоль границ различных тектонических зон. Высокотемпературные процессы сопряжены с многофазным становлением больших объемов магматических пород глубинного генезиса (глиноземистых габброидов, анортзитов, эндербитов), преобразования которых во многом могут оказаться автотемпературными по своей сущности. Возраст этих процессов, по-видимому, не древнее 3,0 млрд. лет, т. е. они отражают термодинамическое состояние инфраструктуры в период заложения прогибов станового времени.

В заключение следует подчеркнуть, что и Южно-Алданский, и Ларбинский пояса имеют характерную металлогенетическую специализацию, свойственную зеленокаменным поясам раннедокембрийских кратонов. Повышенные содержания полезных компонентов отмечаются уже в вул-

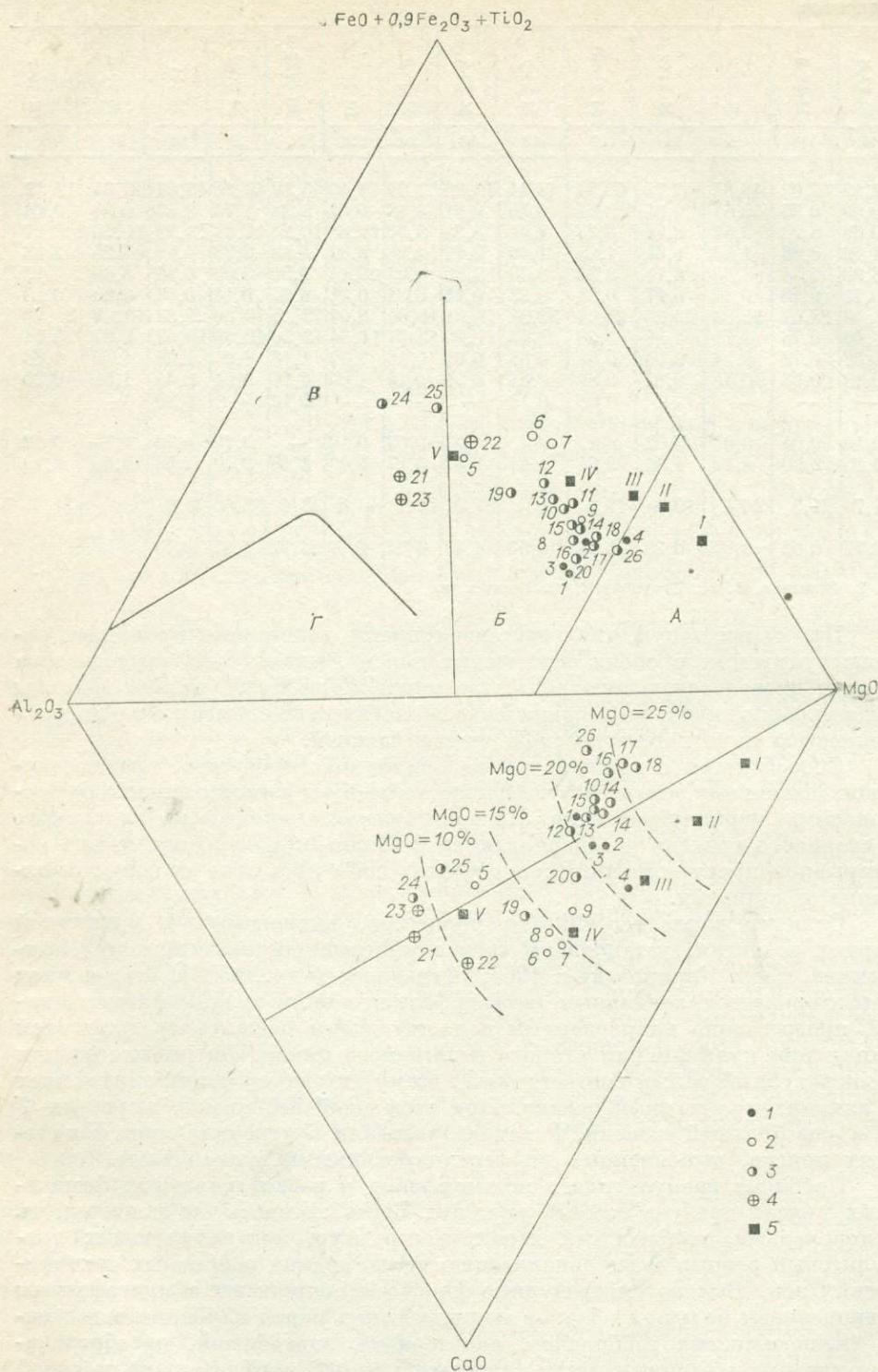


Рис. 2. Диаграмма составов коматитов, а также ассоциирующих с ними толеитов и пикритов.

Холодниканский пояс: 1 — базальтовые и промежуточные коматиты нижнего структурного этажа; 2, 3 — породы верхнего структурного этажа (2 — базальтовые коматиты с отношением $Al_2O_3 - CaO < 1$; 3 — разновидности, переходные к толеитам и пикритам с отношением $Al_2O_3 - CaO > 1$); 4 — базальтоиды Ларбинского пояса; 5 — средний состав коматитов пояса Барбертон: перidotитовые коматиты формации Комати (I), формации Сандспруйт (II), базальтовые коматиты типа Гелук (III), типа Вадшлаас (IV), типа Барбертон (V). Поля составов: А — ультраосновных коматитов, Б — основных коматитов, В — толеитов, Г — известково-щелочной серии. Цифры на рисунке соответствуют порядковым номерам образцов в табл. 3.

канитах коматит-базальтовой серии. Мобилизация и концентрация рудного вещества имели место в связи с наложенными, регрессивно направленными эндогенными процессами станового или еще более поздних этапов развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Кастрыкина В. М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области.— В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 140—163.
- Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М.: Наука, 1967.— 298 с.
- Кратц К. О., Московченко Н. И., Хильтова В. Я. НизкоградIENTные эндогенные режимы в докембрии: место и время в геоструктурах и петрогенетическая специфика. (Тезисы Всесоюзного петрографического совещания).— Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1981, с. 34—35.
- Московченко Н. И., Красников Н. Н., Семенов А. П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид.— В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 97—127.
- Неймарк Л. А. U — Th — Pb изотопно-геохимические системы в нижнедокембрийских породах Алдано-Станового щита. Автореф. канд. дис.— Л., 1981.
- Саттон Дж. Тектонические соотношения в архее.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 108—114.
- Шульдинер В. П., Панченко И. В., Шульдинер И. С. Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи.— В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с. 127—139.
- Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма/Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И. и др.— Л.: Наука, 1978.— 235 с.

А. А. ЕЛЪЯНОВ, В. М. КАСТРЫКИНА, Ю. П. КАСТРЫКИН

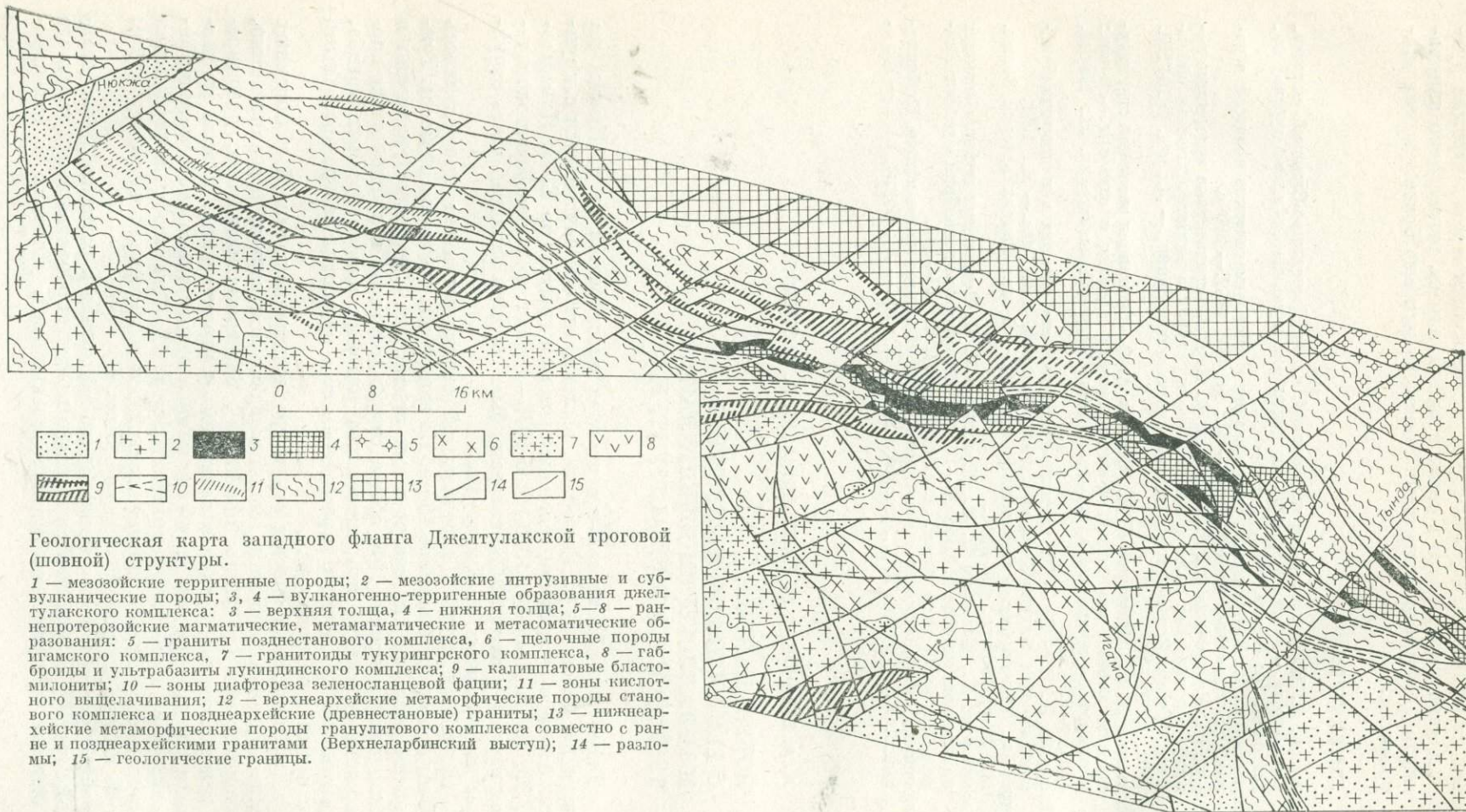
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДЖЕЛТУЛАКСКОЙ ТРОГОВОЙ (ШОВНОЙ) СТРУКТУРЫ

Джелтулакская троговая структура простирается от р. Нюкжа на западе до низовьев р. Гилюй на востоке, где она сочленяется с крупным Амазаро-Гилюйским геосинклинальным трогом (по Е. В. Ялынычеву, Ю. П. Рассказову, 1978 г.). В 1976—1980 гг. при аэрофотогеологическом картировании (АФГК) авторами была изучена западная часть структуры до верховьев р. Джелтулак.

Изученная часть Джелтулакской структуры имеет протяженность 120 км при средней ширине 15 км. На западе она срезается крупным Тунгирским разломом, на севере и юге ограничена Североджелтулакским и Южноджелтулакским. При общем северо-восточном и субширотном простирании структура испытывает два плавных коленообразных изгиба, вероятно обусловленных пересечением ее с крупными северо-восточными разломами (см. рисунок).

Джелтулакская шовная структура представлена серией сближенных кулисообразных разломов, сопровождающихся зонами рассланцевания, милонитизации (до ультрамилонитов), бластомилонитизации, диафтореза зеленосланцевой фации и кислотного выщелачивания. К этим же разломам приурочены тектонические клинья относительно слабо метаморфизованных вулканогенно-терригенных пород (собственно «Джелтулакская троговая структура»), прослеживающиеся в изученной части структуры на 90 км при ширине полосы до 4,5 км.

Субстрат, в котором происходило заложение и развитие Джелтулакской структуры, представлен верхнеархейскими образованиями станового комплекса, прогрессивно метаморфизованными в условиях эпидот-амфи-



Геологическая карта западного фланга Желтулакской троговой (шовной) структуры.

1 — мезозойские терригенные породы; 2 — мезозойские интрузивные и субвулканические породы; 3, 4 — вулканогенно-терригенные образования желтулакского комплекса: 3 — верхняя толща, 4 — нижняя толща; 5—8 — раннепротерозойские магматические, метаматические и метасоматические образования: 5 — граниты позднестанового комплекса, 6 — щелочные породы игамского комплекса, 7 — гранитоиды тукурингского комплекса, 8 — габброиды и ультрабазиты лукиндинского комплекса; 9 — калишпатовые blastsмилониты; 10 — зоны диафтореза зеленосланцевой фации; 11 — зоны кислотного выщелачивания; 12 — верхнеархейские метаморфические породы станового комплекса и позднеархейские (древнестановые) граниты; 13 — нижнеархейские метаморфические породы гранулитового комплекса совместно с ранне и позднеархейскими гранитами (Верхнеарбинский выступ); 14 — разломы; 15 — геологические границы.

болитовой фации в интервале от ставролит-хлоритовой до высокотемпературной ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации кианит-силлиманитового типа глубинности ($T = 500-600^{\circ}\text{C}$, P около 5 кбар), весьма интенсивно дислоцированными и гранитизированными [Кастрыкина, 1983]. При этом отмечается приуроченность структуры к тектоническому шву между образованиями станового комплекса и нижнеархейскими гранулитовыми толщами Верхларбинского блока, а на отдельных интервалах — к ядрам крупных синклиналильных структур станового комплекса.

Слабо метаморфизованные вулканогенно-терригенные породы обнаружены в узких, часто разобщенных, тектонических блоках (клиньях) размером от 0,1 до 5 км², причем вмещающие архейские образования на контакте с ними всегда интенсивно тектонизированы и изменены различными гетерогенными процессами, тогда как сами описываемые породы изменены относительно слабо. Вслед за сотрудниками ЛАГЕДа [Геология и петрология..., 1965] мы относим их к джелтулакской серии, но расчленением по-новому на две толщи.

Нижняя толща сложена двуслюдяными сланцами и мусковитовыми кварцитами с прослоями зеленых сланцев, порфиритоидов и высокоглиноземистых (с гранатом, дистеном, ставролитом, андалузитом, турмалином) сланцев. В средней части разреза отмечены пласты и линзы (мощностью до 80 м) доломитовых мраморов, кварцито-сланцев, метаконгломератов, углисто-графитовых (черных) сланцев. К верхам разреза возрастает роль порфиритоидов. С запада на восток в этой толще падает роль вулканогенных пород и кварцитов и возрастает — карбонатных пород, причем на востоке (по р. Тында) впервые появляются слюдисто-карбонатные сланцы. Нижняя толща в значительной степени дислоцирована, слабо гранитизирована раннепротерозойскими субщелочными плагиигранитами и гранитами, прорвана редкометалльными пегматитами и табродиабазами того же возраста. Видимая мощность толщи 1000—1100 м.

Верхняя толща более однородна по составу, менее дислоцирована, обычно имеет моноклинальное залегание с падением на север. Представлена она метаморфизованными терригенными (в целом более контрастные и грубые фации) и вулканогенными породами. Основной фон составляют филлиты (микросланцы, обогащенные углисто-графитовым веществом) в низах разреза с хлоритоидом и гранатом, перемежающиеся с горизонтами, линзами и прослоями метаконгломератов, седиментационных брекчий и углистых сланцев, порфиритоидов, роль которых возрастает в средней части разреза, и метапесчаников, которые грубо переслаиваются с филлитами и метаэффузивами в верхах. Нижняя граница толщи почти всегда тектоническая, лишь иногда отмечается постепенная смена двуслюдяных сланцев нижней толщи филлитами верхней при согласном в целом залегании пород, что позволяет границу между толщами условно считать согласной. Видимая мощность около 1200 м. Верхняя толща джелтулакской серии практически не гранитизирована. Она прорывается раннепротерозойскими гранитами (с образованием контактовых роговиков) и жилами редкометалльных пегматитов.

Породы джелтулакской серии метаморфизованы во всем диапазоне зеленосланцевой и низкотемпературной эпидот-амфиболитовой (ставролитовой) фаций. Выделяются следующие субфации.

1. Хлорит-мусковитовая (добиотитовая), в условиях которой метаморфизованы стильномелан-хлорит-фенгитовые, фенгит-стильномелан-цоизитовые и другие филлиты, метапесчаники, зеленые сланцы и метаэффузивы с реликтами первичных кластических и эффузивных структур. Температура метаморфизма несколько превышает 300°C .

2. Биотит-мусковитовая, в пределах которой выделены: биотитовая и альмандин-хлорит-хлоритоидная ступени. Биотитовая знаменует переход филлитов в слюдяные сланцы, а альмандин-хлорит-хлоритоидная заканчивает зеленосланцевую фацию.

3. Ставролит-хлоритоидная (ставролит-альмандиновая ступень), к которой условно отнесены андалузит-ставролит-гранат-двуслюдяные слан-

цы. Температура метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-ставролитовому термометрам определяется в 525—550°C, что подтверждается положением линий моновариантных равновесий на диаграмме С. П. Кориковского [1979], из которой температура определяется в 520—550°C и давление в 3—3,5 кбар. В целом положение высокотемпературных парагенезисов джелтулакской серии близко положению тройной точки, имеющей по экспериментальным данным Холдовэя $T = 501^\circ\text{C}$, $P = 3,76$ кбар.

Анализ полученного материала позволяет относить метаморфизм джелтулакской серии к промежуточному андалузит-силлиманитовому и кианит-силлиманитовому типу глубинности.

Геохимически филлиты и двуслюдяные сланцы джелтулакской серии характеризуются повышенными содержаниями меди и элементов группы железа; двуслюдяные сланцы, кроме того, обогащены оловом, вольфрамом, ниобием. Метаэффузивы также обогащены элементами группы железа, фосфором, содержания которых возрастают в последовательности метадацит — метабазацит.

Возраст джелтулакской серии устанавливается с достаточной уверенностью как раннепротерозойские не только в результате рассмотрения ее взаимоотношений с разнообразными метаморфическими, метасоматическими и интрузивными породами района, но и на основании прямого прорывания ее пегматитами с радиологическим возрастом 2208 ± 44 млн. лет (К/Аг метод по мусковиту).

В связи с породами джелтулакской серии выявлено шеелитовое оруденение стратиформного типа, связанное со скарноидами [Кастрькин, 1983]. Имеются предпосылки для выявления стратиформного оруденения метаморфогенно-гидротермального типа в углисто-графитовых («черных») сланцах и меди в известково-слюдистых сланцах и метапесчаниках. Указанные породы нередко интенсивно сульфидизированы (5—10% и более) и окварцованы по тонким прожилкам, развивающимся по зонам расслаивания, милонитизации, катаклаза и брекчирования мощностью десятки метров, протяженностью до первых километров. Количество и состав сульфидов во многом определяются составом исходных пород. Так, в углисто-графитовых сланцах преобладает пирит, в слюдисто-карбонатных наряду с ним отмечается халькопирит, на участке развития натровых метасоматитов игамского комплекса, замещающих сланцы, относительно много молибденита.

С развитием Джелтулакской структуры, по всей вероятности, связано образование массивов расслоенной серии основных — ультраосновных пород лукиндинского комплекса. Наиболее крупные массивы — Лукиндинский и Гетканский — локализируются в относительно стабильных бортах структуры, примыкая к ней с внешней стороны, более мелкие тела (Устьбурпалинское и др.), а также дайки располагаются внутри структуры, нередко прорывая филлиты верхней толщи.

Породы лукиндинского комплекса, несомненно, имеют весьма глубинное (подкоровое) происхождение. По представлениям П. А. Балькина и др. [1982], они возникли, вероятно, за счет плавления мантийного гранатового перидотита, обогащенного пироп-шпинелевой составляющей, что указывает на весьма глубокое проникновение разломов, с которыми связано развитие структуры. С лукиндинским комплексом связаны сульфидная медно-никелевая, титаномагнетитовая, хромитовая и другие минерализации.

Достаточно отчетливо тяготеют к Джелтулакской структуре и щелочные породы игамского комплекса, примыкающие к ней с южной стороны. В качестве самостоятельного этот комплекс выделен в районе впервые; он объединяет широкую гамму метасоматических пород и, несомненно, принадлежит формации кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов [по Руднику и др., 1970].

Щелочной метасоматизм проявился на заключительной стадии раннепротерозойской активизации региона и наложился на все докембрийские образования Джелтулакской структуры, причем наиболее благо-

приятная обстановка для проникновения растворов возникла на участке ее коленообразного изгиба в бассейне р. Игама. В зависимости от состава субстрата, степени его переработки и доминирующей роли щелочного компонента возникла разнообразная группа щелочных пород, представляющих как конечные, так и промежуточные члены метасоматической колонки.

Полученный нами материал позволил выделить в этом комплексе два эволюционных ряда: натровый и калиевый, а внутри них две стадии переработки субстрата — метасоматическую и метамагматическую. В последнюю возникли реоморфические мобильные массы и образовались породы интрузивного облика.

Породы натрового ряда метасоматические представлены: 1) кварцевыми олигоклазитами, тоналитами, сиенит-диоритами и щелочно-земельными сиенитами; 2) субщелочными плагиогранитами и гранитами, в генетической и пространственной связи с которыми установлены шеелитоносные скарноиды; кроме того, по данным Р. Д. Печинского, в них повышены концентрации редких металлов, нередко образующих собственные минералы; 3) редкометальными цегматитами, которые развиты вдоль всей структуры, образуя отдельные жилы, рои и поля. Наиболее крупные из них располагаются в нижней толще желтулакской серии, но некоторые прорывают и верхнюю. Мощность отдельных жил от 1 до 15, иногда до 100 м, протяженность до 200 и даже 500 м при концентрации жил до 50—70 шт. на 1 км².

Породы натрового ряда метамагматические представлены нордмаркитами и эгирин-арфведсонитовыми сиенитами. Они образуют крупный массив (Верхнебурпалдинский), прорывающий филлиты верхней толщи, но сами содержатся в ксенолитах раннепротерозойских (позднестановых) гранитоидов.

Породы калиевого ряда метасоматические слагают Игамский массив, представленный сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами. Они развиваются по верхнеархейским толщам, габброидам лукиндинского и гранитоидам раннепротерозойского (тукурингского) комплексов; причем по лейкократовому субстрату образуются щелочные граниты, граносиениты, лейкократовые кварцевые сиениты и сиениты, лейкократовые щелочно-земельные сиениты, по меланократовому — сиениты и сиенит-диориты. К этому же ряду близки калишпатовые blastsмилониты, маркирующие почти всю структуру, за исключением восточной части. Они развиваются вдоль зон милонитизации, где породы претерпевают полную текстурно-структурную перестройку. Порфиробласты калишпата в разной степени насыщают породы вплоть до образования микроклинитов. Ширина зон 1,5—2,5 км, протяженность до 10 км. С зонами калишпатовых blastsмилонитов связана редкоземельная минерализация (в кварц-полевошпатовых метасоматитах).

Породы калиевого ряда метамагматические слагают небольшие тела, вытянутые вдоль структуры и сложенные эгирин-арфведсонитовыми, меланитовыми, эгирин-авгитовыми щелочными сиенитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами (I фаза) и гранофировыми аляскитами (II фаза).

Метасоматиты подобного типа описаны на Алданском щите, в Прибайкалье и в ряде других районов. Особенности их являются отсутствие генетической связи с каким-либо интрузивным комплексом, приуроченность к региональным разломам и связь с ними редкометального оруденения. Эволюция щелочных метасоматических процессов в Желтулакской зоне происходила по схеме: прогрессивный натровый — несколько перекрывающий его прогрессивный калиевый — регрессивный натровый (альбитизация) — регрессивный кремниво-щелочной (окварцевание, мусковитизация, грейзенизация). Редкометальная минерализация, связанная с игамским комплексом, в основном формировалась в период смены калиевого прогрессивного метасоматоза натровым регрессивным. Относительно слабое развитие регрессивных процессов,

в первую очередь окварцевания, мусковитизации и грейзенизации, ограничивает перспективы структуры в отношении этого оруденения.

В размещении зон гидротермально измененных пород, трассирующих структуру на всем ее протяжении, намечается определенная латеральная зональность. Наиболее мощные зоны blastomylonitov развиты в центральной части структуры, на востоке они практически отсутствуют. Зеленосланцевый диафторез проявлен в центральной части и на востоке, кислотное выщелачивание почти исключительно на западе. Обычно в подобных зонах чередуются узкие (десятки, реже сотни метров) полосы интенсивно измененных пород и более широкие (сотни метров) полосы не столь интенсивного проявления перечисленных процессов. Общая мощность подобных зон достигает 6 км.

Зеленосланцевому диафторезу подвержены все архейские породы, раннепротерозойские магматические и метасоматические образования и частично сланцы нижней толщи джелтулакской серии. Среди диафторитов установлены образования эпидот-хлоритовой и серицит-кальцитовой ступеней. Первые представлены хлорит-эпидот-альбитовыми, хлорит-эпидот-кварцевыми и альбит-эпидот-цоизитовыми сланцами. Вторые образуются по высокоглиноземистым сланцам джелтулакской серии и представлены хлорит-серицит-кварц-альбитовыми, хлорит-кальцит-альбит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми сланцами. Синхронно с зеленосланцевыми диафторитами в тех же зонах развиваются кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-серицитовые жилы с рудной минерализацией.

Кислотное выщелачивание наиболее интенсивно проявлено по высокоглиноземистым сланцам. В пределах самой структуры в основном развиты образования кварц-силлиманитовой (фибролитовой) ступени, в которых обычно все цветные минералы замещаются фибролитом, мусковитом, кварцем. Геохимически процесс выражается выносом большинства элементов и привносом кремнезема, никеля, меди, циркония, галлия, рубидия и фтора. Вдоль северной границы структуры по гранулитовым гнейсам развиваются также образования кварц-кианитовой и кварц-мусковитовой ступеней, представленные мусковит-дистеновыми турмалинсодержащими кварцитами.

В зонах зеленосланцевого диафтореза и кислотного выщелачивания, как и в зонах blastomylonitizatsii, широко развито оруденение метасоматического типа, характеризующееся низким содержанием при значительных объемах и являющееся основным поставщиком металла в россypi. Здесь же нередко фиксируются другие виды низкотемпературного оруденения в зонах рассланцевания, брекчирования, аргиллизации.

В заключение уместно остановиться на скарнировании доломитовых мраморов нижней толщи джелтулакской серии при региональном метаморфизме и воздействии раннепротерозойских гранитоидов, которые часто сопровождаются образованием шеелитового оруденения. Установлено около 10 проявлений подобного типа в зоне протяженностью более 50 км. Необходимо отметить, что аналогичные скарноиды вне Джелтулакской структуры (хр. Янкан) всегда безрудны. При скарнировании по мраморам развиваются диопсидовые, диопсид-гумитовые, кварц-диопсидовые и кварц-диопсид-тремолитовые породы. Шеелитовая минерализация приурочена в основном к диопсидовым и кварц-диопсидовым скарноидам, где она образует мелкую неравномерную (до 1—5%) вкрапленность и гнезда (первые сантиметры). Шеелит представлен редкоземельной разновидностью, слабо обогащен молибденом, часто ассоциирует с флюоритом, реже молибденитом. Шеелитоносные скарноиды в отличие от безрудных характеризуются также повышенными содержаниями меди, фосфора, молибдена, олова, висмута и др.

Таким образом, по нашим представлениям, Джелтулакская шовная (троговая) структура является структурой отраженной активизации, заложившейся и развивающейся в связи с формированием в раннепротерозойское время на юге Становой области крупного Амазаро-Гилюйского геосинклинального трога.

Структура заложилась на окончательно сформировавшейся к этому времени гетерогенной коре, сложенной нижнеархейским гранулитовым и верхнеархейским становым комплексами.

Основные этапы развития структуры включают:

1) заложение Джелтулакского глубинного разлома, сопровождавшееся формированием мощных зон расланцевания, милонитизации и др.;

2) накопление вулканогенно-терригенных толщ в узком приразломном прогибе, их складчатость в условиях интенсивного сжатия и прогрессивный метаморфизм до ставролит-хлоритоидной субфации;

3) одновременное формирование вдоль многочисленных разломов по архейским породам диафоритов зеленосланцевой фации, калишпатовых blastsмилонитов, активное развитие процессов кислотного выщелачивания;

4) внедрение базит-ультрабазитовых расплавов, сформировавших интрузивы лукиндинского комплекса, и гранитоидных расплавов, сформировавших массивы тукурингского комплекса;

5) поступление щелочных растворов, сложно эволюционировавших во времени и сформировавших сложную гамму щелочных пород игамского комплекса;

6) внедрение гранитов позднестанового комплекса;

7) многократные (вплоть до мезозоя) и сложные тектонические движения, сформировавшие современную мелкоблоковую мозаичную структуру зоны;

8) сопровождение практически всех перечисленных этапов характерными для них процессами рудообразования, что привело к совмещению в пределах Джелтулакской структуры многочисленных разнообразных типов оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Балькин П. А., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Бостриков О. И. Петрохимия и особенности формирования дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда. — В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 23—34.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова В. А. и др. — Л.: Наука, 1965. — 290 с.
- Кастрыкин Ю. П. Стратиформное шеелитовое оруденение Джелтулакской троговой структуры. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 62—64.
- Кастрыкина В. М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия в районе БАМа. Л.: Наука, 1983.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. — М.: Наука, 1979. — 273 с.
- Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 261—274.

А. В. СИНИЦЫН, Л. А. ЕРМОЛАЕВА

ОБ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Аналогично другим континентам (Африке, Австралии, Америке) докембрий Восточно-Европейской платформы может быть достаточно уверенно подразделен на систему архейских кратонов и нижнепротерозойских подвижных поясов (рис. 1). Это подразделение основывается на переинтерпретации геологических материалов и анализе космофотогеологических данных по территориям щитов Балтийского и Украинского.

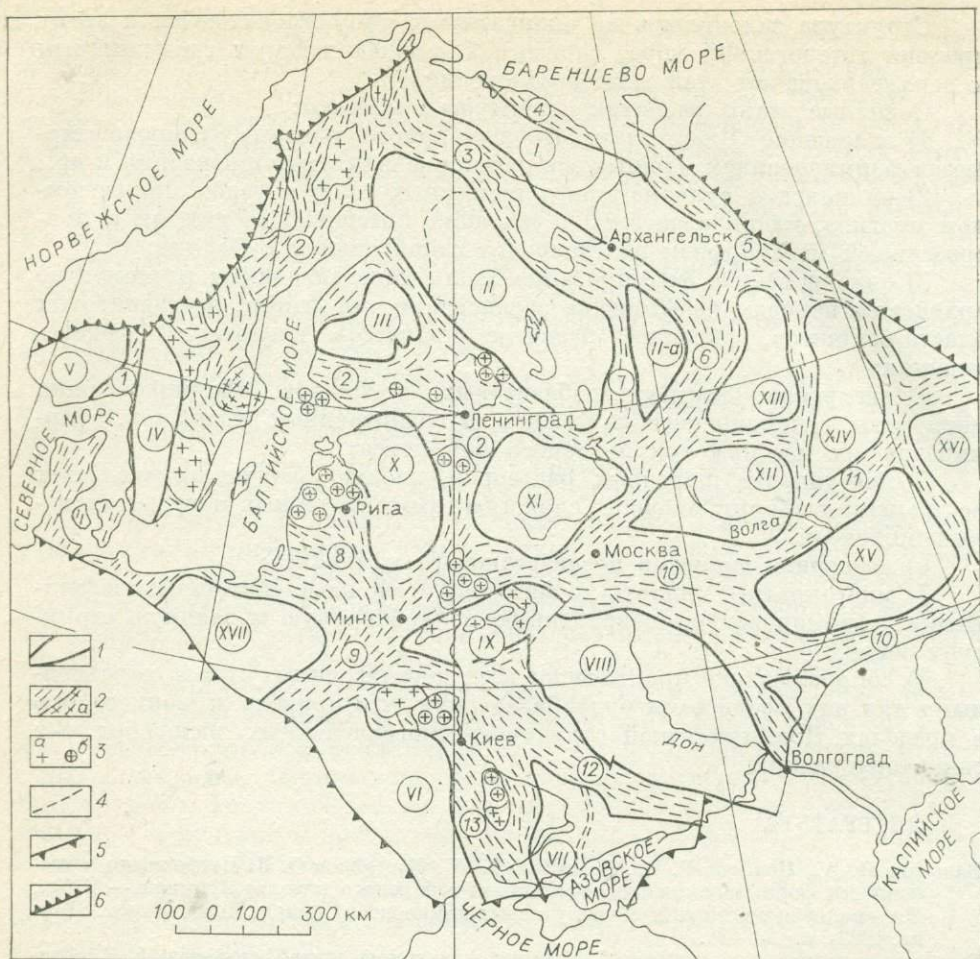


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.

1 — архейские кратоны (гранит-зеленокаменные области): I — Кольский, II — Карельский, III — Западно-Финляндский, IV — Западно-Шведский, V — Южно-Норвежский, VI — Подольский, VII — Приднепровский, VIII — Курский, IX — Белорусский, X — Прибалтийский, XI — Новгородский, XII — Горьковский, XIII — Окский, XIV — Башкирский, XV — Жигулевский, XVI — Предуральский, XVII — Польский; 2 — нижнепротерозойские подвижные пояса (а — поля мигматитов и гранито-гнейсов): 1 — Вамбле-Контсберг, 2 — Свекофенский, 3 — Беломорский, 4 — Мурманский, 5 — Тиманский, 6 — Сухонский, 7 — Вологодский, 8 — Рижский, 9 — Минский, 10 — Рязано-Саратовский, 11 — Казанский, 12 — Днепровско-Донецкий, 13 — Центрально-Украинский; 3 — массивы порфировидных калиевых гранитов (а) и гранитов рапакиви (б); 4 — крупные разломы; 5 — складчатые системы фанерозоя (каледониды, герциниды, альпиды); 6 — границы Фенно-Сарматского щита.

Для территории Русской плиты оно произведено на основе интерполяции физических полей, а также трассирования погребенных структур, фрагменты которых отпрепарированы на щитах. Учтены также данные опорного бурения и все скважины, достигшие кристаллического фундамента. Естественно, что с возрастом мощности платформенного чехла надежность структурно-тектонического районирования докембрийских структур уменьшается. Кроме того, в таких районах уменьшается и количество скважин, вскрывших основание. Поэтому на приводимой схеме наименее уверена интерпретация строения фундамента юго-восточной (Приуралье) и северо-западной (Польша) частей платформы.

Более детальный анализ структур раннего докембрия платформы в целом выходит за рамки данной статьи, и приводимая схема (см. рис. 1) важна главным образом для иллюстрации положения структурных элементов Балтийского щита в общей системе структур платформы. Отметим, однако, что подобно другим континентам нижнепротерозойские подвижные пояса на Восточно-Европейской платформе после завершения основ-

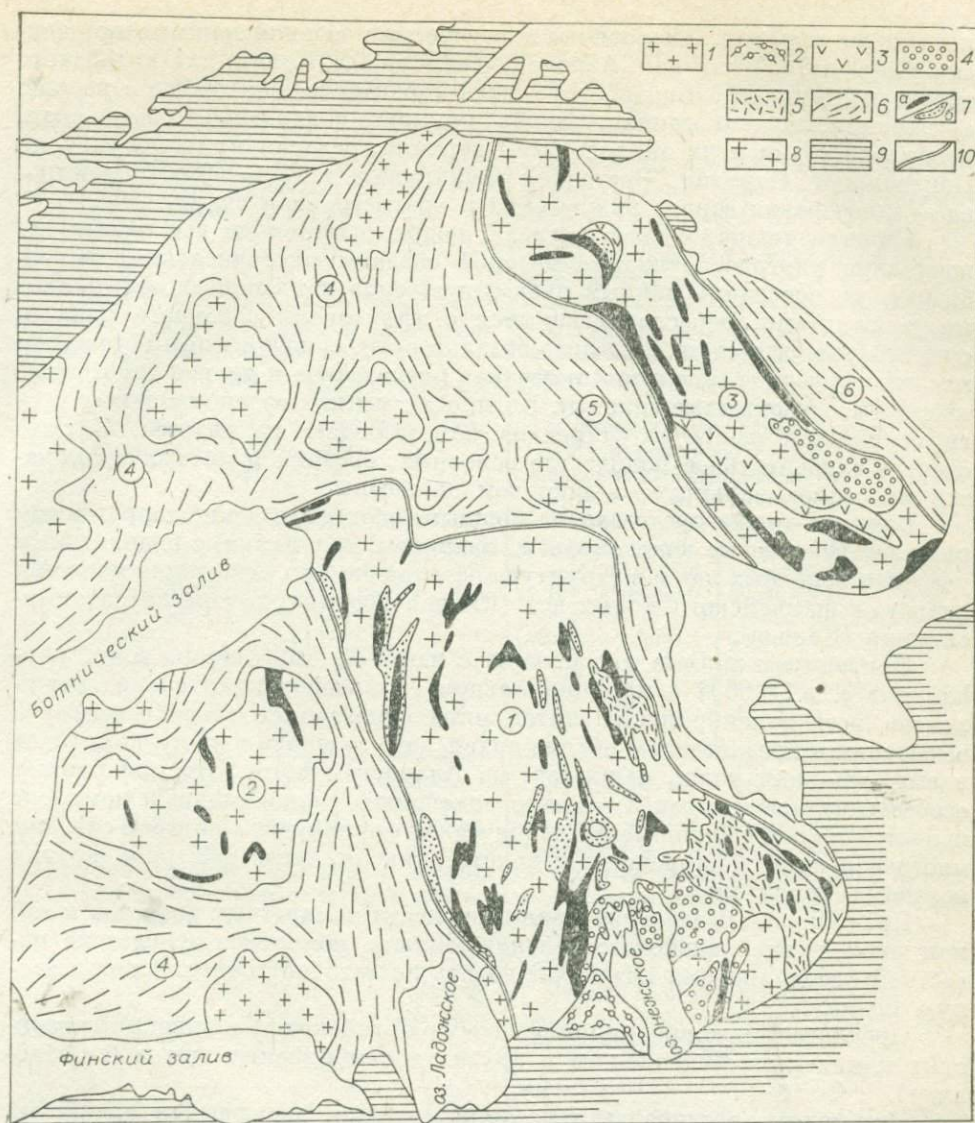


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема восточной части Балтийского щита. 1 — граниты рапакиви; 2 — осадки и вулканы петрозаводской серии; 3 — вулканы суйсарского комплекса, серый ветреного пояса и имандра-варауга; 4 — осадки и вулканы онежской серии (синхронные осадочному комплексу Свекофеннского подвижного пояса); 5 — осадки и вулканы тунгуско-надвоицкой серии (синхронные осадочному комплексу Беломорского подвижного пояса); 6 — метаморфические комплексы (гранулиты, гнейсы, сланцы и мобилизованный фундамент) Свекофеннского (4), Беломорского (5) и Мурманского (6) подвижных поясов; 7 — зеленокаменный комплекс (а — вулканы и осадки парандовской серии и ее аналогов, б — кварцевые конгломераты, кварциты и лавы ятулия); 8 — гранитоиды основания — серые гнейсы (кратоны: 1 — Карельский, 2 — Западно-Финляндский, 3 — Кольский); 9 — осадочный чехол Русской плиты и каледониды Скандинавии; 10 — границы кратонов.

ной стадии развития в дальнейшем часто наследовались более молодыми структурами — рифейскими авлакогенами, палеозойскими рифтами и синеклизами, например Днепрово-Донецкий авлакоген.

Рассмотрим более подробно докембрийские структуры восточной части Балтийского щита. В соответствии с предлагаемой структурно-тектонической схемой (рис. 2) они подразделяются на архейские кратоны (Кольский, Карельский и Западно-Финляндский) и нижнепротерозойские (2800—1800 млн. лет) подвижные пояса (Свекофеннский, Беломорский и Мурманский). Архейские кратоны, так же как на других докембрийских щитах — Канадском, Западно-Австралийском, Южно-Американском и др., представляют собой гранит-зеленокаменные области, сложенные гетерогенными гранитоидами и архейскими (3600—3000 млн. лет) зелено-

каменными трогами. Аналогично классическим зеленокаменным комплексам (Барбертон, Калгурли, Абитиб, Йеллоунайф, Колар) для архейского трогового комплекса Балтийского щита характерно двучленное строение: а) нижняя, вулканогенная, толща (лопий-парандовская, гимольская, тундровая серии и их аналоги) и б) верхняя, осадочная, толща (ятулий Центральной Карелии, Восточной Финляндии и Кольского полуострова — сегозерская серия, рижгубская и трехостровная свиты).

Нижняя толща, в свою очередь, подразделяется на две пачки: существенно ультраосновную, с которой связаны многочисленные гипербазиты, по последним данным преимущественно являющиеся эффузивными коматиитами, переслаивающимися с эффузивами основного ряда, и существенно основную (андезито-базальтовую) с подчиненным участием кислых эффузивов (риолитов) и осадков (железистые и другие хемогенные кварциты, графитистые сланцы). Во многих мелких зеленокаменных прогибах нижняя пачка редуцирована или выпадает из разреза. В свою очередь относительно количество основных, средних и кислых вулкани-тов и осадков варьирует в широком диапазоне.

Верхняя толща представлена мощным преимущественно терригенным разрезом (кварцевые конгломераты, кварциты, граувакки) с подчиненным участием основных лав и в структурно-тектоническом отношении является аналогом шамвайского комплекса (Южная Африка) и комплекса тимискаминг (Канада).

Приводимые данные согласуются с идеей С. Анхауэссера и др. [Anhaeusser e. a., 1969] о принципиальном единообразии архейских комплексов всех докембрийских щитов мира и позволяют ставить вопрос о выделении в предлагаемом объеме архейского зеленокаменного комплекса и его отдельных толщ, например, на Алданском щите. Это приобретает особое значение в связи с тем, что архейский зеленокаменный комплекс является весьма важной металлогенической формацией, с которой связаны многочисленные месторождения золота, никеля, железа и ряда других полезных ископаемых.

Правильное определение принадлежности конкретных разрезов к той или иной толще архейского зеленокаменного комплекса вследствие известной специализации позволяет давать достаточно точную их прогнозную оценку.

Предлагается корреляционная схема архейских и нижнепротерозойских комплексов Балтийского и других докембрийских щитов (см. таблицу).

Необходимо остановиться на терминологии, касающейся архейских зеленокаменных прогибов, а также на вопросах, связанных с их возрастом. Обе проблемы имеют дискуссионный характер, что усугубляет необходимость их обсуждения.

Наименование «зеленокаменные пояса», введенное английскими геологами, было обусловлено широким, бросающимся в глаза, развитием в этих структурах слабо измененных вулкани-тов основного состава. Позднее, однако, выяснилось, что соотношение осадков и эффузивов в них может варьировать в очень широких пределах, а степень метаморфизма вследствие наложения более поздних (протерозойских) процессов в краях архейских кратонов может увеличиваться до амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это, в частности, привело В. И. Казанского [1982] к выводу о неудачности термина «зеленокаменные пояса», и он предлагает называть их «супракрустальные пояса». С этим трудно согласиться, так как в предлагаемом названии никак не отражена специфика данного чрезвычайно своеобразного архейского комплекса. Далее, наименование «супракрустальный пояс» может быть легко отнесено ко многим осадочно-вулканогенным комплексам протерозойского и фанерозойского возраста.

Термины «троговый комплекс» или «докембрийский троговый комплекс» также являются расширительными, так как, строго говоря, они не соответствуют термину «зеленокаменный комплекс». Это несоответствие

История развития Балтийского щита в раннем докембрии

Эпоха	Глобальные циклы и их возрастные границы (млн. лет)	Геологические формации и события в докембрии Балтийского щита					
Ранний протерозой	Активизация платформы и возникновение рифейской системы рифтов и подвижных поясов 1350—1400	Йотний Швеции, Финляндии и Карелии — грабены Шведско-Финляндской группы (Евле, Нордингро, Мухос, Сатакунта), Карельской группы (Салми, Паши) и Беломорской (Онежский и Керещкий грабены)					
	Стабилизация щитов и оформление рифейской платформы 1800—1600	Вепсий (петрозаводская и бесовецкая серии) и связанные с ними трапсы Южной Карелии)					
	Региональный метаморфизм, гранитизация и омоложение 1900—1800	Крупный региональный термальский эпизод и связанное с ним омоложение, внедрение гранитов-рапакиви, поздних анортозитов и щелочных комплексов					
	<table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td data-bbox="166 571 373 704">Образование бассейновой терригенной формации типа Ранд-Алгома</td> <td data-bbox="378 571 574 704">Образование и развитие древних подвижных поясов</td> </tr> <tr> <td colspan="2" data-bbox="166 714 574 771" style="text-align: center;">2800—1900</td> </tr> </table>	Образование бассейновой терригенной формации типа Ранд-Алгома	Образование и развитие древних подвижных поясов	2800—1900		<table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td data-bbox="591 571 797 704">Бассейновая терригенная формация (онежская, тунгудская и кейвская серии)</td> <td data-bbox="803 571 1038 771">Беломорский, Мурманский и Ладожский подвижные пояса, свекофенниды Южной Финляндии и Швеции (беломорская, ладожская и лаппонийская серии)</td> </tr> </table>	Бассейновая терригенная формация (онежская, тунгудская и кейвская серии)
Образование бассейновой терригенной формации типа Ранд-Алгома	Образование и развитие древних подвижных поясов						
2800—1900							
Бассейновая терригенная формация (онежская, тунгудская и кейвская серии)	Беломорский, Мурманский и Ладожский подвижные пояса, свекофенниды Южной Финляндии и Швеции (беломорская, ладожская и лаппонийская серии)						
Архей	Деструкция щитов на кратоны и заложение подвижных поясов, региональная гранитизация, сопровождаемая термальным процессом и омоложением; на ранней стадии внедрение главной массы калиевых гранитов 3000—2800	Дробление гранит-зеленокаменного комплекса в пределах заложившихся подвижных поясов, возникновение в экзоконтактах подвижных поясов зон гранулитов, региональное омоложение; на ранней стадии массовое внедрение калиевых гранитов					
	Образование архейского (древнейшего) терригенного комплекса типа тимискаминг-шамва 3200—3000	Ятулий Центральной и Северной Карелии (сезозерская серия), Финляндии и Кольского полуострова					
	Образование архейского комплекса зеленокаменных прогибов 3600—3200	Нижние карелиды Карелии, Центральной Финляндии и Кольского полуострова (гимольская, парандовская, яловварская серии, серии иломантси, кухмо, тундровая серия, нижняя часть имандраварзугской серии)					
	Образование фундамента зеленокаменных прогибов, его гранитизация и превращение в комплекс тоналитовых гнейсов, мигматитов и плагногранитов Более 3600	Кольские гнейсы и гранитоиды Карельского массива					
Догеологический этап							

имеет следующую природу: хотя индивидуальные зеленокаменные прогибы обычно обладают килевидной формой и термин «зеленокаменный трог» вполне обоснован, кроме зеленокаменной формации троговые структуры характерны и для других более молодых докембрийских структур, в частности для протерозойских наложенных прогибов в пределах подвижных поясов. Кроме того, поскольку термин «зеленокаменный пояс» в мировой, особенно англоязычной, литературе имеет достаточно устояв-

шее смысловое содержание, замена его иными терминами может привести к непониманию излагаемого материала. Вместе с тем желательно при описании таких комплексов уточнение термина, содержащее указание на их возраст, а именно — архейские зеленокаменные пояса.

Этот, геохронологический, аспект также имеет большое значение. Дело в том, что рядом советских исследователей, в частности Е. В. Павловским [1979], А. Ф. Грачевым и В. С. Федоровским [1980], практически ставится знак равенства между термином «зеленокаменный пояс» и «зеленокаменная серия». Кроме архейских зеленокаменных поясов ими выделяются протерозойские (до 1800 млн. лет и моложе) зеленокаменные пояса.

Основным признаком для отнесения к зеленокаменному комплексу указанные авторы считают наличие в тех или иных разрезах достаточно мощных толщ зеленокаменно измененных эффузивов основного состава. Между тем очевидно, что название «зеленокаменный комплекс» имеет отнюдь не литологический и петрографический смысл, а генетический. Более того, пример всех щитов показывает, что зеленокаменный комплекс характерен только для архейских кратонов. Для всех более молодых геологических формаций, в том числе для нижнепротерозойских подвижных поясов, зеленокаменный комплекс нехарактерен. Серия фундаментальных исследований последних лет, среди которых нужно отметить работы С. Анхауссера [Anhauser e. a., 1969], Ч. Б. Борукаева [1977], Ранняя история Земли [1980] и В. И. Казанского [1982], показала, что формация зеленокаменных поясов соответствует особому стилю развития земной коры, выразившемуся в примитивном рифтогенезе. Позднее в истории Земли такие условия не воспроизводились. Намечается следующая геохронологическая последовательность в развитии архейских зеленокаменных комплексов: формирование нижней, вулканогенной толщи — 3600—3200 млн. лет и формирование верхней, существенно осадочной серии — 3200—3000 млн. лет. Второй из указанных этапов имеет особое значение, так как, будучи ознаменован появлением первых совершенных осадков значительной мощности, он, по мнению Д. Бриджводтера и Б. Виндли [Bridgewater, Windley, 1973], соответствует появлению гидросферы. Дальнейшими важнейшими событиями явились массовое развитие первых высококальциевых гранитов (3000—2800 млн. лет) и деструкция архейских кратонов, заложение и развитие нижнепротерозойских подвижных поясов (2800—1800 млн. лет).

Широко распространенное до настоящего времени представление о существовании нескольких поколений зеленокаменных прогибов или о большей древности зеленокаменных прогибов какого-то щита по сравнению с другими щитами, например о большей древности прогибов Гренландии и Южной Африки по сравнению с прогибами Канады, или даже в пределах одного Западно-Австралийского щита, например о большей древности прогибов кратона Пилбара по сравнению с прогибами кратона Йилгарн, вытекает из работ А. Гликсона [1980] и недостаточной геохронологической изученности зеленокаменных прогибов. Дело в том, что, хотя архейские кратоны, как правило, не подвергались собственным тектонотермальным процессам после 2800 млн. лет, в краях, а во многих случаях и на значительной площади кратонов, они испытывали активное влияние процессов, протекавших в окружающих подвижных поясах. Это привело к существенному омоложению радиометрических возрастов и, как правило, К—Аг определения для архейских зеленокаменных комплексов на многих щитах отражают время последнего наиболее мощного метаморфизма в прилегающих подвижных поясах. В Канаде, где, кроме того, долго превалировала субъективная точка зрения С. Стоквелла [Stockwell, 1961] о том, что возраст геологических формаций должен определяться статистически (по наиболее часто встречающимся датировкам), это на определенной стадии привело к ошибочному выводу о том, что возраст архейских зеленокаменных поясов щита составляет 2800—

2400 млн. лет. На Балтийском щите долго считалось, что возраст нижних карелид, т. е. архейского зеленокаменного комплекса, составляет 2500—2000 млн. лет. Однако переоценка в подходе к этому вопросу, состоявшая в осознании ограниченных возможностей К—Аг метода и важной роли реликтовых возрастов, привела к тому, что за последние годы практически на всех континентах в зеленокаменных трогах были выявлены породы с возрастом более 3000 млн. лет.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что существенное омоложение зеленокаменных комплексов даже в центральных частях кратонов, незатронутых термальными влияниями подвижных поясов, может быть обусловлено внедрением штоков и диапиров поздних гранитов, приведших одновременно к значительному металлогеническому обогащению структур. Одним из примеров такой ситуации является, очевидно, западно-австралийский зеленокаменный пояс Норсмен-Вилуна, возраст которого радиометрически датируется около 2700 млн. лет. Он широко известен значительным развитием гранитов этого же возраста и крупными месторождениями золота и сульфидного никеля [Gee, 1979; Казанский, 1982].

Отстаивая представление о принадлежности нижней вулканогенной толщи архейских зеленокаменных прогибов к единой возрастной группе 3600—3200 млн. лет, нельзя, конечно, отрицать возможности существования в пределах этого интервала нескольких поколений зеленокаменных поясов. Кроме того, известно, что зеленокаменные прогибы широко варьируют по размерам, мощности разрезов, соотношению вулканогенной и осадочных толщ и на последующих стадиях испытывали сжатие разной степени и бывают в различной степени эродированы. Это в совокупности приводит к сложной картине, часто вызывающей искушение как-то классифицировать их по тому или иному признаку или группе признаков, но приходится признать — сколько-либо удачных классификаций пока что составить не удалось.

Изложенные соображения приведены с целью обосновать предложенную структурно-тектоническую схему Балтийского щита с выделением системы архейских зеленокаменных прогибов (см. рис. 2) и иллюстрирующую ее таблицу. И то, и другое требует дальнейшего уточнения и дополнительных работ, в первую очередь в части целенаправленных геохронологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч. Б. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. — Новосибирск: Наука, 1977. — 261 с.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации. — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7—66.
- Павловский Е. В. Проблема «зеленокаменных поясов» раннего докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4, с. 5—18.
- Ранняя история Земли/Ред. Б. Виндли. — М.: Мир, 1980. — 620 с.
- Anhaeuser C. R., Mason R. D., Viljoen H. J., Viljoen R. P. A reappraisal of Precambrian shield geology. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Bridgwater D., Windley B. F. Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the Mid-Proterozoic. — Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1973, N 3, p. 307—317.
- Gee R. D. Structure and tectonic style of the Western Australian shield. — Tectonophysics, 1979, v. 58, N 3/4, p. 327—369.
- Stockwell C. H. Structural provinces, orogenesis and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. — Geol. Surv. Canada, 1961, N 61—17, p. 3—52.

ПРИРОДА И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В пределах Балтийского щита к осадочно-вулканогенным комплексам архейских зеленокаменных поясов с возрастом древнее 2700 ± 100 млн. лет относятся лопийские образования в Карелии, кольской (?), кейвской, тундровой, колмозерско-вороньинской серий Кольского полуострова, вулканы и осадки зон Иломанси-Отраваара, Суомосалми-Кухмо, Тунтса-Савукоски, Инари — в Финляндии.

В современном эрозионном срезе они сохранились среди гнейсо-гранитных полей в виде реликтовых структур, протяженность которых колеблется от первых километров до 200—300 км при ширине от сотен метров до 50—60 км. На гравиметрических картах данные структуры выражаются линейными положительными гравитационными аномалиями. Их глубинность по геофизическим данным не превышает 5—7 км, однако зоны разломов на профилях ГСЗ прослеживаются в мантию до глубины 200 км. Цепочечное или эшелонированное расположение этих реликтовых структур подчеркивает линейный характер первоначальных вулканических поясов и структурный контроль их системой сопряженных ортогональных и диагональных глубинных разломов. Это подтверждается также приуроченностью к этим же зонам поясов гипербазитов, реликтов эруптивных центров, наибольшими мощностями вулканитов [Вулканические постройки..., 1978; Вулканизм..., 1981]. Палеотектонические и палеовулканологические реконструкции в пределах Фенно-Карельского кратона, проведенные с учетом данных геофизики, отчетливо показывают сложную сеть глубинных разломов и контролируемых ею зеленокаменных поясов (рис. 1), которая, по-видимому, является частью геотектонической структуры более крупного порядка — протогеосинклинальной системы, границы которой в настоящее время не ясны. По существу, в результате дробления земной коры глубинными разломами сформировалась гигантская брекчия, сцементированная вулканическими ассоциациями зеленокаменных поясов. В южной части Карелии и Финляндии была образована система меридиональных разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии 30—60 км, в Восточной Карелии и на Кольском полуострове система субпараллельных разломов имеет северо-западное направление, а северо-восточное устанавливается в Финляндии и Западной Карелии.

Большую проблему представляет вопрос о первичном составе фундамента зеленокаменных поясов, по которому у исследователей нет единства. Некоторые считают, что эти архейские структуры заложены на океанической коре. Исходя главным образом из отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$, они предполагают, что вулканы и развитые в пределах гранит-зеленокаменных областей граниты имеют мантийный источник [Glikson, 1970; Anhaeusser, 1973; и др.]. Вместе с тем многие исследователи приходят к выводу о существовании континентальной сиалической коры ко времени заложения зеленокаменных поясов [Барагар, Мак-Глинн, 1977; Бинс и др., 1980; Gorman e. a., 1978; Kroner e. a., 1973; Шоу, 1980; Кратц, Митрофанов, 1980; и др.]. В пределах Балтийского щита наличие сиалического фундамента в основании зеленокаменных поясов доказывается исследованиями К. О. Кратца [1963], Л. Я. Харитонова [1966], С. Б. Лобач-Жученко [1977], М. М. Стенаря [1972], Л. П. Свириденко [Свириденко, Хейсканен, 1976], И. В. Белькова и И. Д. Батиевой [1977] и многих других ученых. Комплекс фундамента, имеющий существенно тоналитовый состав и соответствующий «диоритовому слою» земной коры, включает плагиогранит-гнейсы, тоналито-гнейсы, пироксеновые и гранатовые амфиболиты, чарнокиты, обнажающиеся в ряде районов Карелии, Кольского полуострова и Финляндии. В Карелии многими исследовате-

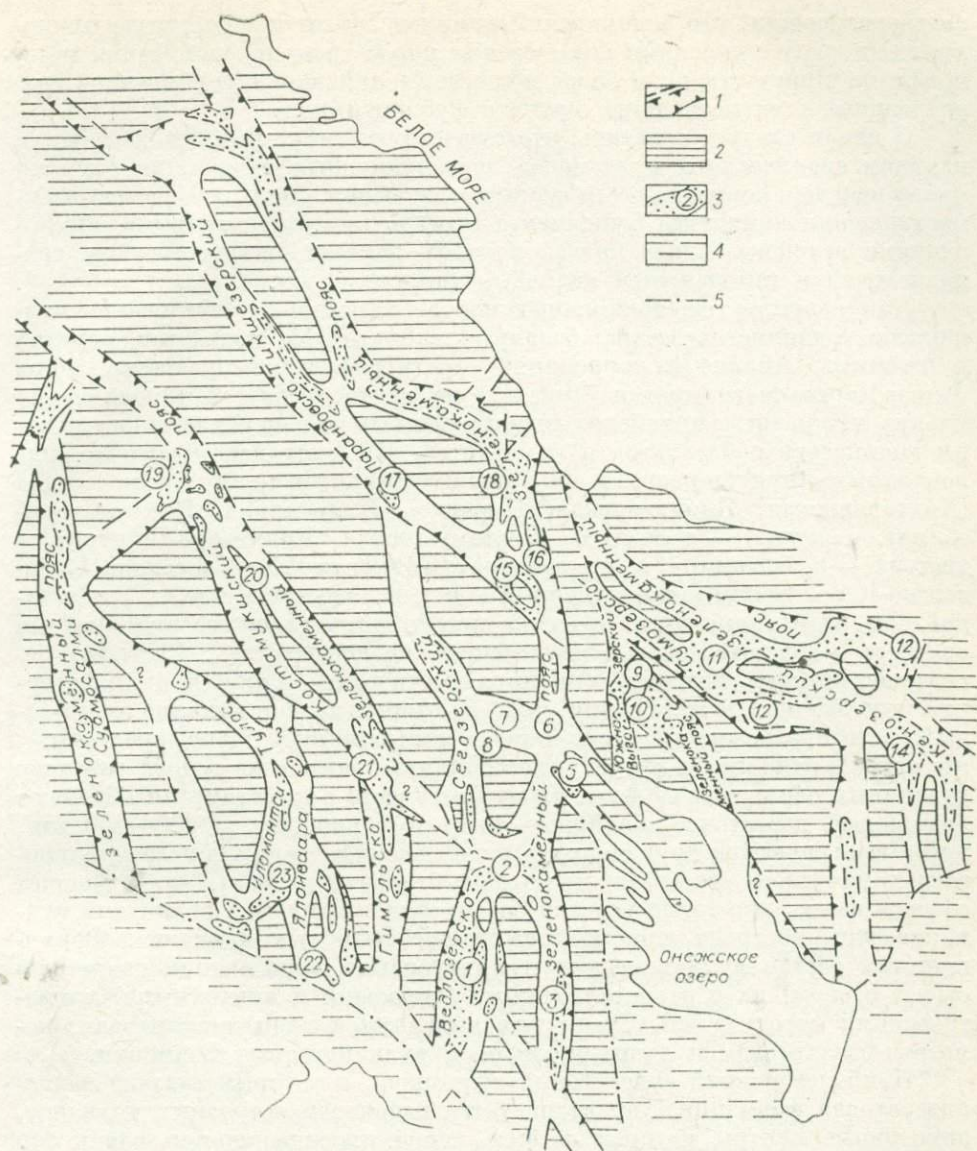


Рис. 1. Схема реконструкции архейских зеленокаменных поясов Фенно-Карельского кратона.

1 — зеленокаменный пояс; 2 — блоки фундамента; 3 — локальные структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: 1 — Хаутаваарская, 2 — Койкарско-Корбозерская, 3 — Киндасово-Маньгинская, 4 — Совдозерская, 5 — Паласельгинская, 6 — Сайозерская, 7 — Бергаульская, 8 — Лужмозерская; Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс: 9 — Шлосская, 10 — Рыбозерская; Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс: 11 — Каменноозерская, 12 — Сенегозерская, 13 — Кожозерская, 14 — Тонгинская; Парандовско-Тикшезерский зеленокаменный пояс: 15 — Парандово-Надвоицкая, 16 — Восточно-Идельская, 17 — Тунгудская, 18 — Пебозерская, 19 — Костомукшская, 20 — Хедозеро-Большезерская, 21 — Гимольская; Иломантси-Тулос-Ялонваарский зеленокаменный пояс: 22 — Ялонваарская, 23 — Иломантси); 4 — постлопийские отложения; 5 — разрывные нарушения.

лями в качестве более древних образований, чем вулканиты зеленокаменных поясов, рассматривается беломорский комплекс гнейсов, мигматитов, гнейсо-гранитов [Шуркин и др., 1962; Кратц, 1963; и др.]. Однако надо признать, что на сегодня не существует надежных геологических и радиологических данных, чтобы рассматривать беломориды в полном объеме в качестве фундамента зеленокаменных поясов. Главной причиной является полигенность и полихронность метаморфических преобразований и гранитизации, что не позволяет установить первоначальную природу беломорид и характер их взаимоотношений с осадочно-вулканогенными образованиями зеленокаменных поясов. Появляется все более данных,

подтверждающих, что беломорский комплекс имеет гетерогенную природу, где наряду с древними комплексами пород гранулитовой фации метаморфизма присутствуют и более молодые (лопийские), претерпевшие гранитизацию и мигматизацию вместе с фундаментом.

В целом следует отметить, что существуют серьезные доказательства наличия сиалического фундамента зеленокаменных поясов, но остается много неясных вопросов о его составе и строении. Большей частью взаимоотношения комплекса фундамента с осадочно-вулканогенными образованиями зеленокаменных поясов в зонах контакта замаскированы гранитизацией и интенсивным калиевым метасоматозом.

Для разрезов зеленокаменных поясов характерно чередование вулканитов различного состава: базальтов, коматитов, андезитов, дацитов и риолитов. Анализ и корреляция стратиграфических разрезов лопид Фенно-Карельского крата (рис. 2) не подтверждают установившееся мнение, что разрезы архейских зеленокаменных поясов обязательно должны начинаться с базальтов и коматитов. На Балтийском щите в ряде локальных структур разрез начинается с вулканитов андезитового состава (Хаутаваарская, Ялонваарская, Парандово-Надвоицкая, Кухмо-Суомосалми), в других — с осадков (Костомукшская, Колмозеро-Воронье), в третьих — с базальтов и коматитов (Койкарско-Корбозерская, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс). В некоторых структурах установлены реликтовые вулканические постройки, сложенные вулканитами среднего — кислого состава [Вулканические постройки..., 1978], на периферии которых развиты тонкопирокластические фации и вулканотерригенные флишевые отложения, шлейф которых далеко выходил за пределы собственно зеленокаменных поясов и перекрывал блоки фундамента, где они сохранились в структурах синклинального типа в виде останцов различных сланцев и гнейсов. Базальты вместе с коматитами образуют локальные, достаточно обширные участки площадью до 100—150 км², которые отличаются друг от друга рядом специфических черт фациального и химического состава вулканитов и строения разреза. Это позволяет сделать вывод, что такие участки базальтоидов являются реликтами вулканических построек типа щитовых многовыходных вулканов. Формационный состав вулканических и интрузивных образований свидетельствует о связи их с разноглубинными (коровыми и мантийными) магматическими источниками. Среди них выделяются дацит-андезитовая, коматит-базальтовая и дацит-риолитовая вулканогенные формации.

Наиболее ранний андезитовый вулканизм, с которым связана дацит-андезитовая формация, характеризуется развитием островных вулканов, эруптивные центры которых в виде цепей прослеживаются вдоль зон глубинных разломов. В данной формации практически отсутствуют базальты, и логично считать, что источником магматических расплавов для нее была тоналитовая кора. Начавшийся позднее коматит-базальтовый вулканизм обусловлен углублением разломов, по которым мантийные расплавы поставались на поверхность. Более поздний период вулканической деятельности в постинверсионный этап обусловлен действием вулканов центрального типа, с которыми связано формирование существенно пирокластической дацит-риолитовой формации, по своим петрохимическим параметрам сходной с дацит-андезитовой. Источником магматических расплавов, по-видимому, также была тоналитовая кора. Параллельно с кислым или несколько позже проявился и базальтовый вулканизм, но значительно менее интенсивно, чем в доинверсионный этап. В заключительные этапы развития зеленокаменных поясов проявляется существенно кислый вулканизм, вулканогенно-осадочное и терригенное осадконакопление.

Интрузивный магматизм характеризуется рядом формаций, которые могут рассматриваться как комагматы соответствующих эффузивных формаций. Среди них габбро-диоритовая, гипербазитовая, габбро-диабазовая, плагиогранитная и нормальных гранитов.

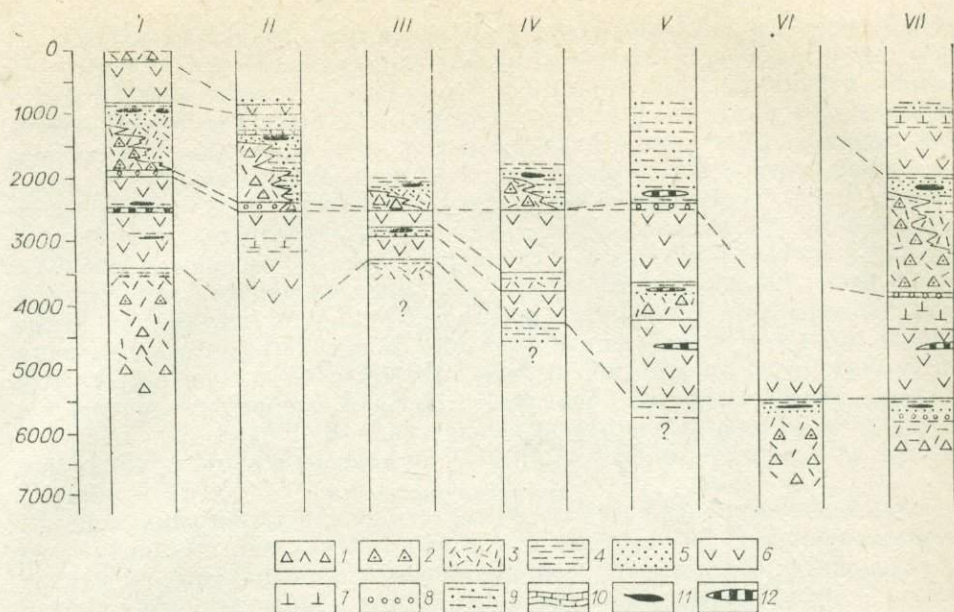


Рис. 2. Стрoение и корреляция разрезов архейских зеленых поясов Фенно-Карельского крoтона. Составил С. И. Рыбаков с использованием данных А. И. Световой, В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской, В. С. Куликова, В. В. Куликовой, К. Тайпале и др. [Tairale e. a., 1980].

1 — лавы, агломератoвые туфы метаандезитoв; 2 — агломератoвые лапиллиевые туфы метадацитов и метаандезитoв; 3 — кристаллокластические туфы метаандезитoв, метадацитов; 4 — углеродсoдержающие сланцы; 5 — кремнистые породы; 6 — metabазальты; 7 — коматититы; 8 — пещинистые конгломераты; 9 — граувакки; 10 — карбонатные породы; 11 — колчеданные руды; 12 — железистые кварциты.

I—VII — зеленые пояса: I, II — Ведлозерско-Сегозерский (I — Хаутаваарская и II — Койкарско-Корбозерская структуры); III — Парандовско-Тикшезерский (Парандово-Надвоицкая структура); IV — Суомезерско-Кенозерский (Каменноозерская структура); V — Гимольско-Костомукшский (Костомукшская структура); VI — Ялонваара-Иломантис-Тулос (Ялонваарская структура); VII — Кухмо-Суомосалми.

Сравнительный анализ петрохимических особенностей выделенных формаций подтверждает выводы о возможной связи их с андезитовой (коровой), базальтовой (мантийной) и более глубоинной — коматитовой магмаи. На петрохимических диаграммах фигуративные точки вулканитов формаций двух типов образуют обособленные поля без взаимных переходов (рис. 3).

Вулканиты дацит-андезитовой и дацит-риолитовой формаций характеризуются гомодромной направленностью дифференциации и относятся к известково-щелочной серии. Они сходны с андезитами и дацитами молодых островных дуг, отличаюсь несколько пониженной глиноземистостью ($al' = 0,93-3,70$). По щелочности они принадлежат к калий-натровому и натровому ряду ($Na_2O/K_2O = 1,11-3,31$).

Коматит-базальтовая формация подразделяется на две субформации: толеитовую и коматитовую. Толеитовая субформация по своим петрохимическим признакам сопоставляется с базальтами других зеленых поясов и сходна с примитивными океаническими базальтами. Для нее характерны узкие колебания химического состава пород, слабая дифференцированность, низкая щелочность при постоянном преобладании натрия над калием ($Na_2O/K_2O = 3,80-21,0$), повышенная известковистость, низкая и умеренная глиноземистость ($al' = 0,28-0,20$), невысокое содержание титана.

Характерной чертой вулканитов коматитовой субформации является их высокая магниальность, низкая щелочность, отношение CaO/Al_2O_3 около 1 и содержание окиси титана менее 1. Согласно существующим классификациям [Jahn e. a., 1978; и др.], в объеме данной субформации можно выделить перидотитовые ($MgO > 18\%$), пироксенитовые ($MgO = 12-18\%$) и базальтовые ($MgO = 10-12\%$) коматиты.

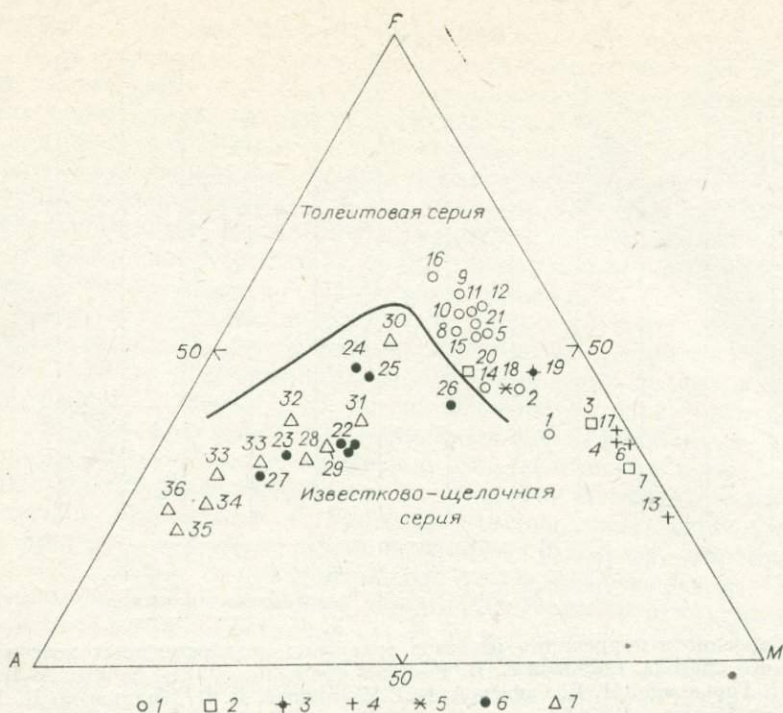


Рис. 3. Диаграмма *AFM* для осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Фенно-Карельского кратона. Составил С. И. Рыбаков с использованием собственных химических анализов, а также данных А. И. Световой и опубликованных [Вулканизм..., 1981; Hanski, 1980; Taipale e. a., 1980].

1 — метабазальты; 2 — базальтовые коматиты; 3 — пироксенитовые коматиты; 4 — перидотитовые коматиты; 5 — зона спинифекс-структур перидотитовых коматитов; 6 — вулканы дацит-андезитовой формации; 7 — вулканы дацит-риолитовой формации. Цифры на диаграмме — места взятия анализов. Коматит-базальтовая формация: 1 — Хаутаваара, 2—4 — Койкары, 5 — р. Семь, 6—8 — Палая Сельга, 9 — Сайозеро, 10 — Шилос, 12 — Кумбукса, 13 — Золотые Пороги, 14 — Парандово, 15 — Костомукша, 16 — Колмозеро-Воронье (Кольский полуостров), 17—21 — Кухмо-Суомосалми. Дацит-андезитовая формация: 22 — Игнойла, 23 — Хаутаваара, 24, 25 — Чалка, 26, 27 — Ялонваара. Дацит-риолитовая формация: 28—30 — Койкары, 31 — р. Семь, 32 — Корбозеро, 33, 34 — Вожмозеро, 35 — Костомукша, 36 — Иломантси.

При анализе возможных моделей образований зеленокаменных поясов необходимо учитывать ряд моментов, исходящих из физических параметров планеты и законов ее развития. Во внутренних частях планеты происходит постоянная генерация энергии, что приводит к ее частичному расширению, тогда как внешняя твердая оболочка сжимается по мере излучения энергии в пространство. Эти противоположно направленные процессы ведут к раскалыванию земной коры на блоки различных порядков глубинными разломами, структурный план которых мог быть обусловлен ротационными напряжениями, создавшими структурно-динамические предпосылки ее растрескивания [Чебаненко, 1977]. Образование глубинных разломов и вызванный этим спад давлений в глубинных частях литосферы привели к подъему границ ее оболочек по зонам глубинных разломов [Булин, 1975]. Видимо, процессы расширения Земли не могут идти однонаправленно и по мере истощения внутренней энергии должны сменяться периодами сжатия, что обуславливает цикличность эндогенных процессов.

Генерация энергии, дробление коры и заложение высокопроницаемых зон глубинных разломов — главные причины тектономагматической активности планеты. Характер дальнейшего развития по зонам глубинных разломов зависит от ряда причин, но иного уровня соподчиненности. Главными из них, по-видимому, могут быть мощность и состав земной коры, состав и состояние верхней мантии, плотность флюидно-теплового потока.

Особенностью строения разрезов зеленокаменных поясов, как отмечено, является преобладание вулканитов основного и ультраосновного состава в нижней части, а кверху увеличивается объем средних и кислых пород. Это обстоятельство в условиях модели развития зеленокаменных поясов на сиалической коре можно объяснить тем, что глубинные разломы, расколовшие литосферу на блоки и достигшие мантии, были причиной резкого спада давления и увеличения плотности теплового потока. В результате создавались условия для магмогенерации в первую очередь в областях наиболее высоких температур — в мантии и излияния мантийных расплавов основного и ультраосновного состава (инициальный магматизм). Образование глубинных разломов и вызванный этим спад давления привели к подъему мантийного вещества. Эти изменения в рельефе глубинных слоев в зонах зеленокаменных поясов Балтийского щита отражаются в виде гравитационной ступени. Например, на сейсмическом профиле Выборг — Спасская Губа Хаутаваарская структура фиксируется подъемом границы Мохо в среднем на 3—4 км и границы Конрада на 5—6 км [Булин, 1975].

Излияние магмы приводило к перераспределению масс вещества между глубинными частями литосферы и поверхностью. Это обстоятельство послужило причиной погружения блоков сиалического фундамента до глубин магмогенерации и выплавления за их счет магм кислого — среднего состава с последующим излиянием на поверхность после базальтов и коматитов. Иногда, как это имеет место в зеленокаменных поясах Балтийского щита, при заложении и развитии глубинных разломов «сверху вниз» они могли достигать глубин магмогенерации в пределах сиалической коры раньше, чем достигали мантии. Возможно, этому способствовал и более высокий геотермический градиент в архее, чем в фанерозое. В этом случае первыми изливались магмы среднего — кислого состава. При дальнейшем углублении разломов они достигали мантии и уже мантийные расплавы поставлялись на поверхность. Прогибание региона происходило одновременно с накоплением вулканических и синхронных осадочных толщ, которые компенсировали образование прогибов. С этим процессом, по-видимому, связаны ранняя фаза складчатости и низкотемпературный метаморфизм погружения. По представлениям С. И. Рыбакова, по мере накопления осадочно-вулканогенных комплексов образуется мощная «пробка», которая препятствует выходу энергии и новых порций лав. Однако продолжающиеся на глубине процессы магмогенерации и отсутствие ее отвода приводят к резкому увеличению давления в мантии, воздыманию территории и интенсификации дифференциальных блоковых движений (инверсионная стадия), сопровождаемых активным интрузивным магматизмом. Заключительные стадии развития — региональный метаморфизм и гранитизация — связаны как с погружением региона, так и с подъемом геоизотерм в виде флюидно-тепловых потоков опять-таки преимущественно по зонам глубинных разломов.

Описанная модель эволюции архейских зеленокаменных поясов в упрощенном виде напоминает развитие эвгеосинклиналей более поздних геологических периодов [Белоусов, 1978; Хаин, 1981]. В обоих случаях в ранние стадии развития, происходившие в обстановке растяжения коры, преобладают нисходящие движения, которые компенсируются продуктами инициального магматизма, а средние и поздние — преимущественным развитием среднего и кислого магматизма вместе с накоплением осадков грауваккового типа. Завершается процесс гранитизацией и внедрением калиевых гранитов. Несмотря на то, что все эти стадии в зеленокаменных поясах устанавливаются в редуцированном виде, можно говорить об общих закономерностях развития геосинклиналей и зеленокаменных поясов и относить последние к структурам геосинклинального типа, учитывая также сходство и в формационном составе магматических комплексов. Все отличия зеленокаменных поясов от нормальных эвгеосинклиналей обусловлены своеобразием геологической обстановки в архее.

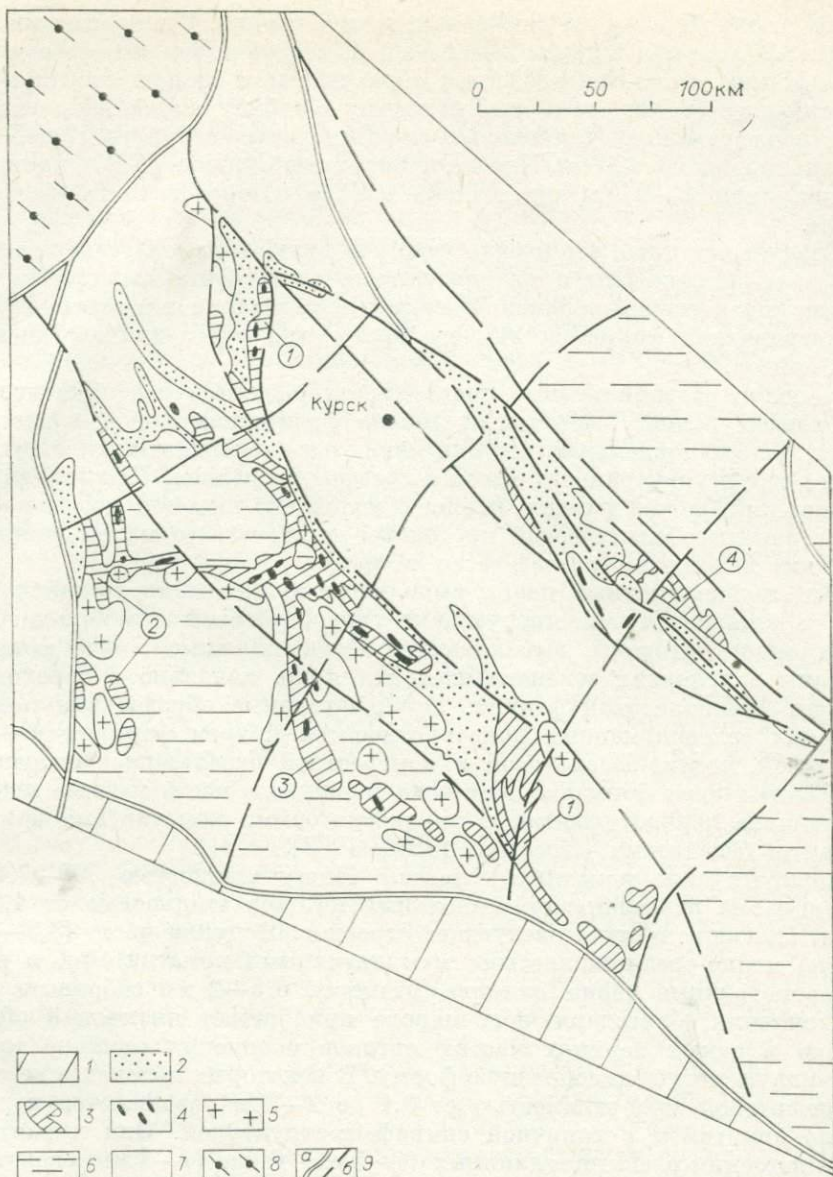
ЛИТЕРАТУРА

- Барагар В. Р. А., Мак-Глини Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 79—103.
- Бельков И. В., Батиева И. Д. Эволюция кислого магматизма в докембрии Балтийского щита в связи с эволюцией земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 79—84.
- Бинс Р. А., Гантори Дж., Гровс Д. И. Особенности метаморфизма и развитие зеленокаменных поясов в Восточно-Илгарнском блоке, Западная Австралия.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 309—322.
- Булин Н. К. Земная кора и верхняя мантия между Финским заливом и Онежским озером.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 152—162.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии/Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С. и др.— Л.: Наука, 1981.— 152 с.
- Вулканические постройки протерозоя Карелии/Под ред. А. А. Соколова.— Л.: Наука, 1978.— 168 с.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Л.: изд. ЛАГЕД АН СССР, 1963.— 210 с.
- Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции.— В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 139—146.
- Лобач-Жученко С. Б. Основные проблемы геологии гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия.— Л.: Наука, 1977, с. 46—58.
- Свириденко Л. П., Хейсканен К. И. Тренды гранитоидов Карелии.— Л.: Наука, 1976.— 138 с.
- Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломорида Западного Беломорья).— Геотектоника, 1972, № 5, с. 42—52.
- Ханн В. Е. Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. Ст. 1.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 6, с. 11—26.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— М.: Недра, 1966.— 355 с.
- Чибаненко И. Н. Теоретические аспекты тектонической активности земной коры.— Киев, 1977.— 82 с.
- Шоу Д. М. Доархейская, протоархейская и более поздние эры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40—62.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е. и др. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность).— Л.: изд. ЛАГЕД АН СССР, 1962.— 306 с.
- Anhaeusser G. R. The evolution of early Precambrian crust of Southern Africa.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1973, A. 273, p. 359—388.
- Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian Systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, N 5, p. 397—433.
- Gorman V. E., Fearce T. H., Birkett T. C. On the structure of Archean greenstone belts.— Precambrian research., 1978, v. 6, N 1, p. 23—41.
- Hanski E. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivikkovaara area in the archaean Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland.— Bull. Geol. Soc. Finland, 1980, N 52, p. 67—100.
- Jahh B.-N., Auvray B., Blais S. e. a. Trage element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts.— Contr. Mineral. Petrol., 1978, v. 69, N 2, p. 152—168.
- Kroner A., Anhaeusser G., Vojnar V. Neue Ergebnisse Evolution der pre-Kambrischen Kruste im Südlichen Afrika.— Geol. Rundschau, 1973, Bd 62, H. 2, S. 281—308.
- Taipale K., Tuokko J., Piirainen T. A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. Oulu, 1980.

Е. М. КРЕСТИН

СТРОЕНИЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КУРСКО-ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Работами последних лет в западной части массива (на территории КМА) установлено широкое развитие позднеархейских зеленокаменных поясов [Крестин, 1980a], распределение которых в общих чертах контро-



Тектоническая схема раннего докембрия КМА.

1 — зона развития мощных отложений рифейско-палеозойского осадочного чехла (Днепроовско-Донецкая впадина); 2 — раннепротерозойский протоплатформенный чехол; 3 — позднеархейские зеленокаменные пояса (1 — Михайловско-Белгородский, 2 — Суджанский, 3 — Сторожевско-Борисовский, 4 — Петровско-Волотовский); 4 — интрузии гипербазитовой формации; 5 — интрузии гранодиорит-плагногранитной формации; 6—8 — раннеархейские протоплатформенные блоки: 6 — обоянская серия, 7 — то же, интенсивно переработанная, 8 — брянская серия; 9 — региональные зоны глубинных разломов: а — I порядка, б — II порядка.

лируется |Алексинско-Криворожской, Михайловско-Белгородской, Суджанской и Орловско-Суровикинской зонами глубинных разломов (см. рисунок).

В физических полях зеленокаменные пояса выражаются в виде довольно четко ограниченных линейных зон со слабо отрицательным, близким к нулевому, магнитным и положительным гравитационным полями.

Самый крупный Михайловско-Белгородский пояс протягивается в северо-северо-западном направлении более чем на 400 км при ширине от 5 до 25 км. Располагающийся западнее Сторожевско-Борисовский пояс имеет дугообразную форму и меняет простирание с субмеридиональ-

ного в северной части на северо-западное в южной. Он прослеживается почти на 200 км при ширине 5—12 км и на севере и юго-востоке сочленяется с Михайловско-Белгородским, образуя с ним единую систему. Суджанский пояс состоит из серии вытянутых в субмеридиональном направлении изолированных удлиненных синклинальных структур общей протяженностью около 120 км. Через субширотную Суджанско-Будищинскую зону шириной 2—3 км он сочленяется со Сторожевско-Борисовским поясом.

Следует отметить, что в ряде участков вулканиты, слагающие пояса, полностью эродированы и на поверхность фундамента выходят подстилающие плагитогнейсы обоянской серии и образования мигматит-тоналит-плагитогранитной формации раннего архея, что обуславливает дискретность поясов.

В целом зеленокаменные пояса характеризуются довольно извилистой конфигурацией. Детальный анализ физических полей и геологических данных показывает, что они являются дискордантными к куполовидным структурам раннего архея и срезают последние. Кажущееся «обтекание» ими блоков ранних архей обусловлено высокой мобильностью и пластичностью сиалической протокрысы вследствие ее малой мощности (4—6 км) и высокой разогретости в архее.

Все зеленокаменные пояса выполнены вулканитами михайловской серии и комагматичными интрузивами гипербазитовой и габбро-диабазовой формаций. Породы, выполняющие зеленокаменные пояса, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и лишь локально в переходных к эпидот-амфиболитовой фациях. Все эффузивные образования позднеархейских зеленокаменных поясов относятся к трем формациям — коматиитовой, толеит-базальтовой и контрастной базальт-риодацитовой.

Коматиитовая формация, слагающая нижнюю часть разреза поясов, представлена перидотитовыми и пироксенитовыми коматиитами и коматиитовыми базальтами [Крестин, 1980б, 1983].

Перидотитовые коматииты слагают толщу мощностью 500—700 м, состоящую из переслаивания отдельных потоков мощностью от 1,9 до 24,4 м, имеющих обычно следующее строение. Верхняя часть (3,3—9 м) сложена мелко-среднезернистыми кумулятивными коматиитами, в которых изометричные зерна оливина размером 0,5—2 мм собраны в гломероскопления, благодаря чему порода приобретает пятнистый облик. Нередко в самых верхних частях потоков скопления оливина имеют линзовидную и чечевицеобразную форму. В некоторых потоках в верхней приконтактной зоне мощностью от 0,1 до 2—3 м развиваются перидотитовые коматииты с типичной спинифекс-структурой. Они характеризуются широким развитием длинных (1—5 см) узких (1—3 мм) скелетных и пластинчатых кристаллов оливина, содержащихся в количестве около 50—60%. Также довольно часто отмечаются различно ориентированные пластинчатые агрегаты тремолита и актинолита, которые, судя по форме агрегатов и близкодновременному их угасанию, замещают узкие (0,5 мм) длинные (3—4 мм) кристаллы пироксена.

За счет возрастания количества зерен оливина и слияния их гломероскоплений пятнистые коматииты в средних частях потоков постепенно переходят в массивные однородные породы, макроскопически не отличимые от интрузивных перидотитов. Мощность таких зон колеблется от 0,5 до 5,5 м.

Нижняя зона также сложена пятнистыми коматиитами с округлыми и удлиненными гломероскоплениями оливина, нередко объединенными в прерывистые цепочки, вследствие чего породы имеют неяснополосчатый облик. Наряду с этим иногда отмечаются разности с элементами спинифекс-структуры. Весь оливин в перидотитовых коматиитах практически полностью псевдоморфно замещен тонкозернистым агрегатом лизардита или мелкотаблитчатым антигоритом. Цементирующая масса представлена тонко-мелкозернистым агрегатом, сложенным игольчатыми, реже лейстовидными кристаллами тремолита и магнезиального актинолита, иногда

чешуйками хлорита и рудными минералами (магнетит, сульфиды). Структура кумулятивных коматиитов реликтовая бластопорфирная с микролепидонематобластовой основной массой. В наиболее интенсивно измененных участках, особенно в зонах разломов, породы превращены в различные серпентин-тремолитовые, тальк-тремолитовые и карбонатно-тальковые сланцы с обильной вкрапленностью вторичного магнетита.

Пироксенитовые коматииты слагают пачки переслаивающихся потоков мощностью от 2 до 12 м. Состав их колеблется от почти мономинеральных актинолититов до актинолит-тремолитовых пород. Актинолит и тремолит слагают игольчатые, лейстовидные и шестоватые кристаллы длиной 0,1—0,3 мм. В подчиненном количестве отмечаются хлорит (5—15%), плагиоклаз № 33 (3—4%), сфен и магнетит. Для пород характерна несовершенная кристаллизационно-сланцевая текстура, фибробластовая и микронематобластовая структуры.

Коматиитовые базальты образуют лавовые потоки мощностью 5—30 м, сложенные микроамфиболитами. Это тонко-мелкозернистые меланократовые породы, состоящие из амфиболитов (70—85%) и плагиоклаза № 32—50. В небольших количествах отмечаются хлорит, магнетит, апатит, сфен. По составу амфиболов выделяются актинолитовые и актинолит-роговообманковые микроамфиболиты. Структура пород микрогранонематобластовая.

По химизму все породы коматиитовой формации обладают повышенным содержанием кремния, высокими содержаниями магния, хрома, никеля и кобальта и очень низкими — титана, щелочей, меди и циркония. Характерными признаками ультрамафитов являются очень низкие величины отношений $Ti : Mg$ (0,004—0,03), $Ti : Cr$ (0,6—0,9) и высокие $Ni : Cu$ (35—150). Содержания Rb (2,9—3,8 г/т) и Sr (17—23 г/т) в коматиитах близки к хондритовым и резко отличаются от содержаний в гипербазитах зон спрединга.

В результате сравнения пород коматиитовой формации КМА и наиболее детально изученных зеленокаменных поясов Канадского щита, Южной Африки и блока Йилгарн [Крестин, 1980а, б, 1983] устанавливается весьма значительное сходство пород всех регионов. Наиболее близки коматииты КМА и Западной Австралии.

На эффузивах коматиитовой формации залегает мощная толща, состоящая из потоков metabазальтов. Они слагают основную часть разреза зеленокаменных поясов. Общая мощность этой толщи составляет 1—2 км.

Породы представлены плотными, массивными или сланцеватыми тонко-мелкозернистыми микроамфиболитами, состоящими из амфиболов (от 50—60 до 75—80%), плагиоклаза от № 20—27 до № 42—43 (15—50%) и кварца (1—4%). В подчиненных количествах отмечаются хлорит, эпидот, магнетит, ильменит, аксессуарные — пирит, халькопирит. По соотношению основных породообразующих минералов выделяются роговообманковые, актинолит-роговообманковые и полевошпатовые микроамфиболиты. Структура пород микрогранонематобластовая и микрогранобластовая.

По сравнению с коматиитовыми базальтами микроамфиболиты толеит-базальтовой формации отличаются более высоким содержанием плагиоклаза и постоянным присутствием кварца. В петрохимическом отношении микроамфиболиты представляют собой типичные континентальные толеиты и слагают четко обособленную слабо дифференцированную группу, крайними членами которой являются, с одной стороны, породы, по химизму отвечающие оливиновым толеитам, а с другой — полевошпатовые разности толеитов.

Завершают разрез поясов образования контрастной базальт-риодацитовой формации, представленной существенно пирокластической толщей мощностью 400—500 м. Она развита в виде изолированных участков, слагая вулканические постройки центрального типа или небольшие мульдообразные впадины.

Нижняя ее часть сложена переслаиванием туфов дацитов и терригенно-туфогенных пород, представленных биотитовыми, амфибол-биотитовыми

ми и хлорит-биотитовыми сланцами. Среди них отмечаются маломощные горизонты биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев, по составу отвечающих туфам базальтов. Венчает разрез существенно терригенная пачка с небольшим количеством терригенно-туфогенных прослоев.

Среди туфогенных и туфогенно-осадочных пород постоянно присутствуют субвулканические тела и потоки кварц-плагиоклазовых порфиритов (риодацитов) мощностью от 1 до 20 м и, в основном в верхней части существенно пирокластической пачки, потоки актинолит-роговообманковых микроамфиболитов мощностью 0,7—5, иногда до 30 м.

Наиболее характерны для контрастной базальт-риодацитово́й формации кварц-плагиоклазовые порфириты — серые массивные, реже сланцеватые, тонко-мелкозернистые породы. Порфи́ровые выделения представлены плагиоклазом № 12—32 (25—40% объема породы) и кварцем (5—10%). Основная масса сложена плагиоклазом, кварцем, серицитом и биотитом с аксессуарными апатитом, цирконом и сульфидами. Следует отметить полное отсутствие в породах калиевых полевых шпатов.

Химический состав порфиритов колеблется от дацитов до риодацитов. Им свойственны четко выраженный натровый характер и полное отсутствие каких-либо переходов к толеитовым базальтам.

Отмечающиеся здесь же актинолит-роговообманковые амфиболиты (толеитовые базальты) представляют собой тонко-мелкозернистые породы, состоящие из роговой обманки и актинолита (30—40%) и плагиоклаза № 18—35 (50—60%) с постоянной примесью кварца. Хотя по химизму эти амфиболиты в целом отвечают толеитовым базальтам, они заметно отличаются от одноименных пород нижележащей толеит-базальтовой формации более низким содержанием кремния и более высоким — титана, алюминия, железа, кальция, калия и фосфора.

Туфы порфиритов сложены кварц-серицит-биотитовыми и биотитовыми сланцами, нередко с примесью хлорита. Они представляют собой сланцеватые тонко-мелкообломочные породы. Основная масса состоит из остроугольных, неправильной формы зерен кварца, несдвоенного, часто с коррозионными границами, плагиоклаза и мелкочешуйчатых серицита и биотита. На этом фоне постоянно отмечаются довольно крупные (0,3—0,5×0,8—1 мм, до 2 мм) кристаллокласты плагиоклаза № 10—15 с остроугольными коррозионными границами. Распределение их в породе неравномерное, содержание достигает 30—40%.

Хотя по составу среди туфогенных пород достаточно уверенно выделяются туфы базальтов и дацитов, средние химические составы их смещены соответственно в сторону более кислых и более основных пород, что, безусловно, указывает на значительную примесь инородного пирокластического материала.

Терригенная пачка сложена преобладающими существенно песчанистыми биотит-серицит-кварц-полевошпатовыми сланцами и высокоглиноземистыми существенно глинистыми биотит-серицитовыми сланцами, развитыми в основном в самых верхах разреза зеленокаменных поясов.

С ультрамафит-мафитовой частью разреза тесно ассоциируют интрузии гипербазитовой формации, представленные перидотитами и (редко) пироксенитами, и габбро-диабазовой формации, сложенные габбро-амфиболитами. Обычно интрузии залегают среди вулканитов в виде пластовых и линзовидных согласных или слабосекущих тел мощностью в десятки (30—80 м, редко более) метров и протяженностью до 2—3 км. Иногда они представлены секущими телами среди гнейсов раннего архея, трансформирующими зоны магноподводящих разломов.

Перидотиты обычно интенсивно серпентинизированы и превращены в лизардит-антигоритовые серпентиниты с реликтами оливина Fs_{5-18} , гиперстена Fs_{17-38} и клинопироксена. По химическому составу среди них выделяются аповерлитовые, аполерцолитовые и апогарцбургитовые разновидности. По среднему химическому составу перидотиты занимают промежуточное положение между лерцолитами и гарцбургитами. Пироксе-

ниты обычно интенсивно амфиболизированы и сложены актинолитом и роговой обманкой с реликтами гиперстена Fs_{35} , диопсида и иногда оливина Fa_{16} .

Все породы гипербазитовой формации характеризуются максимальными содержаниями магния, хрома и никеля, пониженными — кальция и минимальными — кремния, алюминия, титана, железа, щелочей и меди.

Сравнение геолого-структурного положения и составов пород гипербазитовой и коматитовой формаций показывает, что они представляют собой продукты дифференциации самостоятельной ультраосновной магмы, сформировавшейся в результате высокой степени плавления первичного мантийного вещества. Перidotитовые коматиты со спинифекс-структурой являются продуктами кристаллизации (при температуре около $1650^{\circ}C$) первичного расплава, интрузивные перidotиты — кумулатами, а пироксениты, пироксенитовые коматиты и коматитовые базальты — продуктами кристаллизации остаточных расплавов.

Габбро-амфиболиты габбро-диабазовой формации — массивные крупно-среднезернистые породы с реликтовой габбровой и габбро-диабазовой структурами. Состоят они из роговой обманки (50—80%), плагиоклаза № 35—43 (20—50%), кварца (3—8%) и рудных. По химическому составу это типичные габбро, иногда с несколько повышенной магнезиальностью. Они практически идентичны микроамфиболитам толеит-базальтовой формации.

Как видно на рисунке, с зеленокаменными поясами, как и во всех докембрийских регионах мира, постоянно тесно ассоциируют синкинематические интрузии гранодиорит-плагиогранитной формации. Они слагают удлиненные массивы размерами (5—15) × (30—60) км, в общем вытянутые согласно простиранию поясов. Интрузии сложены в основном биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами до микроклин-плагиоклазовых гранитов [Крестин, Афонин, 1976]. Для всех пород формации типичны натровый характер и в целом слабая дифференцированность. Обращает на себя внимание исключительная близость химических составов плагиогранитов и вышеописанных риодацитов. Крайне показательно также, что устанавливается прямая пропорциональная зависимость и, особенно важно, сопоставимость объемов интрузий плагиогранитоидов и всех вулканистов, выполняющих зеленокаменные пояса.

Все эти данные говорят о том, что позднеархейские эффузивные и интрузивные породы натрового ряда дифференциально не связаны с базальтоидами, а являются продуктами палингенной магмы, сформировавшейся в результате интенсивного плавления плагиомигматизированного раннеархейского основания («тоналитового слоя»). Постоянная ассоциация их с зеленокаменными поясами объясняется тем, что выплавление этой магмы было обусловлено заложением зон глубинных разломов и внедрением по ним значительных ультрамафит-мафитовых масс.

Все указанные эффузивные и интрузивные образования секутся дайкообразными телами пегматоидных микроклин-альбитовых гранитов, возраст которых по данным рубидий-стронциевого метода составляет $2950 \pm \pm 40$ млн. лет. Это наряду с развитием на всех описанных выше породах древней метаморфизованной коры выветривания и наличием продуктов их разрушения в базальных горизонтах нижнего протерозоя (курская серия) однозначно доказывает позднеархейский возраст зеленокаменных поясов.

Детальное изучение содержаний и распределения основных рудогенных элементов (Ni, Cu, Co, Cr [Ножкин и др., 1980]) показало, что коматитовая и гипербазитовая формации характеризуются четкой металлогенической специализацией на никель.

В пределах зеленокаменных поясов установлено сульфидное никелевое и сульфидно-кварцевое оруденение.

Сульфидное никелевое оруденение представлено двумя генетическими типами. Ликвационное оруденение пространственно и генетически связа-

но с ультрамафитами коматиитовой и гипербазитовой формаций, которые постоянно содержат сингенетическую сульфидную вкрапленность. Кроме того, в ряде случаев среди гипербазитов установлены горизонты мощностью от 2 до 18 м с эпигенетической прожилково-вкрапленной минерализацией с содержанием сульфидов 7—10%. Они представлены пирротинном и пентландитом, очень редко халькопиритом. Содержание никеля в таких участках достигает 0,7%, кобальта — до 0,017, меди — до 0,1%. Эпигенетическое гидротермальное оруденение локализуется в антигоризонтизированных и слабо оталькованных перидотитовых коматиитах. Оно представлено зонами мощностью до 4 м с мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидов, среди которых основным является полидимит, ассоциирующий с миллеритом; редко отмечаются скуттерудит и виоларит. Содержание никеля достигает 0,85%. Развитие этой минерализации обусловлено экстракцией и переотложением вещества при наложении более поздних гидротермальных процессов.

Сульфидно-кварцевая минерализация весьма тесно пространственно и парагенетически связана с натровыми магматитами, завершающими развитие поясов, и локализована среди образований контрастной базальт-риодацитовой формации. Она проявлена в виде мощных прожилково-вкрапленных сульфидно-кварцевых зон. Содержание сульфидов составляет обычно 5—7%, иногда достигает 20%. Главным рудным минералом является пирит, в отдельных участках в заметном количестве отмечается арсенопирит (до 3—4%). В резко подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, пирротин, марказит, иногда кобальтин, никелин и теллуриды (тетрадимит, теллурвисмутит, сивланит, калаверит, петцит). По данным Н. И. Асановой, в составе руд выделяются три парагенетические ассоциации: I — кварц I, пирит I, арсенопирит; II продуктивная — кварц II, пирит II, халькопирит I, сфалерит, пирротин, никелин, кобальтин, анкерит, сидерит; III — кварц III, пирит III, халькопирит II, марказит, кальцит. Околорудные изменения выражаются в интенсивном окварцевании, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации.

Для верного направления поисковых работ следует учитывать следующие основные закономерности размещения оруденения в зеленокаменных поясах всех регионов мира: 1) все никелевое оруденение располагается непосредственно в пределах зеленокаменных поясов; 2) сульфидное никелевое оруденение пространственно ассоциирует с эффузивными и интрузивными ультрамафитами; 3) на всех уровнях металлогенического районирования распределение оруденения и потенциально рудоносных магматитов контролируется местами резких изгибов, сочленения и пересечения зон разломов различных порядков.

ЛИТЕРАТУРА

- Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980а, № 3, с. 3—18.
- Крестин Е. М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, 1980б, № 9, с. 84—97.
- Крестин Е. М. Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматиитов зеленокаменных поясов архея).— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 114—121.
- Крестин Е. М., Афонин В. В. Основные черты петрографии и геохимии гранитоидных образований Курской магнитной аномалии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 1, с. 89—99.
- Ножкин А. Д., Крестин Е. М., Малясова З. В. и др. Геохимия коматиитов и ассоциирующих гипербазитов верхнеархейских зеленокаменных поясов КМА.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 30—32.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

В последние 15 лет большое внимание геологов-докембристов направлено на всестороннее изучение специфических структурных элементов фундамента древних платформ, за которыми бытовавшее длительное время название «зеленокаменные пояса» было закреплено лишь в 1969 г. [Anhaeusser e. a., 1969]. Столь значительный интерес к этим структурам определяется не только их важностью для понимания процессов формирования земной коры в раннем докембрии, но и их большой практической ценностью, поскольку с зеленокаменными поясами связаны многие весьма крупные месторождения черных, цветных и благородных металлов.

До середины 70-х годов основные сведения о строении зеленокаменных поясов в мировой геологической литературе приводились главным образом по фундаментам Северо-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской платформ. Но даже этот материал показывал значительное разнообразие этих структур по формационному составу, морфологии в плане и тектонической структуре. Со второй половины 70-х годов работами советских геологов было доказано присутствие зеленокаменных поясов в фундаменте Русской и Сибирской платформ. В настоящее время в фундаменте Русской платформы выделяются две крупные гранит-зеленокаменные области: Фенно-Карельская и Курско-Среднеприднепровская. Южная часть последней отвечает Среднеприднепровскому мегаблоку Украинского щита. В фундаменте Сибирской платформы сейчас уже отчетливо вырисовывается Чаро-Олекминская гранит-зеленокаменная область, отдельные зеленокаменные прогибы имеются и в Байкальской горной области.

Весь материал по зеленокаменным структурам фундамента Русской и Сибирской платформ свидетельствует о большом разнообразии формационного состава, структуры и металлогении зеленокаменных поясов. Все эти вопросы будут рассмотрены на примере зеленокаменных структур Среднего Приднепровья.

ФОРМАЦИИ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Среднеприднепровская гранит-зеленокаменная область располагается в центральной части Украинского щита. С запада она ограничена субмеридиональным Криворожско-Кременчугским, а с востока — Орехово-Павлоградским глубинными разломами. В западной части области находится Криворожско-Кременчугский зеленокаменный пояс, состоящий из Криворожского и Кременчугского синклиналиев. Далее к востоку расположен Базавлукский зеленокаменный пояс, состоящий из Чертомлыкской, Софиевской, Верховцевской и Кобелякской зеленокаменных структур. Вблизи Орехово-Павлоградского глубинного разлома прослеживается Белозерско-Дерезоватский зеленокаменный пояс, в состав которого входят Белозерская, Конжская и Дерезоватская структуры. В средней части области располагается Сурско-Петриковский зеленокаменный пояс. Как пояса, так и отдельные зеленокаменные структуры разделены блоками, сложенными разнообразными преимущественно ультраметаморфическими гранитоидами с пластовыми реликтами биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов, объединяющихся в единую аульскую серию. Последняя вместе с гранитоидами днепропетровского комплекса слагает фундамент зеленокаменных поясов. Зеленокаменному комплексу в стратиграфической номенклатуре Украинского щита

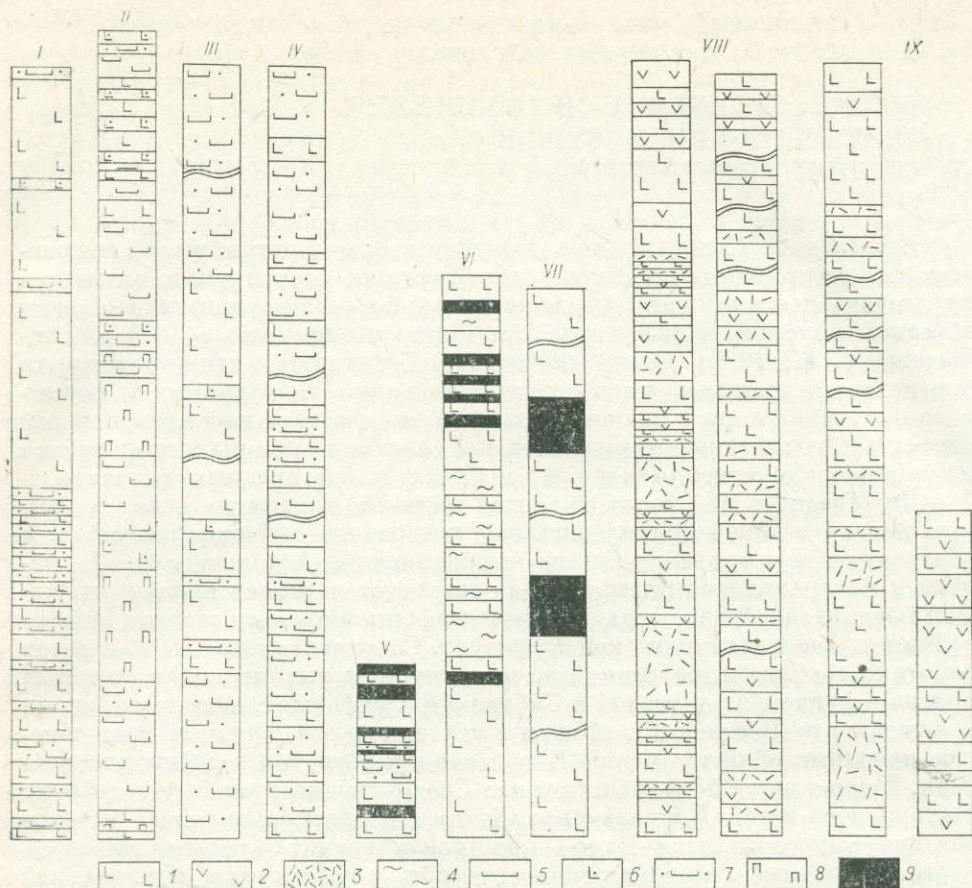


Рис. 1. Разрезы вулканогенных формаций зеленокаменных комплексов Среднего Приднепровья.

1 — эффузивы основного состава; 2 — эффузивы среднего состава; 3 — эффузивы кислого состава; 4 — слюдястые сланцы; 5 — эффузивы ультрамафического состава; 6 — базальтовые коматииты; 7 — пироксенитовые коматииты; 8 — перидотиты; 9 — габбро. Структуры: I, IV, V, IX — Верховцевская; II, VII — Сурская; III — Чертомлыкская; VI, VIII — Конкская.

соответствует конкско-верховцевская серия, состоящая из существенно вулканогенной (конкской) и существенно осадочной (белозерской) свит. Белозерской свите близка по составу криворожская серия.

Установление типоморфных структурно-вещественных признаков метаморфизованных вулканогенных формаций конкской свиты зеленокаменных структур Среднего Приднепровья [Сиворонов и др., 1981] позволило выделить формационные типы и на этом основании скоррелировать формационные ряды отдельных структур.

Коматиит-толеитовый* формационный тип представлен четырьмя структурными разновидностями (рис. 1). Первая разновидность (алферовская) имеется в Верховцевской структуре, где вскрыта Алферовским структурным профилем и обнажается в балках правого борта долины р. Базавлук. Эта структурная разновидность мощностью более 1 км характеризуется равномерным чередованием мощных толеитовых покровов (или их серий) с уступающими им по мощности коматиитовыми покровами. Нередко встречаются подушечные и миндалекаменные текстуры толеитовых базальтов. Среди коматиитов преобладают пироксенитовые разновидности, хотя нередки и базальтовые, в которых в обнажении по балке Холодова встречены мелкоподушечные текстуры. Перидотитовые кома-

* Здесь и далее названия формаций и пород приводятся со «снятым» метаморфизмом.

тииты встречаются крайне редко. На Алферовском участке большая часть коматиитов концентрируется в нижней части разреза, в то время как в верхней части встречаются редкие и маломощные (до 5—10 м) пласты базальтовых и пироксенитовых коматиитов. Элементарный парагенезис формации характеризуется антидромной структурой с толеитами в нижней части и коматиитами — в верхней.

Вторая структурная разновидность (сурская) вскрыта несколькими структурными профилями в юго-западной части Сурского синклинория. Зональный тип структуры этой формации отчетливо проявляется в резко неравномерном распределении коматиитов с максимальной их концентрацией в средней части разреза. В нижней толще преобладают массивные и подушечные потоки толеитов с редкими и маломощными (3—5 м) пластами пироксенитовых коматиитов. Средняя толща представляет собой парагенезис пироксенитовых, базальтовых и перидотитовых коматиитов с согласными телами перидотитовых интрузий со структурами типа спинифекс в эндоконтакте. В коматиитах чаще встречаются базальтовые и пироксенитовые разности, находящиеся примерно в равных количественных соотношениях. Не исключено, что перидотитовых коматиитов на самом деле гораздо больше, но не всегда их можно уверенно отличить от интрузивных перидотитов. В верхней толще опять преобладают толеиты, но в отличие от нижней толщи они представлены здесь в основном пирокластическими фациями. Базальтовые коматииты имеют явно второстепенное значение.

Зональный тип структуры наблюдается и в коматиит-толеитовой формации южного борта Чертомлыкского синклинория (третья, чертомлыкская, разновидность). Однако распределение в разрезе главных членов парагенезиса имеет другой характер. Здесь пласты пироксенитовых коматиитов концентрируются в нижней и верхней частях разреза формации, тогда как центральная часть сложена почти исключительно толеитами с редкими спорадическими пластами пироксенитовых коматиитов.

Четвертая структурная разновидность — верховцевская (коматиитовая формация [по Сиворонову и др., 1981]) — слагает верхнюю часть разреза конкской свиты Верховцевского и Конкского синклинориев. Она характеризуется однородной структурой с равномерным чередованием в разрезе толеитов и пироксенитовых коматиитов, что обуславливает многократное повторение в разрезе элементарного парагенезиса, нижняя часть которого сложена толеитами, а верхняя — коматиитами.

Таким образом, коматиит-толеитовый формационный тип характеризуется значительным структурным многообразием, но с общей для всех разновидностей антидромной структурой элементарного парагенезиса.

Джеспилит-толеитовый формационный тип представлен тремя структурно-вещественными разновидностями: сурской, верховцевской и конкской. Сурская разновидность (см. рис. 1) сложена двух-трехкратным повторением элементарного парагенезиса, состоящего из толеитов (внизу) и амфибол-магнетитовых кварцитов и сланцев (вверху). Мощность толеитовой части элементарного парагенезиса иногда превышает 200 м, а мощность железисто-кремнистых горизонтов обычно не более 10—15 м и только в северной части Сурской структуры она превышает 100 м.

Аналогичной по своей структуре является верховцевская разновидность джеспилит-толеитовой формации мощностью 150—200 м, вскрытая Алферовским структурным профилем. Структура элементарного парагенезиса аналогична сурской разновидности. Отличительной особенностью Верховцевской формации является присутствие в составе второго (снизу) и третьего элементарных парагенезисов пироксенитовых коматиитов, пласты которых либо подстилаются и перекрываются толеитами, либо подстилаются железистыми кварцитами, а перекрываются толеитами.

Конкская разновидность джеспилит-толеитовой формации вскрыта Веселянским структурным профилем. Она характеризуется зональным типом структуры с концентрацией основной массы железисто-кремнистых пород в верхней части разреза. Помимо толеитов и железистых кварцитов

в числе главных членов формации здесь имеются серицит-кремнистые сланцы, которые в нижней части разреза входят в состав элементарного парагенезиса, занимая места железистых кварцитов. В верхней части разреза повторяется обычный для джеспилит-толеитовой формации элементарный парагенезис: толеит (внизу) — железистый кварцит (вверху).

Дацит-андезит-толеитовый формационный тип представлен двумя структурными разновидностями — нижневеселянской (зональной) и верхневеселянской (однородной). Наиболее полно зональная разновидность этой формации вскрыта Веселянским профилем на юге Конкской структуры. В разрезе формации выделяются две отличающиеся по структурно-вещественным особенностям толщи. Нижняя толща состоит из четырех крупных однотипно построенных трехкомпонентных ритмов. Основание ритмов представлено покровом толеитов (2—8 м), в средней части чередуются все три компонента (дациты, андезиты и толеиты), а верхняя часть состоит из дацитов или риодацитов мощностью от 2—3 до 80 м. При этом характерно, что в строении каждого последующего ритма возрастает роль толеитов и андезитов и одновременно с этим уменьшается доля кислых эффузивов вплоть до их полного исчезновения в верхней толще, состоящей из трех—двухкомпонентных ритмов. Низы их сложены покровами толеитов (мощностью 22, 36, 18 м), а в верхней части располагаются андезиты и андезит-базальты (мощностью 18, 32, 4 м). Сравнительный анализ всех ритмов верхней толщи показывает общее повышение средней основности элементарных парагенезисов по направлению к верхней части разреза. Итак, для структуры описываемой разновидности дацит-андезит-толеитовой формации характерны две главные особенности: 1) гомодромная последовательность пород в пределах ритмов (от основных к кислым); 2) антидромная последовательность ритмов, выраженная возрастанием доли основных и средних компонентов и уменьшением — кислых.

Зональная разновидность дацит-андезит-толеитовой формации развита также в верхней части конкской свиты Верховцевской структуры (Алферовский участок). Отличие ее от вышеописанной формации заключается в том, что нижняя часть разреза сложена не трех-, а двухкомпонентными ритмами двух типов. Одни из них состоят из толеитов и андезитов, а другие — из толеитов и дацитов (в том числе риодацитов). В этой части разреза «андезитовые» ритмы (или их сочетания) чередуются с «дацитовыми» ритмами (см. рис. 1). Верхняя часть разреза формации полностью состоит из двухкомпонентных толеит-андезитовых ритмов. Анализ разреза этой формации, как и предыдущей, позволяет видеть антидромную тенденцию изменения ее состава.

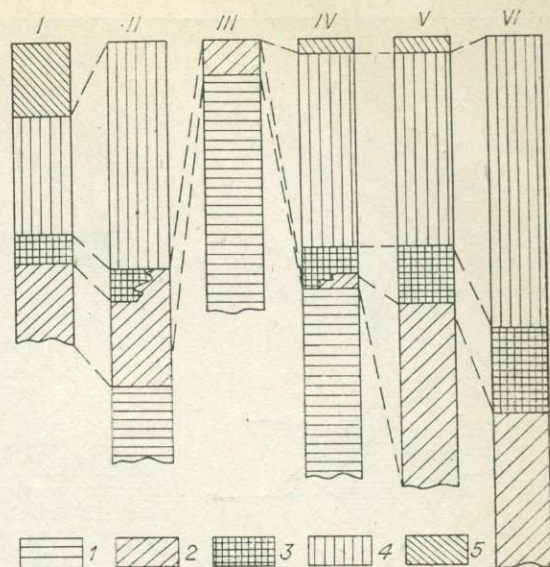
Однородная разновидность формации вскрыта Веселянским структурным профилем в верхней части разреза конкской свиты на юге Конкского синклиория. В составе этой формации также принимают участие двухкомпонентные толеит-андезитовые и толеит-дацитовые ритмы, образующие более или менее равномерно чередующиеся в разрезе пачки.

Верхняя часть разреза зеленокаменного комплекса сложена преимущественно осадочными образованиями с резко подчиненными пластами вулканитов среднего и кислого состава (белозерская свита конкско-верховцевской серии). В нижней части разреза располагается конгломерато-песчано-сланцевая формация сравнительно небольшой мощности (300—500 м). Выше, как правило, залегает джеспилитовая кремнисто-сланцевая формация мощностью до 1500 м, состоящая из чередующихся в разрезе железистых кварцитов и серицит-хлоритовых сланцев. Завершает разрез зеленокаменных структур ритмичная песчано-сланцевая формация мощностью более 1500 м.

Интрузивные образования зеленокаменных структур представлены доскладчатыми габбро-диабазовой и габбро-перидотитовой формациями, а также послескладчатыми тоналит-плагиогранитовой (2800—3000 млн. лет) и гранитовой (2600—2800 млн. лет) формациями. Изотопный возраст

Рис. 2. Схема корреляции формаций зеленокаменных структур Среднего Приднeпровья.

1 — дацит-андезит-толеитовая формация; 2 — коматит-толеитовая формация; 3 — джеспилит-толеитовая и сланцево-джеспилит-толеитовая формации; 4 — дацит-андезит-толеитовая и риолит-толеит-андезитовая формации; 5 — коматитовая формация. Структуры: I — Верховцевская; II — Чертомлыкская; III — Софиевская; IV — Конкская; V — Белозерская; VI — Сурская.



циркона андезитов верхней части разреза конкской свиты составляет 3000 — 3100 млн. лет [Шербак, 1980].

Схема корреляции метавулканогенных формационных рядов зеленокаменных структур Среднего Приднeпровья показана на рис. 2. На-

иболее типичной для всех структур является коматит-толеитовая формация, слагающая нижнюю часть разреза в Верховцевской, Сурской и Белозерской структурах, в то время как в Конкской и Чертомлыкской она сменяет по разрезу нижнюю дацит-андезит-толеитовую формацию. Во всех без исключения зеленокаменных структурах выше коматит-толеитовой формации залегает джеспилит-толеитовая, над которой располагается дацит-андезит-толеитовая. Здесь, однако, следует отметить, что конкретные формации дацит-андезит-толеитового типа в разрезах зеленокаменного комплекса стратифицированы. В Конкской и Чертомлыкской структурах эта формация располагается в нижней и верхней частях разреза, а в остальных структурах она фиксируется только в верхних частях. Вулканогенные части разрезов Верховцевской и Конкской структур завершаются коматитовой формацией.

Несмотря на некоторые отличия в количественных соотношениях членов, а также в структурных особенностях и мощностях однотипных формаций в разных зеленокаменных прогибах наблюдается вполне удовлетворительная коррелируемость разрезов на формационном уровне. Это дает основание рассматривать формационные типы, выделенные в Среднем Приднeпровье, в качестве основы для корреляции осадочно-вулканогенных образований зеленокаменных поясов других регионов (см. ниже).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР

Разная полнота формационных разрезов зеленокаменных структур Среднего Приднeпровья сочетается с различием их тектонических особенностей. Строение наиболее простых структур можно рассмотреть на примере Конкского синклинария. Он состоит из двух узких вытянутых в меридиональном или близком к нему направлении синклинальных складок — Веселянской и Кирпотинской (рис. 3). Веселянская синклиналь, располагающаяся в южной части синклинария, представляет собой достаточно крупную асимметричную, субизоклинальную, местами запрокинутую на восток структуру протяженностью до 30 км с размахом крыльев от 8—9 км на юге до 1—2 км — на севере. Кирпотинская синклиналь, занимающая северо-восточную часть Конкского синклинария, имеет меньшие размеры (длина до 10 км, размах крыльев 3—4 км), является более открытой, с довольно пологим (30—40°) падением крыльев, складкой и отличается более симметричным строением. Обе эти пликвативные формы

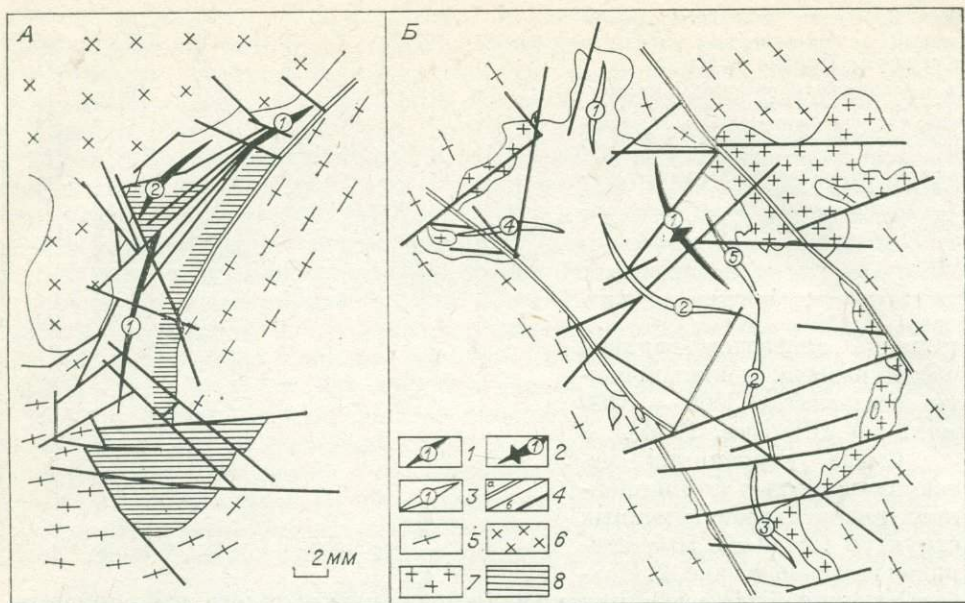


Рис. 3. Тектоническая схема Конкского (А) и Сурского (Б) синклиналиев (конкского и сурского тектонотипов). Построена с использованием материалов В. Ф. Киктенко и И. А. Гаева.

1 — синклиналильные формы, выраженные в породах белозерского уровня (1 — Веселянская, 2 — Кирпотинская синклинали); 2 — антиклиналильные формы (1 — Пашенная антиклинал); 3 — синклиналильные формы, выраженные в породах конкского уровня (1 — Карнауховская, 2 — Сурско-Михайловская, 3 — Широковская, 4 — Правдинская, 5 — Ново-Николаевская синклинали); 4 — разрывные нарушения (а — основные, б — второстепенные); 5 — гранито-гнейсы аульского фундамента; 6 — массивы аллохтонных калиевых гранитов; 7 — массивы аллохтонных тоналитов; 8 — участки моноклиналильного залегания пластов (конкский уровень).

достаточно просты, осложняющие складки более высоких порядков неизвестны.

Гораздо сложнее построен Верховцевский синклиналирий (рис. 4). Он характеризуется сложной амебодной формой в плане с несколькими ответвлениями. Крайнее северное окончание синклиналирия представлено Домотканской синклиналилью, которая на юге сочленяется с субмеридиональной Грановской синклиналильной зоной. К последней с запада примыкает Вольнохуторская моноклинал, а на юге она сочленяется с Западно-Тепловской синклиналильной зоной северо-западного простирания. На запад последнюю продолжает Алферовская синклинал. На юге синклиналирия фестончато сочленяются Адамовская, Базавлукская и Кудашевская синклинали. Все отмеченные синклиналильные формы представлены изоклиналильными асимметричными складками длиной 10—15 и шириной 1—3 км. В ряде случаев наблюдается тенденция к запрокидыванию отдельных складчатых структур и, в силу их изоклиналильного характера, в этом случае образуются крутонападающие моноклинали, которые обычно картируются в виде тектонически ограниченных пластин зеленокаменных пород. Все эти пликативные структуры фиксируются на так называемом конкском уровне, т. е. эти складки сложены формациями вулканогенной части разреза (конкской свиты) — коматиит-толеитовой, джеспилит-толеитовой, дацит-андезит-толеитовой и коматиитовой. Складки белозерского уровня, сложенные формациями верхней терригенной части разреза зеленокаменных поясов, очень своеобразны. В Среднем Приднепровье ранее они описывались под названием «синклиналильные узлы», а Б. Е. Горманом и др. [Gorman et al., 1978] были названы «складками с треугольными замками». В пределах Верховцевского синклиналирия две такие складки — Грановско-Тепловская (сочленение погружающихся шарниров Западно-Тепловской, Грановской и Южно-Тепловской синклиналией) и Адамовско-Кудашевская (сочленение погружающихся шарниров Базавлукской, Адамовской и Кудашевской синклиналией). Обе они имеют форму

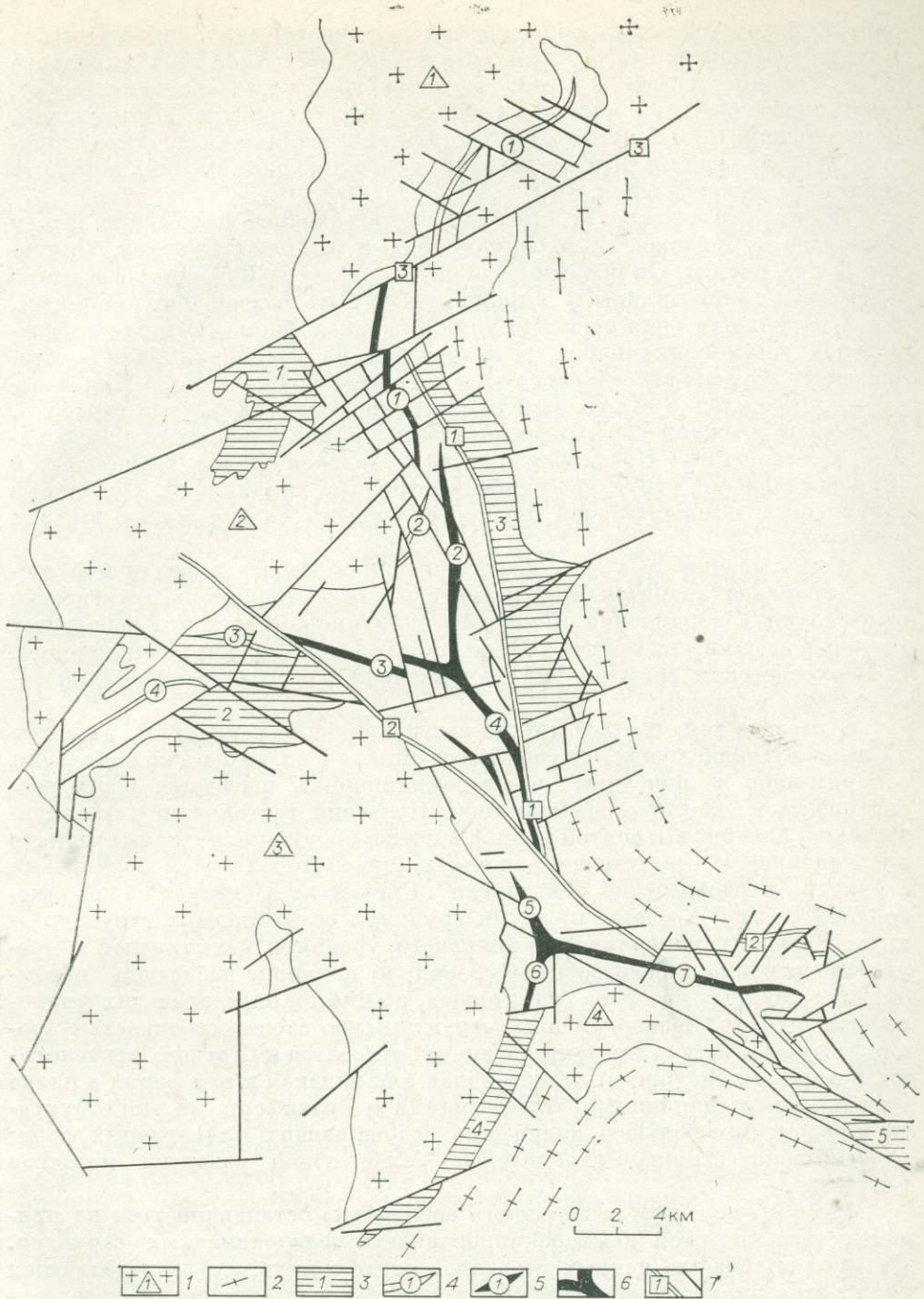


Рис. 4. Тектоническая схема Верховцевского синклиория. Составлена с использованием материалов А. А. Зайцева.

1 — массивы аллохтонных тоналитов и гранитов (1 — Пятихатский, 2 — Вольнохуторской, 3 — Демуриинский, 4 — Кудашевский); 2 — гранито-гнейсы аульского фундамента; 3 — моноклинали (1 — Вольнохуторская, 2 — Алферовская, 3 — Грановско-Тепловская, 4 — Базавлукская, 5 — Краснобалнинская); 4 — синклинали, выраженные в породах ковского уровня (1 — Дюмотканская, 2 — Западно-Грановская, 3 — Алферовская, 4 — Западно-Алферовская); 5 — синклинали, выраженные в породах белозерского уровня (1 — Северо-Грановская, 2 — Грановская, 3 — Западно-Тепловская, 4 — Южно-Тепловская, 5 — Адамовская, 6 — Базавлукская, 7 — Кудашевская); 6 — ядерные части складок с треугольными замками (синклинальные узлы); 7 — разрывные нарушения (1 — Центрально-Верховцевский, 2 — Щорско-Первознавский, 3 — Комиссаровский разломы).

кривоугольных тетраэдров, обращенных вершинами вниз, причем структурные исследования показывают, что вогнутости граней этих тетраэдров (т. е. арочные изгибы крыльев складок) конформны и, по-видимому, генетически связаны с массивами аллохтонных тоналитов (Пятихатский, Демурицкий, Вольнохуторской). Охарактеризованные складчатые структуры первого порядка осложнены серией складок более высоких порядков вплоть до микроскладок.

По степени сложности строения промежуточное положение между Конкским и Верховцевским синклиниями занимает Сурский синклинорий (см. рис. 3). Он обладает близкой к изометричной формой в плане и по соотношению длины и ширины может быть назван брахиформным. Здесь выделяется одна основная синклиналичная форма, которая в центральной части синклинория разветвляется на две синклинали — юго-западную (Сурско-Михайловскую) и северо-восточную (Ново-Николаевскую). Эти складки отличаются симметричностью и простотой строения. В северной и южной частях Сурского синклинория фиксируются амебоидные ответвления — Правдинская, Карнауховская (север структуры) и Широковская (юг структуры) субсимметричные синклинали. Описанные структуры в незначительной степени осложнены складчатостью высших порядков.

В обрамлении трех рассмотренных синклинориев в различной степени проявлен гранитоидный магматизм. Тела тоналитов практически отсутствуют в обрамлении Конкского синклинория, массивы небольших размеров известны на севере, востоке и юго-западе Сурского синклинория. В Верховцевском синклинории максимально развиты гранитоидные тоналитовые плутоны.

В связи с тем, что все другие зеленокаменные структуры, развитые в Среднем Приднепровье, по своим особенностям могут быть сопоставлены с каким-либо из описанных выше синклинориев, последние могут рассматриваться в качестве тектонотипов. **Конкский тектонотип** характеризуется: а) линейно вытянутой формой в плане; б) двумя порядками структур по величине; в) отсутствием вращающихся массивов тоналитов в обрамлении структур. **Верховцевский тектонотип** отличается: а) неправильной амебоидной формой в плане; б) двумя группами осложняющих структур — крутопадающих моноклиналей конкского уровня и синклиналей с треугольными замками белозерского уровня; в) широким развитием обрамляющих крупных массивов гранитоидов, во многом определяющих морфологию структур. Зеленокаменные структуры, по своим особенностям промежуточные между этими тектонотипами, относятся к **Сурскому тектонотипу**, которому присущи: а) изометричная или близкая к ней форма в плане с небольшими единичными ответвлениями и брахиформный тип структуры в целом; б) небольшое количество осложняющих пликвативных форм; в) окаймление структур сравнительно узкой зоной развития массивов тоналитов.

Здесь мы не имеем возможности специально останавливаться на причинах тектонической дифференцированности зеленокаменных структур. Большое количество данных позволяет предполагать, что определяющая роль в этом принадлежала массивам тоналитов, диапировавшим зеленокаменные толщи.

Структуры Конкского тектонотипа в Среднем Приднепровье концентрируются в пределах Белозерско-Дерезоватского зеленокаменного пояса. К Сурскому тектонотипу относятся Сурский, Чертомлыкский, Софиевский, Кобеляцкий и Петриковский синклинории. Верховцевский тектонотип представлен лишь одноименным синклинорием.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР

Железо. Железные руды в зеленокаменных поясах занимают три геологические позиции. В основании разреза они располагаются в джеспилит-голеитовой формации, в верхней части разреза железные руды

связаны с джеспилитовой кремнисто-сланцевой. Помимо этого, отдельные пласты джеспилитов с промышленными содержаниями железа известны в составе других формаций, где они являются аллофильными членами породных парагенезисов. Наиболее экономически важны залежи в джеспилитовой кремнисто-сланцевой формации. К этому типу относятся крупнейшие железорудные месторождения Криворожского и Белозерского синклиналиев. Ряд небольших месторождений (Чертомлыкское, Само-тканское) известен в джеспилит-толеитовой формации. Железорудные месторождения третьего из указанных типов пока не известны.

Никель. В настоящее время выделяется пять типов месторождений никеля зеленокаменных поясов [Marston *et al.*, 1981]: 1) стратиформные сульфидно-никелевые в основании коматиитовых потоков (коматиит-толеитовая формация); 2) сульфидно-никелевые в дунитовых интрузивах (габбро-перидотитовая формация); 3) сульфидные медно-никелевые в расчлененных интрузиях Норильского типа; 4) сульфидные медно-никелевые (колчеданного типа) в осадочных породах; 5) в золотоносных кварцевых жилах и связанных с ними метасоматитах. Наиболее важными в экономическом отношении являются месторождения первых двух типов. Однако в Среднем Приднепровье оруденение, которое можно было бы отнести к первому типу, пока не известно, и, учитывая незначительное количество ультрамафических коматиитов в составе коматиит-толеитовой формации зеленокаменных структур, перспективы его обнаружения, по-видимому, невелики. Ко второму типу месторождений можно, вероятно, отнести оруденение, известное в пределах Правдинского участка Сурского синклиналия. Геологическая обстановка проявления сульфидно-никелевых руд здесь во многом напоминает таковую крупного западно-австралийского месторождения Персиверанс. Большинство проявлений никеля (Грушевское, Варваровское, Марьевское) относится, однако, к пятому типу месторождений. Для всех этих руд характерны связь с метасоматитами и четкий структурный контроль. Оруденение третьего и четвертого типа пока не обнаружено.

Медь и цинк. Медно-цинково-колчеданные месторождения зеленокаменных поясов — наиболее промышленно важные источники этих металлов. По литологическому контролю оруденения [Ручкин, 1980] могут быть выделены пять типов месторождений в толщах: 1) туфов среднего и кислого состава; 2) лав основного, среднего и кислого состава; 3) переслаивания туфов и углисто-кремнистых пород; 4) переслаивания кремнистых и карбонатно-кремнистых пород и эффузивов основного состава; 5) углисто-кремнистых пород, заключающих пластовые тела гипербазитов и вулканогенных пород. В зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья установлено оруденение только второго типа (Алферовский, Кудашевский, Само-тканский участки Верховцевского синклиналия, Северосурский участок Сурского синклиналия). По-видимому, основной причиной этого являются особенности формационного состава зеленокаменных структур, в которых преобладают дацит-андезит-толеитовые формации, отличающиеся практически полным отсутствием седиментогенных пород и, кроме того, туфогенные толщи кислого и среднего состава довольно редки.

Золото. Золоторудные месторождения зеленокаменных поясов группируются в пять типов [Foster, 1980]: 1) месторождения в джеспилитах; 2) связанные с медно-цинково-колчеданными залежами; 3) в туфогенных породах; 4) в обломочных породах; 5) кварцевых жил и ассоциирующих метасоматитов. Большая часть золотой минерализации, известной в зеленокаменных структурах Среднего Приднепровья, относится к пятому типу, который, кстати, является наиболее экономически важным. Кроме того, известно оруденение в джеспилитах, колчеданных залежах (Верховцевский синклиналий), кислых туфах (Сурский синклиналий) и обломочных породах (Белозерский синклиналий).

Таким образом, общая рудоносность зеленокаменных структур Среднего Приднепровья определяется особенностями их формационного со-

става и тектонического строения. Каждая формация характеризуется своим металлогеническим профилем. Для рассмотренных осадочно-вулканогенных формаций намечается следующая металлогеническая специализация: 1) коматиит-толеитовая формация — стратиформные сульфидно-никелевые месторождения; 2) джеспилит-толеитовая формация — железорудные и сопутствующие им золоторудные месторождения; 3) дацит-андезит-толеитовая формация — медно-цинково-колчеданные с золотом месторождения; 4) джеспилитовая кремнисто-сланцевая формация — месторождения богатых железных руд.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО, БАЛТИЙСКОГО И АЛДАНО-ВИТИМСКОГО ШИТОВ

Формационный анализ зеленокаменного комплекса Карельского мегаблока Балтийского щита на материале сотрудников ИГ КФ АН СССР и ИГГД АН СССР позволил выделить три типа формационных рядов, названных по местоположению стратотипических разрезов: Хаутоваарский, Костомукшский и Койкарско-Бергаульский.

Хаутоваарский тип отличается тем, что начинается не с базитовой (или ультрабазит-базитовой), а с дацит-андезитовой формации, состоящей из средних и умеренно кислых эффузивов с подчиненным значением базальтов и риолитов. Выше располагаются дважды повторяющиеся в разрезе толеитовые формации, разделенные серноколчеданной риолит-дацитовой формацией (рис. 5).

Костомукшский тип формационного ряда характеризуется, во-первых, наличием трех типов железорудных формаций (джеспилит-толеитовой, джеспилитовой риолит-дацитовой и джеспилитовой графит-слюдисто-сланцевой), а во-вторых — мощными осадочными формациями (джеспилитовая графит-слюдисто-сланцевая и слюдисто-сланцевая) в верхней части разреза формационного ряда. Вулканогенная часть разреза Костомукшского типа завершается коматиит-толеитовой формацией.

Койкарско-Бергаульский тип формационного ряда состоит из двух формаций: коматиит-толеитовой (в некоторых структурах — толеитовой) и серноколчеданной риолит-дацитовой.

На рис. 5 приведена схема корреляции формационных рядов зеленокаменных поясов Карелии и Среднего Приднепровья. К Хаутоваарскому типу формационного ряда на Украинском щите относятся, по-видимому, формационные ряды южной части Коньского и Чертомлыкского синклиналиев. Аналогами Костомукшского типа формационного ряда в Среднем Приднепровье являются формационные ряды Верховцевского и Белозерского синклиналиев. Они обладают полными наборами вулканогенных и осадочных формаций, но состав вулканогенной части разреза Костомукшского синклиналиев отличается отсутствием коматиит-толеитовой и коматиитовой и наличием джеспилитовой риолит-дацитовой формаций. В осадочной части костомукшского разреза отсутствует типичная для зеленокаменных структур Среднего Приднепровья поджелезородная псефито-псаммитовая формация. Вместе с тем не исключено, что сильно редуцированным аналогом последней является линзовидное тело (мощностью до 80 м) конгломератов и гравелитов, относимое к базальному горизонту джеспилитовой графит-слюдисто-сланцевой формации.

Койкарско-Бергаульский тип формационного ряда в Среднем Приднепровье развит, по-видимому, в Сурской структуре. Отличие заключается в гораздо большей мощности разреза последней и хорошо представленной здесь джеспилит-толеитовой формации.

Субганский комплекс на Алдано-Витимском щите слагает узкие складчатые зоны, по главным своим особенностям принципиально не отличающиеся от зеленокаменных поясов других регионов. Наиболее

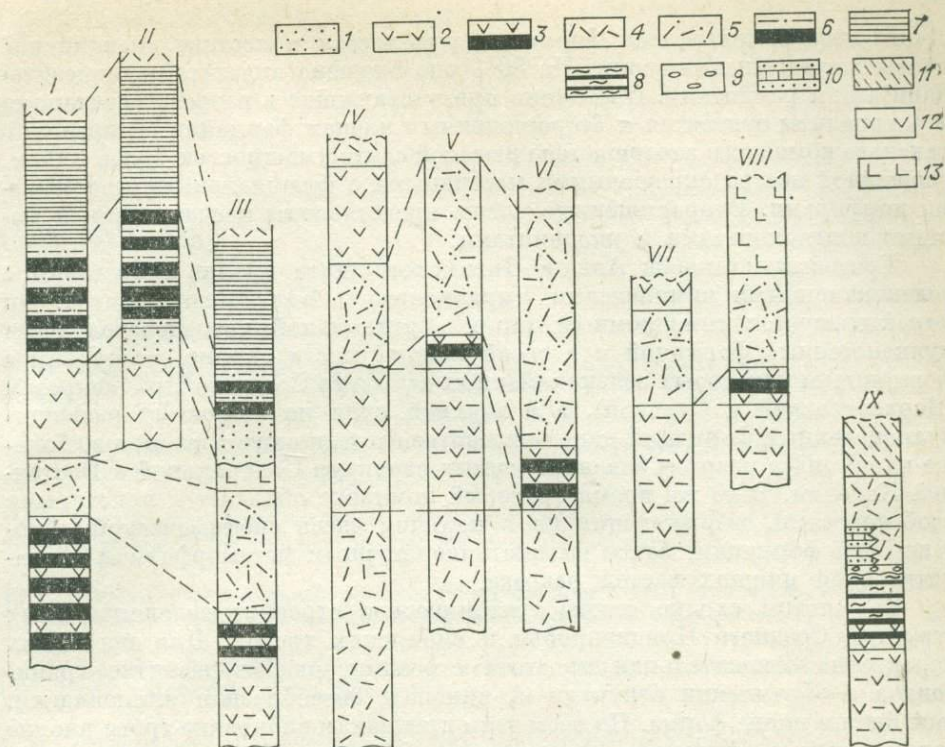


Рис. 5. Схема корреляции формаций зеленокаменных комплексов Карелии, Украины и Сибири.

Формации: 1 — конгломерато-песчано-сланцевая; 2 — коматиит-толеитовая; 3 — джеспилит-толеитовая; 4 — дацит-андезит-толеитовая; 5 — дацит-андезит-толеитовая верхних частей разреза; 6 — джеспилитовая кремнисто-сланцевая и джеспилитовая графит-слоудисто-сланцевая; 7 — джеспилитовая графит-слоудисто-сланцевая; 8 — лютогенитовая; 9 — конгломерато-песчано-сланцевая; 10 — карбонатно-терригенная; 11 — риолитовая; 12 — толеитовая; 13 — коматиитовая. Синклиории и комплексы: I — Костомукшский; II — Криворожско-Кременчугский; III — Белозерский; IV — Хаутваарский; V — Чертомлыкский; VI — Конкский; VII — Койкарский; VIII — Верховцевский; IX — Субганский комплексе Алдано-Витимского щита,

изучены они в Чаро-Олекминском районе, где Р. Н. Ахметов, И. М. Фрумкин и другие выделяют Чаро-Токкинскую, Токко-Ханинскую, Темулякит-Тунгурчинскую, Олекмо-Амгинскую и Амедичинскую структуры.

По составу породных парагенезисов в нижней части темулякитской свиты борсалинской серии в центральной части Чаро-Олекминского междуречья выделяется коматиит-толеитовая формация (см. рис. 5), главными членами которой являются перidotитовые коматииты (ранее они описывались как пикриты) и толеитовые базальты. Второстепенные члены представлены незначительным количеством дацитов и риолитов.

В верхней части темулякитской свиты развит парагенезис железистых кварцитов (магнетитовые и амфибол-магнетитовые разности), магнетит-амфиболовых и тальк-магнетит-амфиболовых сланцев и толеитов, позволяющий выделить здесь джеспилит-толеитовую формацию.

Для тьянской свиты, разрезы которой описаны в Темулякит-Тунгурчинской и Токко-Ханинской структурах, характерен специфический парагенезис гематитовых лютогенитов с высокоглиноземистыми и глиноземистыми породами (сланцами и гнейсами) с андалузитом, дистеном, силлиманитом, кордиеритом, ставролитом и гранатом. Во всех типах разрезов присутствуют пласты метаэффузивов основного и среднего состава, составляющие не более 15% объема свиты. По наиболее типичным породам тьянскую свиту можно выделить в качестве лютогенитовой формации. На борсалинской серии с несогласием залегает ритмичная конгломерато-песчано-сланцевая формация мощностью около 1000 м, выделяемая по главным компонентам тунгурчинской серии, хорошо изученной в Токко-Ханинской и Темулякит-Тунгурчинской зеленокаменных структурах.

Дацит-андезит-толеитовая формация выделяется в составе диендинской свиты тасмиэлинской серии. На 80% она сложена андезитами, андезитодацитами и риолитами. Постоянно присутствующие в разрезах песчаники и алевролиты относятся к второстепенным членам формации. Разрез субганского комплекса завершается ерюсской свитой мощностью более 1000 м, сложенной пестро окрашенными массивными и флюидалными кварцевыми порфирами. Второстепенные члены представлены песчаниками, а местами конгломератами и риодацитами.

Троговый комплекс Алдано-Витимского щита вполне сопоставим с зеленокаменными комплексами Украинского и Балтийского щитов. Он характеризуется гомодромным типом вертикальной последовательности вулканогенных формаций и в своей нижней части вполне сопоставим с формациями некоторых зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Верховцевской и Сурской), а в верхней, судя по широкому развитию вулканогенных формаций дацит-андезитового и риолитового типов, больше напоминает разрезы зеленокаменных структур Центральной и Восточной Карелии. В то же время троговый комплекс обладает и некоторыми особенностями, выражающимися в наличии здесь специфической лютогенитовой формации, более высокотемпературным метаморфизмом и гранитизацией нижних частей разреза.

Во многом сходно также тектоническое строение зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и сибирских трогов. Для последних характерна относительная простота строения, слабое развитие гранитоидов в обрамлении структур и, наконец, своеобразная клиновидная, линейная в плане форма. По всем этим признакам сибирские троговые структуры вполне сопоставимы с Конкским тектонотипом Среднего Приднепровья.

Можно ожидать, что указанные аналоги состава и строения зеленокаменных структур Украинского, Балтийского и Алдано-Витимского щитов являются причиной сходства металлогенической специализации этих структур, тогда как отмеченные различия придают последней своеобразие и определенную неповторимость.

ЛИТЕРАТУРА

- Ручкин Г. В. Геотектоническая позиция и палеотектоническая обстановка локализации докембрийских колчеданных месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1980, т. 22, № 3, с. 36—48.
- Сиворонов А. А., Берзенин Б. З., Малюк Б. И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита.— Геол. ж., 1981, т. 41, № 5, с. 20—28.
- Щербак Н. П. Стратиграфия и геохимия докембрия Украинского щита.— В кн.: Докембрий. XVI сессия МГК. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980, с. 126—131.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P. A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, v. 80, N 11, p. 2175—2200.
- Foster R. P. The controls of gold precipitation in Archean gold deposits.— Mining Eng. (Zimbabwe), 1980, v. 6, p. 21—23.
- Gorman B. E., Pearce T. H., Birkett T. C. On the structure of Archean greenstone belts.— Precambrian Res., 1978, v. 6, p. 23—41.
- Marston R. J., Groves D. I., Hudson D. R., Ross J. R. Nickel sulfide deposits in Western Australia: a review.— Econ. Geol., 1981, v. 76, N 6, p. 1330—1363.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
В. И. Казанский. Докембрийские трюги: геотектоническая позиция и рудоносность	6
В. М. Моралев, Г. Р. Рошкован, К. Г. Чешихина. Формационные особенности и металлогения докембрийских трюговых структур	15
М. З. Глуховский. Закономерности размещения трюговых структур в пределах древних щитов СССР (по материалам космических съемок)	20
В. Г. Кушев. Зеленокаменные прогибы (трюговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов	28
А. Д. Ножкин. Раннедокембрийские трюговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения	34
В. С. Федоровский. Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Байкальской горной области	46
Э. Г. Дистанов, В. Г. Пономарев, К. Р. Ковалев. Геологическое развитие и особенности металлогении Олоkitской трюговой структуры (Байкальская горная область)	53
Г. М. Утехин, С. Н. Суслова. Сравнительная характеристика металлогении зеленокаменных образований Северного Прибайкалья и некоторых других регионов	67
А. Н. Демин. Новые данные о структуре и эндогенном оруденении Абчадской системы разломов Олоkitского трюга (Северное Прибайкалье)	75
О. М. Глазунов, М. А. Золотина, А. С. Мехоношин. Геохимия и рудоносность базит-гипербазитовых серий Байкало-Витимского региона	85
А. Ф. Петров. Тектоническое положение докембрийских зеленокаменных поясов в структуре Алданского щита	90
Л. М. Богомолова, В. Ф. Тимофеев, В. И. Березкин, А. П. Смелов. Тектоника «трюгового» комплекса бассейна р. Олекмы	96
Г. М. Другова, С. А. Бушмин, А. В. Сочава, Т. Е. Савельева, А. Л. Харитонов. Трюговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита	102
Е. М. Аксенов, Р. Ф. Вафин, Р. А. Хайдаров. Сравнительный формационный анализ трюговых структур западной части Пато-Алдано-Станового щита	111
И. А. Калугин, А. С. Лапухов, Г. А. Третьяков. Метаморфизм железорудной формации в Чаро-Токкинской трюговой структуре	116
М. Н. Дэви, И. Г. Рутштейн. Геолого-структурное положение железистых кварцитов Кодаро-Удоканской зоны в связи с проблемой докембрийских трюгов	121
М. П. Мазуров. Условия формирования докембрийской скарновой железорудной формации Алданского щита	126

В. Н. Собаченко. Геохимические условия проявления редкометальных метасоматитов в докембрийских троговых структурах Удоканского района (Северо-Восточное Забайкалье)	133
В. С. Коген. Особенности локализации медно-полиметаллического оруденения в докембрийских трогах центральной части района БАМ	139
Н. И. Московченко, В. М. Шемякин, Н. Н. Красников. Раннедокембрийские поясовые структуры Становой складчатой области	143
А. А. Емельянов, В. М. Кастрыкина, Ю. П. Кастрыкин. Новые данные о геологическом строении и металлогении Джелтулакской троговой (шовной) структуры	151
А. В. Синицын, Л. А. Ермолаева. Об архейских зеленокаменных комплексах Балтийского щита	157
С. И. Рыбаков, В. С. Куликов. Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита	164
Е. М. Крестин. Строение и потенциальная рудоносность архейских зеленокаменных поясов Курско-Воронежского кристаллического массива	170
А. А. Сиворонов, Б. И. Малок, А. Б. Бобров, В. Д. Колий, А. Г. Смогалюк, М. Г. Сирота. Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья	177

CONTENTS

Preface	5
V. I. Kazansky. Precambrian Troughs: Geotectonic Position and Ore Content . . .	6
V. M. Moralev, G. R. Roshkovan, K. G. Cheshikhina. Formational Peculiarities and Metallogeni of the Precambrian Trough Structures	15
M. Z. Gluchovsky. Regularities in the Distribution of the Trough Structures within the Ancient Shields of the USSR (Based on Cosmic Survey Photografiing)	20
V. G. Kushev. Greenstone Depressions (Trough Complexis) in East Siberia in the sistem of Archean Cratons and Proterozoic Mobil Belts	28
A. D. Nozhkin. Precambrian Trough Complexes from South-Western Siberian Platform and their Metallogeny	34
V. S. Fedorovsky. Early Proterozoic Greenstone Belts of the Baikalian Nighland	46
E. G. Distanov, V. G. Ponomarev, K. R. Kovalev. Geologis Evolution and Metallogenetic Peculiarities of Olokit Trough Structure (Baikalian Highland)	53
G. M. Utechin, S. N. Suslova. Comparative Characteristics of Metallogeny of the Greenstone Rocks in North Near-Baikalian Area and Some Other Regions . . .	67
A. N. Dyomin. New Data on the Structure and Endogenic Mineralization of Abchada Fault System in Olokit Trough Structure (North Near-Baikalia)	75
O. M. Glazunov, M. A. Zolotina, A. S. Mekhonoshin. Geochemistry and Ore Mineralization of the Basite-Hyperbasite Roch Series of Baikal-Vitim Region	85
A. F. Petrov. Tectonic Position of the Precambrian Greenstone Belts in Aldan Shield Structure	90
L. M. Bogomolova, V. F. Timofeev, V. I. Beryozkin, A. P. Smyelov. Tectonics of the «Trough» Complex in river Olyokma Basin	96
G. M. Drugova, S. A. Bushmin, A. V. Sochava, T. E. Savyelyevs, A. L. Kharitonov. Trough Complexes in Western Vitim-Aldan Shield	102
E. M. Aksyonov, R. F. Vafin, R. A. Khaidarov. Comparative Formational Analysis of the Trough Structures in Western Patom-Aldan-Stanovoy Shield	111
I. A. Kalugin, A. S. Lapukhov, G. A. Tretyakov. Metamorphism of the Iron-Ore Formation in Chara-Tokka Trough Structure	116
M. N. Devy, I. G. Rutstein. Geologis-Structural Pozition of the Iron Quartzites in Kodar-Udokan Zone in connection to Precambrian Trough Problem	121
M. P. Mazurov. Origin Conditions of Precambrian Skarn-Magnetite Formation of Aldan Shield	126
V. N. Sobachenko. Geochemical Conditions of Rare Metal Metasomatite Mineralization in Precambrian Trough Structures of Udokan Region (North-East Transbaikalia)	133

V. S. Kogen. Peculiarities in Localization of Copper-Polimetallic Mineralization in Precambrian Troughs of Central BAM Region	139
N. I. Moskovchenko, V. M. Shemjakin, N. N. Krasnikov. Early Precambrian Belt Structures of the Stanovoy Folded System.	143
A. A. Yelyanov, V. M. Kastrikin, Yu. P. Kastrikin. New Data on Geostucture and Metallogeny of Dzheltulak Trough (Suture) Structure	151
A. V. Sinitsyn, L. A. Yermolaeva. On the Archean Greenstone Rock Complex of the Baltic Shield	157
S. L. Ribakov, V. S. Kulikov. Nature and Dinamics of the Evolution of the Archean Greenstone Belts of Baltic Shield	164
E. M. Kryestin. The Structure and Potential Presence of Ore of Archean Greenstone Belts of Kursk-Voronyezh Crystalline Massif	170
A. A. Sivoronov, B. I. Malyuk, A. B. Bobrov, V. D. Koliy, A. G. Smogalyuk, M. G. Sirota. The Composition, Structure and Metallogeny of the Greenstone Belts in Central Near-Dniprovia	177

**ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ТРОГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
БАЙКАЛО-АМУРСКОГО
РЕГИОНА
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Утверждено к печати
Институтом геологии и
геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *Л. Л. Михайлова, К. И. Сергеева*

ИБ № 23681

Сдано в набор 10.09.84. Подписано к печати
26.03.85. МН-02513. Формат 70×108^{1/16}. Бумага
типографская № 2. Обыкновенная гарнитура.
Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр.-отт.
17,5. Уч.-изд. л. 19,3. Тираж 1000 экз.
Заказ № 374. Цена 3 р. 20 коп.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. — 12 л.

Рассматриваются развитие карста, причины накопления и источники минеральных веществ во внешних ванновых, в покрытых и закольматированных формах, пещерах, водоносных емкостях и т. п. Описаны механизмы и продукты преобразования карстующихся пород, в том числе по контактам их с алюмосиликатными породами. Рассмотрены рудные и нерудные полезные ископаемые карста, их образование в зависимости от обстановок литогенеза.

Для карстоведов, спелеологов, геологов, интересующихся проблемами гипергенеза и континентального литогенеза.

Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. — 18 л.

Рассмотрены состав и динамика рудообразующих систем в скарновых железорудных формациях фанерозойских складчатых областей, докембрийских щитов и зон активизации. Для каждой формации определены условия образования, показана роль вмещающей среды, магматизма, метасоматизма, регионального и локального метаморфизма, син- и эпигенетических процессов в накоплении и преобразовании рудных масс. На основе детального анализа текстурно-структурных особенностей руд и околорудных пород, изучения состава и микроструктуры магнетита и сопутствующих минералов впервые исследована кинетика рудообразующего метасоматоза. Предложены оригинальные генетические модели, объясняющие размещение и строение месторождений.

Для геологов-рудников.

**Геохимия и петрология рудных районов
Красноярского края.— 18 л.**

В сборнике приводятся новые данные по геохимии и петрологии важнейших рудных районов Красноярского края — Енисейского края, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Таймыра и Сибирской платформы. Особое внимание уделено геохимии месторождений железа, цветных и благородных металлов. Рассмотрены вопросы региональной зональности метаморфитов Таймыра, петрологии гранитоидов Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и др.

Для геологов, занимающихся вопросами рудоносности Сибири, научных работников, преподавателей и студентов.

**Шарапов В. Н., Черепанов А. Н. Динамика
дифференциации магм.— 20 л.**

Рассмотрены количественные модели динамики разделения компонентов в эвтектических и котектических магмах. Дано описание тепловой эволюции магматических систем при интрузии магмы из очага генерации и охлаждении интрузивных массивов. Впервые получены решения задач динамики отделения летучих при развитии гетерофазных зон в интрузивных породах, ритмической кристаллизации и пузырения расплавов.

Для петрографов, вулканологов, геохимиков, геологов-рудников.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Академгородок, Морской проспект, 22, магазин «Наука».

Докембрийские трюги: геотектоническая позиция и рудоносность. Казапский В. И. Докембрийские трюговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Обосновано разделение региональных рудоносных структур материков на три группы: конструктивную, стабильную и деструктивную. Показано, что эти группы отличаются по направленности развития, геотектоническому режиму, геологическим и рудным формациям, условиям локализации полезных ископаемых. На основе межконтинентальной корреляции сделан вывод о том, что среди докембрийских трюговых структур Байкало-Амурского региона есть представители всех трех групп. Подчеркнуто, что метод аналогий при оценке потенциальных возможностей докембрия Байкало-Амурского региона применим лишь в известных пределах, поскольку причины первичной неоднородности и металлогенической специализации земной коры недостаточно ясны.

Библиогр. 37.

УДК 551.242.21

Формационные особенности и металлогения докембрийских трюговых структур. Моралев В. М., Рошкован Г. Р., Чехихина К. Г. Докембрийские трюговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

По особенностям формационного состава, определяющимся ролью и положением в разрезах комплексов зеленокаменных и сланцевых поясов ультрабазит-базитовых (коматит-базальтовых) вулканитов, выделяются три типа комплексов. Намеченные формационные типы обнаруживают определенную связь с металлогеническими особенностями трюговых комплексов. Выделенные типы комплексов, по-видимому, отражают последовательные стадии эволюции земной коры, хотя не исключается возможность одновременного образования комплексов разных типов. Формационная и металлогеническая типизация раннедокембрийских трюговых структур может стать одним из главных критериев при металлогеническом анализе и выделении потенциально перспективных площадей в зоне освоения БАМА.

Библиогр. 34.

УДК 551.242.21.055

Закономерности размещения трюговых структур в пределах древних щитов СССР*(по материалам космических съемок). Глуховский М. З. Докембрийские трюговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

По результатам дешифрирования космических снимков главными элементами тектоники фундамента древних платформ являются оvoidно-кольцевые системы, или нуклеары, размером от 600 до 1500 км. Нуклеары характеризуются длительностью и унаследованностью развития. Они были зарожены на лунной стадии развития Земли и приобрели жесткость в нуклеарную стадию в процессе формирования первичного сланического слоя литосферы. Особенностью нуклеаров является высокая подвижность и магматическая проницаемость их внешних частей, что предопределило приуроченность к ним проявлений полихронного докембрийского и фанерозойского магматизма и вулканизма. Подавляющая часть трюгов (гранит-зеленокаменных поясов) локализуется в тех частях щитов, которые пространственно тяготеют к внешним зонам нуклеаров. Установлено, что Балтийский щит входит в состав трех нуклеаров, Алданский щит охватывает сегментарные части двух, а Анабарский щит представляет собой секториальный тектонический клин одного нуклеара. Возможно обнаружение трюговых структур на слабоизученных участках щитов, а также погребенных трюгов на площадях, перекрытых платформенным чехлом.

Ил. 2, библиогр. 15.

УДК 551.71 + 551.72 + 553.4(571.51)

Зеленокаменные прогибы (трюговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов. Кушев В. Г. Докембрийские трюговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

На основе тезиса о подобии большинства докембрийских провинций дорифейский фундамент Сибирской платформы рассмотрен с позиций возможного выделения главных структурных доменов раннего докембрия. На результирующей схеме фундамент платформы представлен как система архейских кратонов (Ангарский, Тунгусский, Приленский, Виллоийский, Чаро-Олекминский, Амга-Алданский, Оленекский и Тюнгский) и разделяющих их подвижных поясов (Алданский, Джугджуро-Становой, Транссибирский, Анабаро-Ленский, Енисейский).

Под общим названием «трюговые комплексы» объединяются разные по генезису, структурному положению и возрасту структуры. Необходимо отличать прогибы с зеленокаменно перерожденными выполнениями в пределах подвижных поясов от собственно зеленокаменных прогибов в архейских кратонах (гранит-зеленокаменных областях), что важно из-за различий свойственной им металлогении.

Ил. 2, библиогр. 20.

УДК 551.71 + 551.72 + 553.4(571.51)

Раннедокембрийские трюговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения. Ножкин А. Д. Докембрийские трюговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Приводится характеристика выделенных автором раннедокембрийских трюговых структур Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. Показываются геотектоническое положение, внутреннее строение и состав зеленокаменных поясов. Рассматриваются главные типы вулканических и интрузивных ассоциаций и устанавливается их состав. Выявляются геохимические и металлогенические различия трюговых структур, обусловленные разным соотношением корового и мантийного вещества и геодинамическими условиями их формирования.

Ил. 1, библиогр. 27.

Раннепротерозойские зеленокаменные пояса Байкальской горной области. Федоровский В. С. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Формирование зрелой континентальной коры фундамента Сибирской платформы завершилось к концу раннего протерозоя. Ведущая роль в преобразовании архейской протокоры Байкальской горной области принадлежит раннепротерозойским зеленокаменным поясам, заложение которых происходило в режиме рифтогенеза, и структурно и генетически связанным с ними зонам гранито-гнейсовых куполов. Обсуждается модель этого процесса. Библиогр. 6.

Геологическое развитие и особенности металлогении Олокинского троговой структуры (Байкальская горная область). Дистанов Э. Г., Пономарев В. Г., Ковалев К. Р. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Олокинский синклизирий в системе Саяно-Байкальского складчатого пояса рассматривается в качестве типовой позднепротерозойской троговой структуры. Он оформился на месте плавного прогиба, заложение которого произошло в результате деструкции консолидированных блоков земной коры как отражение процессов, развивающихся в Урало-Монгольской геосинклинальной системе. По специфике выполняющих его образований Олокинский трог относится к трогам вулканогенно-карбонатно-терригенного типа с металлогенией преимущественно фемического профиля и обнаруживает черты сходства как с позднеархейско-раннепротерозойскими, так и с фанерозойскими трогами. Их объединяют общий рифтогенный характер заложения, специфика вулканогенно-осадочных комплексов, параллелизуемых с офиолитовыми формациями и типоморфизм рудной минерализации, связанной с процессами седиментогенеза и поствулканического гидротермально-осадочного рудообразования. Выявление структуры, подобных Олокинскому трогу, в докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы существенно конкретизирует площади поисков важных рудно-формационных типов месторождений железа, марганца, свинца, цинка, меди, никеля и других, в первую очередь стратиформных гидротермально-осадочных месторождений свинца и цинка.

Ил. 1, библиогр. 35.

Сравнительная характеристика металлогении зеленокаменных образований Северного Прибайкалья и некоторых других регионов. Утехин Г. М., Суслова С. Н. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Впервые высказывается мнение о синхронности стратиформного гематит-магнетитового и колчеданно-полиметаллического оруденения в Северном Прибайкалье, а также о приуроченности Холздинского месторождения к верхней части трансгрессивного макоритма олокинской серии PR₂. Ставится вопрос о правомерности выделения нижнепротерозойских структур в качестве промежуточных или переходных от архейских зеленокаменных поясов к эвгеосинклиналям рифа. На основе сопоставления муйской серии PR₁ со сходными образованиями в краевых частях Балтийского и Канадского щитов высказываются соображения о перспективах ее рудоносности.

Библиогр. 16.

Новые данные о структуре и эндогенном оруденении Абчадской системы разломов Олокинского трога (Северное Прибайкалье). Демин А. Н. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

На основе детальных геолого-структурных исследований установлено, что Абчадская система разломов Олокинского трога состоит из тектонических пластин, ограниченных пропеллерообразными сместителями надвигов и взбросо-надвигов с левой сдвиговой составляющей до 15 км. Установлено, что после замыкания нижнепротерозойской протоеосинклинали Абчадская зона разломов неоднократно подвергалась процессам термотектогенеза в условиях параплатформенного режима. Дана геолого-структурная характеристика Олокинского трога и поисковые критерии на новые типы редкометалльного оруденения и гранулированного кварца.

Ил. 3, библиогр. 17.

Геохимия и рудоносность базит-гипербазитовых серий Байкало-Витимского региона. Глазунов О. М., Золотина М. А., Мехоношин А. С. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Для базит-гипербазитовых серий Северного Прибайкалья произведена оценка рудоносности на основе изучения особенностей поведения и распределения редких и рудообразующих элементов в процессе формирования интрузий. Во всех массивах поведение элементов группы железа коррелируется с индексом дифференциации. Абсолютные концентрации Ni и Cr в многофазных массивах выше, чем в камерно-дифференцированных, и близки к таковым в альпийских гипербазитах. Рудоносность массивов оценивается по коэффициентам распределения, индикаторным отношениям и относительным концентрациям элементов в породах. Ил. 1, табл. 2, библиогр. 11.

Тектоническое положение докембрийских зеленокаменных поясов в структуре Алданского щита. Петров А. Ф. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Выделяются зеленокаменные пояса раннего и позднего этапов. Первые теснейшим образом связаны с подстилающими серогнейсовыми образованиями, а в гранито-гнейсовых и гранулитовых (эндербитовых) гнейсовых областях приурочены к зонам разломов. Пояса позднего этапа подразделяются на осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные. Они приурочены к зонам разломов и имеют двухъярусное строение. Анализ строения и петрохимии вулканических пород указывает на различные тектонические условия формирования зеленокаменных поясов и их эволюцию во времени.

Ил. 2, библиогр. 16.

Тектоника «тропового» комплекса бассейна р. Олекмы. Богомолова Л. М., Тимофеев В. Ф., Березкин В. И., Смелов А. П. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены особенности строения, состава, структурно-метаморфических и магматических событий докембрийского «тропового» комплекса р. Олекмы (западная часть Алданского щита). Обосновано разделение этих образований на два возрастных уровня, относящихся к различным тектономагматическим циклам. Нижний — тунгурский — цикл характеризуется вулканогенно-карбонатно-терригенным седиментогенезом, основным и ультраосновным сопутствующим магматизмом, низкоградиентным режимом метаморфизма и гранитоидным магматизмом на заключительных стадиях развития. Верхний — тасмелинский — цикл характеризуется терригенным седиментогенезом молассового типа, комплексом даек основных пород и гранитоидным магматизмом нормального и субделочного ряда. Метаморфизм этого цикла относится к менее глубинному типу.

Ил. 1, библиогр. 11.

Троговые комплексы западной части Витимо-Алданского щита. Другова Г. М., Бушмин С. А., Сочава А. В., Савельева Т. Е., Харитонов А. Л. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

В Олекминской структурной зоне под троговыми комплексами выделяются разновозрастные супракрустальные толщи, выполняющие линейно вытянутые наложенные верхнеархейские — нижнепротерозойские структуры (на фундаменте из олекминской серии). Реликтом типичного трога является Олондинская структура, представляющая собой архейский зеленокаменный пояс.

Вулканогенный олондинский комплекс представляет собой серию ультраосновных — основных — средних вулканитов с небольшим количеством кислых метаэффузивов и осадочных пород. В зонах разломов к востоку от Олондо залегают другие троговые комплексы верхнего архея, вещественный состав и метаморфизм которых отличаются от олондинского. Удканской серией начинается следующий структурный этап нижнего докембрия. Анализ условий образования троговых комплексов позволяет выделить в верхнем архее две стадии развития — раннюю, отвечающую геотектонической обстановке, типичной для гранит-зеленокаменных областей, и более позднюю, отличающуюся тектонической неустойчивостью и дифференциацией режимов осадконакопления и эндогенных процессов. В нижнем протерозое в период формирования удканской серии происходила постепенная стабилизация тектонического режима, закончившаяся отложением уже типично платформенных толщ угуйской серии.

Ил. 9, библиогр. 14.

Сравнительный формационный анализ троговых структур западной части Патомо-Алдано-Станового щита. Аксенов Е. М., Вафин Р. Ф., Хайдаров Р. А. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены формационные ряды Токко-Ханинской, Темулякит-Тунгурской и Олекмо-Амгинской зон, входящих в состав Субганской троговой системы Киватинского хроно-тектонического этапа. Установлена общая направленность свдого формационного ряда системы от преобладания основных вулканитов с гипербазитами в нижней части, через аспидоидные сланцы и формацию железистых кварцитов (или ее латерального аналога — карбонатную), углеродистых сланцев (флишвидную) до орогенных моласс. Отличия формационных рядов отдельных структур определяются латеральной неоднородностью их тектонического развития в пределах системы, глубиной эрозийного среза.

Отмечена перспективность субганского комплекса на асбест, апатит, графит.

Библиогр. 9.

Метаморфизм железорудной формации в Чаро-Токкинской троговой структуре. Калугин И. А., Лапухов А. С., Третьяков Г. А. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Выделены зоны метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, щелочно-известкового метасоматоза и приразломного диафтореза. Дана оценка физико-химических условий преобразования железистых кварцитов для каждой из зон.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 1.

Геолого-структурное положение железистых кварцитов Кодаро-Удоканской зоны в связи с проблемой докембрийских трогов. Дэви М. Н., Рутштейн И. Г. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Формация железистых кварцитов Кодаро-Удоканской зоны связана с линейными тектонито-метасоматическими структурами, конвергентными трогами или высокометаморфизованными аналогами зеленокаменных поясов. Разрезы рудовмещающих структур и рудных полей представляют собой чередование разноэтапных полосчатых динамометаморфитов и метасоматитов по амфиболит-плагногранит-гнейсовому комплексу. По отношению к тектонито-метасоматическим поясам собственно трог играют роль поступных структур.

Библиогр. 6.

УДК 553.311

Условия формирования докембрийской скарновой железорудной формации Алданского щита. Мазуров М. П. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Систематизированы современные данные по геологии, метаморфизму и последовательности развития рудообразующих процессов в скарновых железорудных месторождениях, локализованных в пределах центральной части Алданского щита. Обсуждено влияние отдельных факторов на накопление и преобразование рудных масс, на структуру месторождений. На основе исследования вещественного состава руд реконструированы этапы формирования отдельных месторождений и рудной формации в целом.

Библиогр. 31.

УДК 551.243.8 : 553.22 : (550.42 + 550.93)

Геохимические условия проявления редкометалльных метасоматитов в докембрийских троговых структурах Удоканского района (Северо-Восточное Забайкалье). Собаченко В. Н. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Показано, что растворы, производившие фторо-щелочной метасоматоз в алюмосиликатных породах Катугинского и Аянского трогов, с рапакивиоподобными гранитами кодарского комплекса генетически не связаны. Изохронным Rb — Sr методом определен возраст протоплатформенных гранитов кодарского комплекса 1800 ± 100 млн. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7065 \pm 0,0034$. Rb — Sr возраст полевшпатовых метасоматитов Катугинского поля 2014 ± 20 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7722 \pm 0,079$. Впервые установленное высокое значение первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в метасоматитах обусловлено мобилизацией радиогенного Sr из корового субстрата богатыми фтором растворами ювенильного происхождения. Выявлены главные закономерности изменения кислотности-щелочности растворов, которые участвовали в процессах гранитизации и приразломного метасоматоза, проявленных в Катугино-Аянской зоне.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 19.

УДК 553.2+551(571.4)

Особенности локализации медно-полиметаллического оруденения в докембрийских трогах центральной части района БАМ. Коген В. С. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Основные типы медно-полиметаллического оруденения в докембрийских трогах представлены: а) сульфидными жилами и зонами вкрапленной минерализации, локализованными преимущественно среди вулканогенных, реже терригенных и железисто-кремнистых пород; б) сульфидно-кварцевыми жилами и зонами вкрапленно-прожилковой минерализации в различных по составу вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях; в) сульфидными залежами массивных и вкрапленных руд, залегающих согласно с напластованием сложно дислоцированных вулканогенных пород главным образом основным составом. Основные перспективы, по-видимому, связаны со стратиформной минерализацией.

Библиогр. 19.

УДК 551.243

Раннедокембрийские поясовые структуры Становой складчатой области. Москвиченко Н. И., Шемякин В. М., Красников Н. Н. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

На основе критериев цикличности эндогенных процессов проведено тектоническое расчленение Становой складчатой области на участке междуречья Олекма — Гилой. Выделены разновозрастные геоструктуры, большая часть которых сложена комплексами пород достанового возраста. Особенности состава, развития и металлогении комплексов имеют специфику, свойственную архейским зеленокаменным поясам. Структуры характеризуются двухъярусным строением. В ходе эндогенной эволюции достигают локально режимов гранулитовой фации, что имеет место на заключительных стадиях формирования верхнего структурного этажа и сопряжено со становлением магматических пород габбро-анортозит-чарнокитовой серии.

Ил. 2, табл. 3, библиогр. 8.

УДК 551.72(235.34)

Новые данные о геологическом строении и металлогении Джелтулакской троговой (шовной) структуры. Ельянов А. А., Кастрькина В. М., Кастрькин Ю. П. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

При проведении аэрофотогеологического картирования на Ньюжинско-Тындинском участке БАМ детально изучена западная часть Джелтулакской троговой (шовной) структуры. Установлено сложное межблоковое строение структуры, изучено в настоящее время строение, метаморфизм и металлогения нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ джелтулакской серии, многоэтапный сложный магматизм (массивы основных расчлененных интрузий, гранитоидов). Впервые выделены щелочные метасоматиты игамского комплекса, а также широко проявленные гистерогенные процессы (расщелачивание, милонитизация, диафторез, кислотное выщелачивание), которые привели к формированию многочисленных и разнообразных типов оруденения, среди которых впервые установлены шеелитоносные скарноиды стратиформного типа.

Ил. 1, библиогр. 6.

УДК 551.24 : 551.71(470.11/22)

Об архейских зеленокаменных комплексах Балтийского щита. С и н и ц ы н А. В., Ермолаева Л. А. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Восточная часть Балтийского щита подразделяется на архейские кратоны (Кольский, Карельский и Западно-Финляндский) и нижнепротерозойские (2800—1800 млн. лет) подвижные пояса (Свекофенский, Беломорский и Мурманский). Архейские кратоны представляют гранит-зеленокаменные области, сложенные гетерогенными гранитоидами и архейскими (3600—3000 млн. лет) зеленокаменными прогибами. Последние имеют двучленное строение: нижняя, вулканогенная, толща (лопий-парандовская, гимольская, тундровая серии и их аналоги); верхняя, осадочная, толща (ятулий Центральной Карелии, Восточной Финляндии и Кольского п-ова — сегозерская серия, рижгубская и трехостровная свиты). Нижняя вулканогенная толща, в свою очередь, подразделяется на две пачки: существенно ультраосновную, с которой связаны многочисленные гипербазиты (преимущественно эффузивные коматититы), переслаивающиеся с эффузивами основного ряда; существенно основную (андезит-базальтовую) с подчиненным участием кислых эффузивов (риолитов) и осадков (железистые и другие хемогенные кварциты, графитистые сланцы).

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 10.

УДК 551.71 : 551.242.3 : 551.242.32.5.055(4—924.14/16)

Природа и динамика развития архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита. Рыбаков С. И., Куликов В. С. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

В пределах Балтийского щита архейские зеленокаменные пояса сложены осадочно-вулканогенными комплексами с возрастом древнее 2700 ± 100 млн. лет. Последние представлены тремя формациями (дацит-андезитовой, коматитит-базальтовой и дацит-риолитовой), связанными с коровым и мантийным источниками магм. Зеленокаменные пояса заложены на тоналитовой коре по системе сопряженных глубинных разломов. Это обусловлено постоянной генеральной энергией в глубинных частях планеты, приводящей к ее частичному расширению и дроблению земной коры. Тектономагматическая эволюция их в целом сходна с развитием эвгеосинклиналей, что позволяет относить зеленокаменные пояса к структурам геосинклинального типа.

Ил. 3, библиогр. 24.

УДК [551.217 + 551.26 + 551.71 + 553.041(470.32)]

Строение и потенциальная рудоносность архейских зеленокаменных поясов Курско-Воронежского кристаллического массива. Крестин Е. М. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

В строении зеленокаменных поясов принимают участие вулканогенные образования трех формаций: коматититовой, слагающей нижнюю часть разреза, толеит-базальтовой и завершающей разрез контрастной базальт-риодацитовой. Коматититовые интрузии относятся соответственно к гипербазитовой, габбро-диабазовой и гранодиорит-плагиигранитной формациям. Дается краткая характеристика состава и петрогеохимических особенностей пород и обсуждаются вопросы их происхождения. Показано, что ультрамафиты металлогенически специализированы на никель и натровые магматиты — на золото, что подтверждается связью с ними различных типов оруденения.

Ил. 1, библиогр. 5.

УДК 551.26.037(477)

Состав, строение и металлогения зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Бобров А. В., Колий В. Д., Смогалюк А. Г., Сирота М. Г. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. — Новосибирск: Наука, 1985.

Выделяются главные тектонотипы зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Приводится характеристика коматитит-толеитовой, джеспилит-толеитовой, дацит-андезит-толеитовой формаций. На примере железа, никеля, меди и цинка рассматриваются металлогенические особенности зеленокаменных структур и их корреляция с зеленокаменными комплексами Балтийского и Алдано-Витимского щитов.

Ил. 5, библиогр. 7.

6 p. 20 k.

4350



НАЦИОНАЛЬНАЯ БИБЛИОТЕКА
СССР